

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

1/1987



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 1/1987 ГЕОЛОГИЯ

**Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году**

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. ВОЛКОВ

Т. В. Билибина, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, Д. А. Венков, М. В. Голицын, И. С. Грамберг, М. Н. Денисов, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда (зам. главного редактора), В. А. Ерхов, А. И. Зарицкий, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, Е. А. Козлов, Н. Э. Краснова (отв. секретарь), Л. И. Красный, А. И. Кривцов (зам. главного редактора), А. И. Лисицын, Н. В. Межеловский, И. М. Мирчинк, Б. Н. Можаяев, Д. И. Мусатов, С. С. Мухин (зам. главного редактора), В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, В. А. Низьев, Л. Н. Овчинников, В. Н. Полуэктов, Н. Н. Предтеченский, Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, В. С. Сурков, К. И. Сычев, М. А. Фаворская, А. С. Филько, А. З. Юдашев, А. А. Шпак, А. Д. Щеголов, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

© Издательство «Недра»,
«Советская геология», 1987

РЕШЕНИЯ XXVII СЪЕЗДА КПСС — В ЖИЗНЬ

Нарсеев В. А., Цыганов В. А.
Оценка надежности поисковых работ в
районах действующих горнодобываю-
щих предприятий 3

Методология, экономика, организация

Высоцкий В. Н., Сидоренков А. И.
Конкреционная цикличность нефтегазо-
носных формаций 15

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Юзвизкий А. З.
Закономерности распространения верх-
непалеозойских углей в Кузнецком бас-
сейне 24

Никонов В. Ф.
Распределение геологических масс угле-
водородов по разрезу осадочного чехла 34

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ
МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Полкунов В. Ф.
Структурно-геологическая позиция эк-
зогенных серных месторождений и руд-
ных полей 40

Кошелев Ю. Я.
Перспективы выявления стратиформных
месторождений флюорита в Централь-
ной Азии 50

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Макридин В. П., Месезников М. С.
Палеобиогеографическое районирование
и его значение для биостратиграфии 59

Музылев Н. Г., Табачникова И. П.
Зональное деление нижнемайкопских
отложений Предкавказья и смежных
регионов по наннопланктону 65

Бигун П. В.
Келловейские отложения Западной Ку-
бани 74

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Салоп Л. И.
Переломный этап в геологическом раз-
витии Земли на рубеже раннего и
позднего докембрия и лунно-земные
связи 77

Заря В. Ф.
О роли поперечных структур в разме-
щении оруденения в Никитовском руд-
ном поле 86

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Лукьянова Л. И., Бельский А. В.
Кимберлитовый магматизм на Припо-
лярном Урале 92

Кузнецов А. А.
О происхождении гранулитового слоя
протокоры Земли (на примере Анабар-
ского щита) 103

Шахотько Л. И.
Петрохимические особенности субще-
лочных базитов Норильского района 114

ГЕОХИМИЯ

Чекавидзе В. Б.
Поисковая минералого-геохимическая
модель штокверкового золото-сульфид-
но-кварцевого оруденения 121

60-летие Галины Александровны Сидо-
ренко 126

ХРОНИКА

Геологи — лауреаты Государственной
премии СССР 1986 года 127

«Расширить сырьевую базу действующих горнодобывающих предприятий.»

(Из Основных направлений экономического и социального развития СССР на 1986—1990 годы и на период до 2000 года)

УДК 550.812.1.011 : 622.02

В. А. НАРСЕЕВ, В. А. ЦЫГАНОВ (ЦНИГРИ)

Оценка надежности поисковых работ в районах действующих горнодобывающих предприятий

Опыт проведения поисковых работ в сфере действующих горнодобывающих предприятий и в новых, не освоенных промышленностью районах, а также анализ литературных данных позволили выявить существенные различия в задачах, методике проведения исследований, требованиях к надежности получаемых результатов и путях повышения их эффективности. Наиболее остро вопрос обеспечения новыми запасами стоит в районах с напряженным состоянием сырьевой базы. Конкретное определение количественных характеристик минимально-промышленного поискового объекта для различных горно-геологических условий района, изучение и систематизация данных об отказах геологопоисковых систем и их элементов, использование принципов повышения надежности на основе резервированного комплексирования поисковых методов, количественная оценка надежности проектируемого и проведенного опоискования обеспечивают стратегию дальнейших геологопоисковых работ.

Особенности поисковых работ на различных этапах освоения района. В общей стадийности геологоразведочного процесса выделяются два этапа направленности поисков в новом районе и в районе действующего горнодобывающего предприятия. Задачей первого этапа является обнаружение скоплений полезного ископаемого в количестве, достаточном для обоснования строительства рентабельного на длительный период горнодобывающего предприятия. Задача второго этапа состоит в обеспечении действующего предприятия запасами для продления срока рентабельного суще-

ствования. Объем и структура затрат на разработку скоплений полезного ископаемого на разных этапах существенно отличаются [7], а следовательно, различны и требования промышленности к качественным характеристикам поисковых объектов по этапам.

Объекты поисковых работ в новом районе — это, как правило, месторождения полезных ископаемых, крупные по размерам, контрастные по индикационным характеристикам, находящиеся в благоприятных геологопоисковых обстановках. Они обнаруживаются сравнительно дешевыми экспрессными методами в процессе геологосъемочных и сопутствующих им поисковых, геофизических и геохимических работ. В обнаружении месторождений на этом этапе ведущая роль принадлежит методам, ориентированным на выявление поисковых признаков, в то время как локальные закономерности размещения месторождений в структуре региона (поисковые предпосылки) изучены недостаточно. В отличие от строго стадийной схемы поисков, весьма часто и эффективно используются сокращенные схемы опоискования [4].

Объектами поисковых работ в районах действующих предприятий являются скопления полезных ископаемых, меньшие по размерам, малоконтрастные по индикационным характеристикам, обычно находящиеся в сложной геологопоисковой обстановке. Они обнаруживаются лишь при сложном комплексировании поисковых методов и значительном объеме горно-буровых работ. При этом снижается роль методов, ориентированных на обнаружение только поисковых признаков, и

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор В. Ю. Любимова
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 24.11.86. Подписано в печать 15.12.86. Т-23394. Формат 70×108¹/₁₆. Печать высокая.
Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,73. Уч.-изд. л. 12,69. Тираж 2885 экз. Заказ № 1424

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

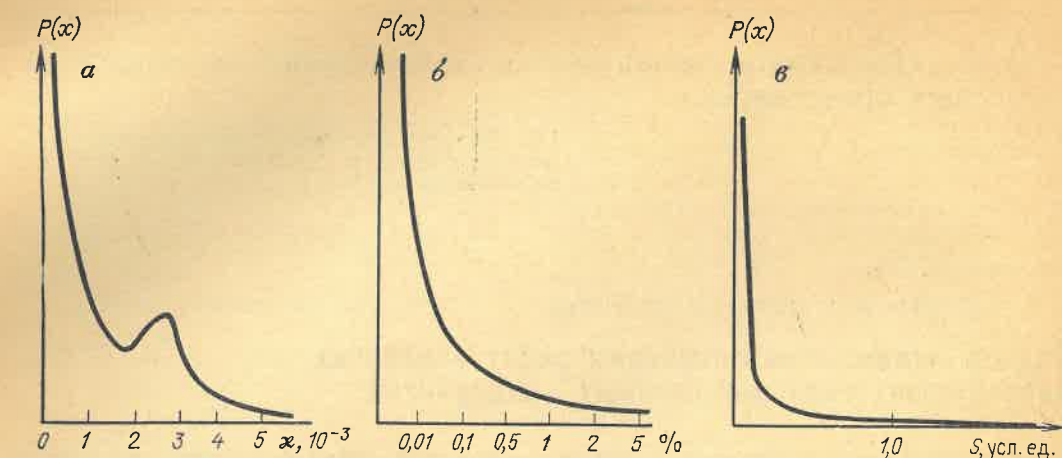


Рис. 1. Изменчивость индикационных свойств кимберлитов: а — магнитная восприимчивость [12]; б — содержание минералов-спутников алмаза [16]; в — площадь сечения на поверхности эрозионного среза [16]

возрастает эффективность прогнозирования по уже выявленным локальным закономерностям размещения поисковых объектов. Соответственно сокращенная схема поисков на втором этапе становится малоэффективной, а результативность работ зависит от работанности и практического использования стадийной схемы с выделением конкретного объекта для каждой подстадии поисков.

Отсюда следует вывод об ограниченной применимости при работах в районе действующих предприятий статистических характеристик поисковых объектов, полученных по итогам первого этапа исследований. Проиллюстрируем это примером. На рис. 1 приведены данные по изменчивости магнитной восприимчивости кимберлитов [12], валовым содержаниям в них минералов-спутников алмаза [16] и площадям сечения на поверхности эрозионного среза [16]. Для придания кривым распределения неискаженного вида частота встречаемости $P(x)$ в каждом интервале нормирована на его длину. Анализ графиков показывает, что во всех случаях распределение параметров имеет вид, близкий к экспоненциальному, с резким преобладанием объектов с низкими значениями параметров над высокими. При этом известно, что кимберлитовые тела выявляются магниторазведкой, шлихо-минералогическим методом или прямым подсечением сетью горно-буровых работ.

Следовательно, обнаружение кимберлитов является в определенной мере функцией их индикационных свойств: размеров, намагниченности, содержаний минералов-спутников. Отметим, то корреляционных связей между этими параметрами не установлено. Приведенные данные свидетельствуют, что имеющаяся выборка из генеральной совокупности кимберлитовых тел, существующих в регионе, не случайная, а функционально связана с индикационными свойствами кимберлитов. Экспоненциальный тип распределений индикационных свойств кимберлитов и отсутствие между этими свойствами корреляционных связей позволяют предполагать наличие в опосредованных традиционными методами районах значительного количества не открытых объектов.

Изложенное подтверждает ограниченность применения при планировании в районах действующих предприятий среднестатистических характеристик объектов поисков, которые вычислены по данным, полученным на первом этапе исследований. Каждый новый поисковый объект следует рассматривать как явление весьма индивидуальное по индикационным свойствам и геологопоисковым условиям. В районах действующих предприятий на конкретных локальных участках, рекомендуемых для постановки детальных поисковых работ, можно рассчитывать на обнаружение только единичных скоплений полезного иско-

паемого (рудных тел), что также ограничивает применение традиционного вероятностно-статистического математического аппарата для оценки достоверности (надежности) поисковых работ. Отмеченные факты указывают на необходимость уточнения методики оценки надежности и эффективности геологопоисковых работ путем перехода от массовых вероятностно-статистических моделей к единичным моделям поисковых объектов. Такая задача, на наш взгляд, может быть решена адаптацией аппарата теории надежности технических систем к практике геологопоисковых исследований.

В основе теории надежности технических систем [8, 13] лежит понятие отказа системы или ее элемента как частичной или полной утраты свойств, позволяющих использовать систему или элемент по назначению. Существующие публикации, посвященные эффективности применения различных поисковых методов, как правило, изобилуют примерами положительного решения поисковой задачи. Случаи пропусков объектов обычно не приводятся, тем более системно не анализируются. Для анализа же надежности характеристик поисковых работ необходимо в первую очередь проводить систематизацию данных об отказах — событиях, которые в конечном счете приводят к пропуску промышленно-ценных объектов. Противоречие обусловлено, на наш взгляд, тем фактом, что в геологопоисковых системах, в отличие от технических, отказ элемента или системы далеко не во всех случаях очевиден. Для определения понятия «отказ геологопоисковой системы» рассмотрим понятие «минимально-промышленного объекта поисков».

Минимально-промышленный объект поисков. Как было показано выше, применение среднестатистических характеристик поисковых объектов для планирования работ не всегда эффективно. В то же время для обоснования методики проведения работ необходимо использовать вполне конкретные параметры поисковых объектов. Применительно к размерам скоплений полезного ископаемых такие параметры могут быть получены следующим об-

разом. В ряде публикаций [10] даны количественные характеристики по соотношению частоты встречаемости месторождений одного геолого-промышленного типа разных по запасам (крупное, среднее, мелкое). При различии запасов в каждом классе на порядок соотношение между крупными, средними и мелкими месторождениями составляет 1 : 9 : 90. Следовательно, общие запасы полезного компонента в месторождениях различного класса практически равны.

Отметим, что близкий характер соотношения месторождений различного по запасам отмечается и для отдельных металлогенических провинций, областей, районов и полей. При наличии крупных месторождений полезного ископаемого в конкретном металлогеническом таксоне, как правило, в преобладающем количестве встречаются средние и мелкие объекты. Эти данные показывают, что в районах действующих предприятий, где крупные, а возможно, и средние месторождения уже вовлечены в промышленную отработку, существенный прирост запасов может быть получен только при обнаружении всех средних и мелких месторождений.

Минимально-промышленным поисковым будем называть такой объект (месторождение), минимальные запасы полезного ископаемого в котором при конкретных условиях залегания достаточны для его промышленной отработки, а возможное общее количество таких объектов в районе достаточно для продления срока рентабельности предприятий на длительный период. В практике поисковых работ параметрами минимально-промышленного объекта могут быть общие запасы горной массы в месторождении или его трехмерные геометрические характеристики. При этом допускается, что содержание полезного компонента в горной массе максимально из известных содержаний в телах данного класса размерности.

Вместо трех геометрических характеристик объекта часто выступают только две в виде площади сечения в плоскости опосредования. В этом случае минимально-промышленным объектом будем называть такой, площадь сечения которого при наиболее веро-

ятном размере по третьей оси обеспечит минимально достаточное количество горной массы для рентабельной отработки объекта. Приведенные выше определения минимально-промышленных поисковых объектов можно рассматривать как последовательные приближения.

Количественные критерии надежности. Под надежностью любой системы понимают ее способность сохранять заданное качество при определенных условиях эксплуатации. Таким качеством геологопоисковой системы принято считать не пропуск промышленно-ценных объектов или, в соответствии с рассмотренным выше, минимально-промышленных поисковых объектов при конкретных условиях проведения геологопоисковых работ. Отказом геологопоисковой системы или ее элемента будем называть любое событие, которое в конечном счете может привести к пропуску на площади хотя бы одного минимально-промышленного объекта.

Рассмотрим наиболее простую модель анализа надежности при проведении поисковых работ сетью буровых скважин на объекте круглой формы с минимально-промышленной площадью сечения S . При этом условно будем считать, что форма сечения объекта соответствует кругу, сеть поисковых скважин имеет абсолютно регулярную форму, а любая скважина, попавшая в контур рудного тела, позволит получить достаточное количество данных для правильной идентификации поискового объекта. Площадь поискового участка примем равной S , а вероятность подсечения объекта, определенная по таблицам И. Д. Савинского [11], составит P_n . Отказом в этом случае будем считать появление на участке после проведения поисков хотя бы одного места, в пределах которого может разместиться не подсеченный скважиной минимально-промышленный поисковый объект.

Определим максимальное число возможных отказов на площади поисков, т. е. количество минимально-промышленных поисковых объектов, которое можно разместить на площади участка так, чтобы в его пределах не осталось свободных мест. При аппроксимации формы объекта поисков пра-

вильными простыми многоугольниками подставив сюда значение из формулы (1), получим

$$P(S) = P_n^{S/KC}. \quad (8)$$

Приведенная схема оценки количественных характеристик надежности, отличное от традиционной схемы простых оценок вероятностей подсечения, имеет существенные преимущества. Так, для использования рекомендуемых количественных характеристик надежности не требуется предположения о случайности и равновероятности расположения объектов поисков на площади. Такое предположение, часто принимаемое за аксиому, при планировании поисковых работ, на наш взгляд, не соответствует действительности, так как расположение объектов поисков всегда конкретно и закономерно.

Переход от анализа вероятностей подсечения поисковых объектов к анализу отказов (в нашем случае — возможных пропусков) делает правомочным вероятностно-статистический анализ надежности в связи с большими, как правило, значениями максимального количества возможных отказов на участке. По опыту работ $T_{\max}$ на перспективных участках измеряется значениями в сотни и тысячи единиц. Приведенные характеристики надежности имеют реальное смысловое содержание, достаточно простую интерпретацию и позволяют проводить оценку надежности весьма сложных человеко-машинных систем.

Проилюстрируем эффективность сделанных рекомендаций на примере. И. Д. Савинский [11] в качестве примера пользования таблицами вероятностей подсечения эллиптических объектов прямоугольной сетью наблюдений приводит задачу оценки средней

Средней наработкой до первого отказа, или средней площадью безотказной работы $\bar{S}$, будем называть математическое ожидание объема наработки до первого отказа. При постоянстве интенсивности отказов она составит

$$\bar{S} = \frac{1}{\lambda} \quad (5)$$

или

$$\bar{S} = \frac{CK}{1 - P_n}. \quad (6)$$

Полученные данные позволяют оценить вероятность безотказной работы системы поисковых скважин в зависимости от площади исследований. Под вероятностью безотказной работы понимается вероятность того, что на площади исследований не произойдет ни одного отказа

$$P(S) = P_n^{T_{\max}}, \quad (7)$$

вероятности подсечения хотя бы одной точкой различных по размерам аномалий. Предполагается, что 50 % аномалий имеют размеры 400×200 , 30 % 500×100 и 20 % 600×200 м. Поисковая сеть имеет параметры 500×100 м, линии профилей перпендикулярны направлениям вытянутости аномалий. Вероятности подсечения таких аномалий, определенные по таблицам, соответственно равны 0,711; 0,774 и 0,98, а средняя вероятность подсечения с учетом весовых соотношений аномалий составляет 0,78. Полученные цифры интерпретируются следующим образом: при рассмотренных условиях в среднем из 100 аномалий будут обнаружены 78 и пропущены 22.

Расчетные характеристики надежности применительно к решению настоящей задачи приведены в табл. 1.

В табл. 1 дана характеристика вероятности безотказной работы на площади 100 км^2 , а в пересчете на площадь 1 км^2 она соответственно составит 0,0014, 0,0003, 0,0771 и в среднем, с учетом соотношения размеров аномалий, 0,0079. Полученные количественные характеристики надежности показывают, что даже при сравнительно высокой вероятности подсечения (0,98) при поисках единичных рудных тел размером сотни метров в поперечнике на площадях, превышающих первые квадратные километры, возможны пропуски объектов.

Современные прогнозно-поисковые комплексы представляют собой достаточно сложные геологопоисковые иерархические системы человеко-машинного типа. При этом каждый элемент одного уровня (например, один из поисковых методов) может рассматриваться как система элементов

Таблица 1

Расчетные характеристики надежности

Размеры аномалии, м	$P(x)$, %	P_n [12]	λ , 1/км ²	$\bar{S}$, км ²	$P(S)$ на площади 100 км ²
400×200	50	0,711	5,6	0,18	0
500×100	30	0,774	7,0	0,14	0
600×200	20	0,98	0,26	3,90	0
в среднем по группе аномалий		0,78	4,3	0,23	0

более низкого порядка. Очевидно, что надежность функционирования прогнозно-поисковых комплексов в целом определяется надежностью функционирования каждого элемента всех уровней.

Например, возможность обнаружения кимберлитов поисковым комплексом, состоящим из магниторазведки и шлихо-минералогического метода, определяется надежностью работы каждого из них. При этом обнаружение кимберлитов магниторазведкой оценивается вероятностями: отражения трубки в реальном магнитном поле, подсечения объекта поисковой сетью, правильной идентификации выделенной аномалии как кимберлитоперспективной, правильной разбровки выделенной аномалии по априорным данным и другим поисковым методам, правильной заверки аномалии горно-буровыми работами, правильной идентификации кимберлита из выработки. Обнаружение трубки шлихо-минералогическим методом также зависит от вероятностей: наличия высоких концентраций минералов-спутников алмаза в кимберлитовых телах, существования благоприятных условий для разрушения кимберлитов и формирования ореолов рассеяния, сохранения ореолов от разрушения при последующих геологических процессах, попадания ореолов в существующую поисковую сеть, представительности шлихо-минералогической пробы, правильной идентификации минералов при анализе, правильной интерпретации выделенной минералогической аномалии, правильной заверки аномалии и диагностики вскрытого объекта.

Опыт работы показывает, что рассмотренные события не являются простыми, а также слагаются из элементов. Однако задача оценки надежности поисковой системы часто сводится к оценке вероятностных характеристик ее отдельных, далеко не исчерпывающих элементов [1, 2, 15]. При этом прочие элементы поисковой системы не рассматриваются, а вероятность их безотказной работы априорно принимается равной 1. Фактически же каждый элемент системы функционирует с надежностью, существенно отличной от абсолютной. Такое поло-

жение дел приемлемо на первом этапе поисков в районе, когда задачей исследований является обнаружение объектов наиболее крупных, контрастных по индикационным свойствам, залегающих в благоприятных поисковых обстановках. Однако оно становится неудовлетворительным при переходе к обнаружению всех существующих объектов, превышающих по размерам минимально-промышленный уровень.

Приведенные количественные характеристики надежности позволяют анализировать достаточно сложные поисковые системы, состоящие из различного количества элементов. При этом в основе анализа должны быть специально подготовленные, систематизированные и содержательно проинтерпретированные данные по отказам для каждого элемента системы. Для простой системы из n последовательно соединенных элементов, отказывающих независимо друг от друга, вероятность безотказной работы определяется по формуле

$$P(S)_{об} = P_1 \cdot P_2 \cdot \dots \cdot P_n = \prod_{i=1}^n P_i, \quad (9)$$

где $P(S)_{об}$, P_1 , P_2 , ..., P_n , P_i — вероятность безотказной работы системы в целом и каждого элемента в отдельности. Интенсивность отказов нерезервированной системы в этом случае равна сумме интенсивностей отказов всех ее элементов

$$\Lambda(S) = \sum_{i=1}^n \lambda_i(S), \quad (10)$$

где $\Lambda(S)$ и $\lambda_i(S)$ — интенсивности отказов соответственно системы в целом и отдельных ее элементов. При наличии зависимости между отказами формулы будут иметь несколько более сложный вид [14].

Попытка оценки надежности даже при однометодных геологопоисковых системах, основанных главным образом на горно-буровых работах, показывает, что при относительно высоких надежностных характеристиках отдельных элементов общая вероятность безотказной работы системы в целом остается достаточно низкой. Выше при описании оценки надежности системы из сети буровых скважин условно было принято, что объект по-

исков имеет абсолютно правильную форму круга, поисковая сеть абсолютно регулярна, а любая скважина, попавшая в контур рудного тела, позволит получить достаточное количество данных для правильной идентификации поискового объекта. На рис. 2 приведены данные по изменчивости этих параметров для одного из районов.

На рис. 2, а показаны схематически два способа аппроксимации кругом изометричных в плане объектов. В первом случае форма объекта аппроксимируется кругом, эквивалентным площади сечения реального объекта, во втором — вписанным кругом. При аппроксимации первым способом реальные контуры тел отличаются от эквивалентных наличием выступов за пределы последних и «залيفов» вовнутрь. Буровые скважины, пробуренные в контуре эквивалентного круга, но попавшие в такой «залиф», пропустят поисковый объект, а скважины, попавшие в выступ, даже за пределами эквивалентного круга объект обнаружат. При достаточно большом числе объектов и вероятности подсечения меньшей 1, пропуски объектов из-за наличия «залифов» уравниваются в целом и каждого элемента в отдельности. Интенсивность подсечения, пропорциональная при постоянстве сети площади объекта, будет близка к табличной. Приведенное рассуждение позволяет использовать эквивалентный круг только при планировании поисковых работ на значительное количество объектов. Использование его при планировании работ в районах действующих предприятий представляется весьма ненадежным. Аппроксимация формы тела вписанным кругом и соответствующее планирование геологопоисковых работ, при прочих постоянных условиях, гарантируют обнаружение объекта поисков во всех возможных случаях.

На рис. 2, б приведен график, показывающий соотношение вписанного и эквивалентного кругов по площадям при анализе 85 кимберлитовых тел с поправкой на возможные пропущенные тела. Очевидно, что значение коэффициента, характеризующего это отношение, должно учитываться при планировании поисковой сети.

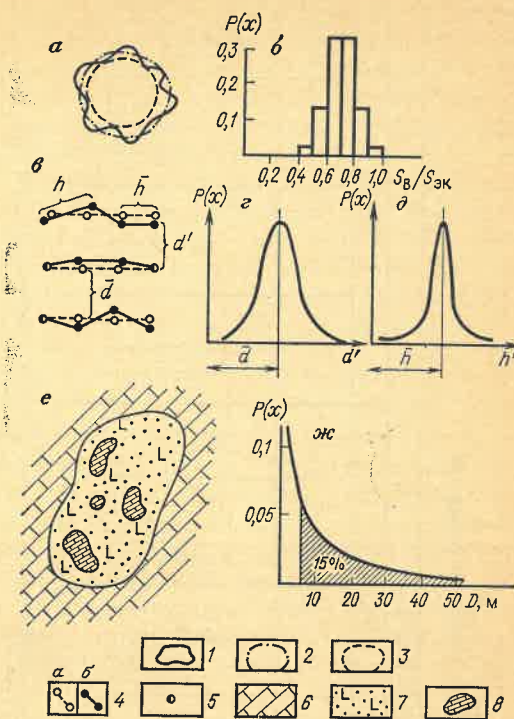


Рис. 2. Сравнение реальных и проектных характеристик объектов поисковых работ и поисковых сетей: а — соотношение реального контура кимберлитового тела с кругом эквивалентной площади и вписанным кругом; б — гистограмма соотношения площадей вписанного и эквивалентного кругов; в — схема соотношения проектной и реальной сетей поисковых скважин; г — варианты отклонений межскважинного расстояния от проектного между соседними профилями; д — варианты отклонений межскважинного расстояния от проектного на одном профиле; е — схема кимберлитового тела с крупными ксенолитами вмещающих пород; ж — распределение размеров ксенолитов вмещающих пород (заштрихована область для ксенолитов с диаметром более 5 м); з — контур реального кимберлитового тела; и — контур круга, эквивалентного площади тела; к — контур вписанного круга; л — положение сети буровых скважин; а — проектной, б — фактической; м — точки совпадения проектных и фактических координат скважин; н — кимберлитовые породы; о — ксенолиты вмещающих пород в кимберлитах; $S_{в}/S_{эк}$ — отношение площадей вписанного и эквивалентного кругов; $\bar{h}$ — расстояние между скважинами по линии профиля проектное; h' — то же, фактическое; $\bar{d}$ — расстояние между скважинами на соседних профилях проектное; d' — то же, фактическое

На рис. 2, в показан характер соответствия проектной и фактической поисковой сетей, а на рис. 2, г и 2, д — соответственно фактические значения расстояний между скважинами на соседних профилях и скважинами по одному профилю. Очевидно, что в рассматриваемой задаче обнаружения всех промышленно-ценных объектов, количество которых весьма ограничено на площади участка, уменьшение межскважинных расстояний (левая

Таблица 2

Оценочные характеристики надежности обнаружения поисковым бурением изометрических кимберлитовых тел

Диаметр тел, м	Размер ячейки поисковой сети, м											
	400×400				200×200				100×100			
	$P(x)$	λ	$\bar{S}$	$P(S)$	$P(x)$	λ	$\bar{S}$	$P(S)$	$P(x)$	λ	$\bar{S}$	$P(S)$
400	0,785*	2,1	0,5	0	1,0	0	0	1,0	1,0	0	0	1,0
	0,556	4,3	0,23	0	0,977	0,22	4,52	0	1,0	0	0	1,0
150	0,110	60,9	0,02	0	0,44	38,2	0,03	0	1,0	0	0	1,0
	0,08	63,0	0,016	0	0,313	47,0	0,02	0	1,0	0	0	1,0
35	0,06	1250,0	0,0008	0	0,024	1227,0	0,0008	0	0,84	10,9	0,9995	0,03
	0,004	1252,0	0,0008	0	0,017	1236,0	0,0008	0	0,09	773,4	0,385	0,001
									0	913,8	0,273	0

* Первая строка — оценочные характеристики надежности без учета осложняющих факторов, вторая строка — то же, с учетом осложняющих факторов.

часть кривых) не компенсирует разрывания сети (правая часть). Следовательно, и в этом случае возникает новый, не учитываемый ранее тип отказов.

На рис. 2, е показан характер распределения ксенолитов в кимберлитовом теле, а на рис. 2, ж — график частоты встречаемости ксенолитов, различных по размеру. Полагая формулу ксенолитов изометричной, а углубление скважины в кимберлитовмещающую породу не более 5 м, можно ожидать, что при попадании скважины в ксенолит размером более 5 м в поперечнике объект поисков может быть пропущен. Вероятность попадания в ксенолит указанных размеров составляет 0,15, это также является не учтенным ранее типом отказов.

В табл. 2 приведены количественные характеристики надежности обнаружения сетью поисковых скважин кимберлитовых тел с учетом и без учета данных, проиллюстрированных рис. 2.

Необходимо отметить, что настоящая задача существенно упрощена проведением оценок только для изометрических и отчетливо диагностируемых объектов. Фактически же большинство кимберлитовых тел имеет не округлую, а эллипсоидальную форму, и для оценки надежности обнаружения потребовалось бы привести имеющиеся статистические данные по соотношению большой и малой осей эллипсов, аппроксимирующие реальные кимберлитовые тела, и провести ориентировку длинной оси эллипсов. Необходимо также учитывать вероятность появления трудно диагностируемых разностей кимберлитов. Очевидно, что с учетом этих данных количественные критерии надежности были бы существенно ниже, чем приведенные в табл. 2.

Таким образом, при значениях вероятностей обнаружения объекта одной точкой (скважиной) в интервале 0,5—1, и особенно близких к 1, влияние изменчивости рассмотренных дополнительных параметров поисковых сетей и объектов на надежность поисков наиболее велико. При этом даже весьма высокая вероятность обнаружения небольших поисковых объектов на значительных по размерам площа-

дях не гарантирует от возможных пропусков. При значениях вероятностей обнаружения объекта в интервале 0—0,5, и особенно близких к 0, учет изменчивости дополнительных параметров объектов и сети практически не сказывается на общей надежности поисков. При этом даже сгущение сети не увеличивает средней наработки на отказ.

Сделанные выводы подтверждают необходимость специального исследования возможных типов отказов и их количественного учета при оценке надежности геологопоисковых работ в районах действующих горнодобывающих предприятий. Для обнаружения всех существующих промышленно-ценных объектов необходимый уровень безотказной работы каждого элемента геологопоисковой системы должен быть максимально близким к 1. Для сравнения укажем, что вероятность отказа, рассматриваемая при конструировании авиационной техники, измеряется значениями 10^{-8} на час полета [14].

Резервированные геологопоисковые комплексы. В резервированных геологопоисковых комплексах, в отличие от простых систем, где отказ одного элемента равносителен отказу всей системы, применяется дублирование (резервирование) малонадежных элементов, чем достигается повышение надежности всей системы [14]. Комплексированием, как правило, решаются две геологические задачи: повышения вероятности отражения объектов поисков в системе наблюдений и правильной идентификации выявленных аномалий. Очевидно, что при решении этих задач возможны различные схемы резервирования в зависимости от характера генетических и корреляционных связей между индикационными свойствами поискового объекта.

Морфологические, текстурно-структурные, минералого-геохимические и петрофизические характеристики месторождений и ближайшего окорудного пространства являются результатом взаимодействия различных геологических процессов, условно разделяющихся на два типа. К первому типу относятся процессы, определяющие практическую ценность объекта поисков. Они обуславливают генерацию,

транспортировку, сохранение и последующие изменения полезного компонента. Второй тип — процессы, сопровождающие формирование месторождения, но не влияющие на его практическую ценность.

Индикационные свойства объектов поисков по генетической связи с формирующими их геологическими процессами также подразделяются на два типа: связанные и несвязанные с практической ценностью объекта. Внутри каждого типа могут быть выделены классы свойств в зависимости от связи с конкретным геологическим процессом, а внутри каждого класса — группы свойств в зависимости от знака связи с интенсивностью процесса. Свойства разных групп одного класса будут связаны между собой обратной корреляционной связью.

Рассмотренная схема классификации индикационных (аномальных) свойств в ряде случаев может выглядеть весьма условной, так как контрастность проявления конкретного свойства может определяться не одним, а несколькими геологическими процессами, относящимися к различным типам. Так, магнитная восприимчивость кимберлитов зависит от степени их ультраосновности, степени и контрастности дифференциации, интенсивности серпентинизации оливина и пр. При этом ультраосновность прямо связана с практической ценностью кимберлитов, а степень и контрастность дифференциации — обратно. Соответственно вместо линейных связей между свойствами появляются сложные связи с коэффициентами корреляции, отличными от 1.

В качестве теоретической основы формирования резервированного комплекса поисковых методов используем положение о множественности процессов, формирующих современный облик объекта поисковых работ и его индикационные свойства, и отражений каждого процесса в индикационных свойствах с вероятностью, меньшей 1. Повышение вероятности отражения объекта поисков в системе наблюдений может быть осуществлено взаимодополняющими способами. Первый из них основан на независимом использовании поисковых методов, которые ориентированы на различные классы

индикационных свойств объектов поисков. При этом свойства не связаны между собой корреляционными связями и являются производными различных геологических процессов. В этом случае вероятность отражения объекта хотя бы одним поисковым методом будет определяться из выражения

$$P_{\Sigma}^{\text{от}} = 1 - \prod_{i=1}^k (1 - P_i^{\text{от}}), \quad (11)$$

где $P_{\Sigma}^{\text{от}}$ — вероятность отражения объекта в системе наблюдений хотя бы одним методом; $P_i^{\text{от}}$ — вероятность отражения объекта конкретным i -м методом; k — количество независимо используемых методов.

Второй способ основан на независимом использовании пары методов (или двух групп методов), которые выявляют индикационные свойства объекта поисков, формирующиеся при одном геологическом процессе, но связанные с его направленностью различными знаком корреляционной связи. Следовательно, между собой эти индикационные свойства также будут связаны обратной корреляционной связью. В общем случае это позволяет рассматривать появление аномального эффекта по обоим методам (или двум группам методов) как несовместимые события, а в ряде случаев как полную систему событий. Тогда вероятность отражения объекта поисков может быть схематично определена из выражения

$$P_{\Sigma}^{\text{от}} = P_a^{\text{от}} + P_{\bar{a}}^{\text{от}}, \quad (12)$$

где $P_{\Sigma}^{\text{от}}$ — вероятность отражения объекта в системе наблюдений из двух методов; $P_a^{\text{от}}$ и $P_{\bar{a}}^{\text{от}}$ — вероятности отражения объекта каждым методом (или каждой группой методов), выявляющим альтернативные свойства объекта.

Поясним оба способа повышения вероятности отражения на примерах. Проведенный анализ характера связей между содержаниями минералов-спутников алмаза в кимберлитах, их намагниченностью и удельными электрическими сопротивлениями не выявил значимых корреляционных связей. Следовательно, согласно выражению (11), вероятность отражения кимберлитов на поисковом участке хотя бы одним из методов может быть оценена из выражения

$$P_{\Sigma}^{\text{от}} = 1 - [(1 - P_m^{\text{от}})(1 - P_{\text{ш}}^{\text{от}}) \times (1 - P_s^{\text{от}})],$$

где $P_{\Sigma}^{\text{от}}$, $P_m^{\text{от}}$, $P_{\text{ш}}^{\text{от}}$, $P_s^{\text{от}}$ — соответственно вероятности отражения объекта суммой методов, магниторазведкой, шлихо-минералогическим методом и электроразведкой. Отметим, что значения вероятностей весьма условны, но тем не менее оценка повышения вероятности отражения таким образом может быть проведена.

В работе [9] была показана обратная корреляционная связь между магнитной восприимчивостью кимберлитов и содержаниями в них серы, высказано предположение о возможной эффективности поисков немагнитных разновидностей кимберлитов методом вызванной поляризации (ВП). Проведенные работы на кимберлитовой трубке Далдынского района, характеризующейся крайне низкой намагниченностью, позволили установить высококонтрастную аномалию ВП, тогда как на другой трубке, характеризующейся высокой намагниченностью, аномального эффекта по методу ВП не обнаружено. Вероятность отражения железистых разновидностей кимберлитов по одному из двух одновременно применяемых поисковых методов оценивается как сумма пометодных вероятностей.

На рис. 3, а приведена принципиальная схема повышения вероятности отражения объекта в системе наблюдений из нескольких групп методов. Система подразделена на ряд параллельных ветвей, каждая из которых ориентирована на выявление индикационных свойств конкретного геологического процесса или явления, формирующего современный облик поискового объекта. В каждой ветви выделены по два параллельных звена, основанных на методах с альтернативными индикационными свойствами объекта. Оценочная вероятность отражения объекта в такой системе наблюдений при некоторых упрощениях будет оцениваться из выражения

$$P_{\Sigma}^{\text{от}} = 1 - \prod_{i=1}^N [1 - (P_i + P_{\bar{i}})], \quad (13)$$

где $P_{\Sigma}^{\text{от}}$ — оценочная вероятность отражения объекта в системе наблюдений хотя бы одним методом; N — ко-

личество параллельно используемых ветвей (пар методов); i , $\bar{i}$ — соответственно оценочные вероятности отражения объекта каждым из пары альтернативных методов. Оценочная вероятность отличается от истинной в связи с отмеченными выше ограничениями применения статистических характеристик, полученных на ранних стадиях освоения района.

Повышение вероятности правильной идентификации выявленных аномалий с объектами поисков достигается путем последовательного комплексирования методов, основанных на индикационных свойствах, между которыми устанавливается значимая положительная корреляционная связь. Как правило, эти свойства связаны с интенсивностью какого-либо одного процесса или явления в становлении объекта поисков. На рис. 3, б схематично показано отдельное звено поисковой системы, построенное последовательным резервированием.

Одновременное повышение вероятности отражения объекта в системе наблюдений и правильной идентификации выявленных аномалий может быть достигнуто путем комбинирования параллельного и последовательного резервирования (см. рис. 3, в). Далее при наличии необходимых исходных данных полная схема резервированного комплекса методов может быть минимизирована по затратам [8] и максимизирована по надежности выявления промышленно-ценных объектов.

В качестве исходного положения для обоснования изложенной системы резервированного комплексирования методов мы использовали тезис о множественности процессов, формирующих современный облик объекта поисковых работ и его индикационных характеристик. Однако в практике исследования конкретных месторождений далеко не всегда представляется возможным увязать то или иное индикационное свойство объекта поисков с конкретным процессом или явлением. В этом случае может быть применен метод факторного анализа, или главных компонентов. При этом в качестве исходных используются данные по вещественным, петрофизическим и индикационным свойствам объектов. Каж-

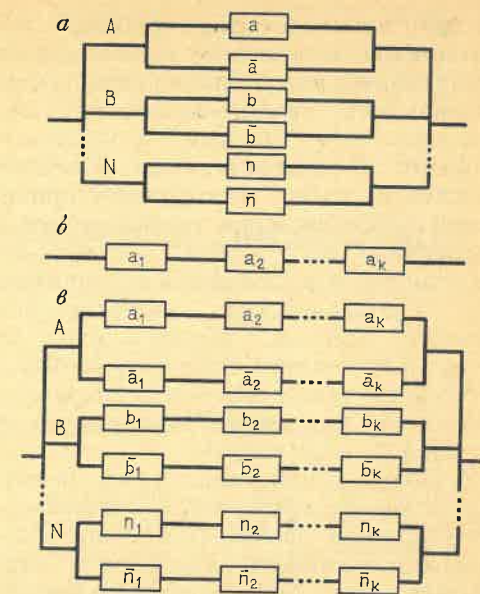


Рис. 3. Схема резервирования поисковых методов а — параллельное; б — последовательное; в — комплексное

дая ветвь резервированной системы (на рис. 3, а ветви А, В, ..., N) может быть составлена из методов, ориентированных на индикационные свойства, связанные с одним из факторов, знак же связи будет указывать на последовательное (положительный) или альтернативное параллельное (отрицательный) резервирование. Формула оценки надежности такого комплекса будет иметь более сложный вид.

Некоторые выводы. Изложенные данные о возможности повышения надежности геологопоисковых работ в районах действующих предприятий горнодобывающей промышленности затрагивают лишь одно из направлений проблемы, связанное с попыткой адаптации методики и аппарата теории надежности технических систем к практике поисковых работ. В статье не рассматривается повышение надежности поисков на основе изучения и учета закономерностей размещения полезных ископаемых, изменчивости ландшафтно-геологических условий поисков, не анализируются социально-психологические аспекты. Тем не менее приведенные материалы позволяют сделать весьма существенные выводы.

1. На фоне общей стадийности геологоразведочного процесса выделяют-

ся два этапа поисковых работ: в новом районе и в районе действующего горнодобывающего предприятия. Они различаются геолого-экономическими задачами, качественными и количественными характеристиками объектов поисковых работ, методиками проведения исследований, требованиями к надежности получаемых результатов. На втором этапе ограничено применение статистических характеристик объектов поисков, обнаруженных на начальных стадиях освоения района; необходим также переход от сокращенной схемы поисков на первом этапе к стадийной — на втором.

2. Объекты поисковых работ на втором этапе исследований по своим индикаторным свойствам и горно-геологическим условиям залегания в ряде случаев могут быть весьма индивидуальными, что не позволяет создать удовлетворительную осредненную статистическую модель. Традиционный статистический аппарат оценки результативности поисков становится при этом малоэффективным.

3. Для оценки надежности геолого-поисковых работ в районах действующих предприятий могут быть использованы некоторые положения теории надежности технических систем. Основой такой оценки является понятие отказа геологопоисковой системы или ее элемента. Необходимо специальное изучение и систематизация данных о всех типах возможных отказов в каждом элементе геологопоисковой системы.

4. Количественные характеристики надежности — интенсивность отказов на единицу площади, средняя наработка на отказ, вероятность безотказной работы на заданную площадь исследований — имеют реальное смысловое содержание, простую интерпретацию и должны использоваться при поисках единичных объектов. Необходимо отметить крайне низкий уровень надежности геологических поисков.

5. Существенное повышение надежности поисковых работ возможно при применении резервирования малонадежных элементов геологопоисковых систем. При этом в зависимости от характера связи между индикаторными свойствами объектов, их вещественной и генетической интерпретации

может быть повышена вероятность обнаружения объекта поисков в системе наблюдений и вероятность правильной идентификации выявленной аномалии с поисковым объектом. Использование совместного параллельного и последовательного резервирования методов повышает эффективность работы всего поискового комплекса.

6. Использование методов оценки и повышения надежности геологопоисковых работ создает реальные предпосылки стандартизации отдельных элементов систем с позиций необходимого уровня надежности работы этого элемента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурдэ А. И. Теоретические основы и способы определения комплекса методов при геологической съемке и региональных поисках. Л.: Недра, 1978.
2. Вахромеев Г. С. Общие принципы комплексирования геофизических методов при поисках рудных месторождений. Иркутск, 1970.
3. Илупин И. П., Каминский Ф. В., Францесон Е. В. Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978.
4. Кривцов А. И., Нарсеев В. А. Геологоразведочный процесс и прогнозно-поисковые комплексы. — Сов. геология, 1983, № 1, с. 17—27.
5. Лебедева Л. И. Эволюция кимберлитового магматизма Мирнинского поля. — Докл. АН СССР, 1986, т. 286, № 1, с. 175—177.
6. Милашев В. А. Структуры кимберлитовых полей. Л.: Недра, 1979.
7. Погребницкий Е. О., Терновой В. И. Геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1974.
8. Райкин А. Л. Элементы теории надежности технических систем. М.: Советское радио, 1978.
9. Рощевская В. А., Рудерман Е. Н., Цыганов В. А. О сульфидном аспекте поисков кимберлитовых тел. — Изв. вузов Геология и разведка, 1985, № 12, с. 36—41.
10. Рундквист Д. В., Неженский И. А. Количественное прогнозирование и некоторые вопросы теории металлогении. — Разведка и охрана недр, 1984, № 7, с. 18—29.
11. Савинский И. Д. Таблица вероятности подсекания эллиптических объектов прямой угловой сетью наблюдений. М.: Недра, 1964.
12. Саврасов Д. И. Слабомагнитные кимберлитовые тела и предпосылки их обнаружения магниторазведкой. — В кн.: Применение геофизических методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции Якутск, 1976, с. 87—96.
13. Сборник задач по теории надежности/Под ред. А. М. Половко и И. М. Маликова. М.: Советское радио, 1972.

14. Справочник по исследованию операций/Составители В. А. Абчук, Ф. А. Матвейчук, Л. П. Томашевский. М.: Воениздат, 1979.
15. Тархова А. Г., Бондаренко В. М., Никитин А. А. Принципы комплексирования в

разведочной геофизике. М.: Недра, 1977.

16. Харьков А. Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1978.



МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

УДК 552.082 : 553.98 (571.1)

В. Н. ВЫСОЦКИЙ, А. И. СИДОРЕНКОВ (ЗапСибНИГНИ)

Конкреционная цикличность нефтегазоносных формаций

Цикличность событий и процессов характерна для всех явлений природы. Поэтому метод изучения осадочных толщ, основанный на этом свойстве развития материи, получил широкое развитие и используется в литологии, стратиграфии, тектонике и т. д. Наиболее ранние работы, посвященные данной проблеме, принадлежат Ю. А. Жемчужникову, П. П. Тимофееву, Г. А. Иванову, А. В. Македонову, Е. П. Брунсу, Л. Н. Ботвинкиной, В. С. Яблокову и др.

Вопросы цикличности мезозойского седиментогенеза Западной Сибири рассматриваются в работах А. В. Гольберта, Г. П. Евсеева, В. П. Казаринова, Ю. Н. Карогодина, К. И. Миклуленко, А. Г. Мухер, И. И. Нестерова, В. Д. Наливкина, А. А. Нежданова, Н. Н. Ростовцева, М. Я. Рудкевича, А. И. Сидоренкова, Н. Ю. Успенской и др. Используя различные методы, свойства и принципы для выделения ритмостратиграфических подразделений (циклотем, циклитов, комплексов циклов и т. д.), перечисленные авторы, тем не менее, приходят к сходной схеме циклического строения Западно-Сибирского бассейна.

На закономерный, циклический характер распределения карбонатных конкреций и отдельных компонентов конкрециеобразователя в разрезе угленосных толщ обращали внимание А. В. Македонов и П. В. Зарицкий [6, 7]. Проведенные исследования на Западно-Сибирской плите по изучению распределения конкреционных тел в разрезе отдельных пластов-коллекторов и юрско-меловых отложений

в целом показывают, что их можно успешно использовать для ритмостратиграфического анализа нефтегазоносных формаций.

Западно-Сибирская геосинеклиза представляет собой крупнейшую молодую эпигерцинскую платформу, мезозойский чехол которой вскрывается многочисленными буровыми скважинами. Ввиду небольшого объема отбора керна из поисковых и разведочных скважин изучение закономерностей распространения конкреционных образований, представленных терригенно-карбонатными породами, непосредственно по керну невозможно. Для их выделения привлекались данные промыслово-геофизических исследований скважин [4, 12].

Существуют различные взгляды на распределение карбонатных конкреций в разрезе продуктивных горизонтов. Г. Э. Прозорович [10] полагает, что они приурочены к средним наиболее проницаемым частям пластов, Г. Н. Перозин [9], С. А. Фозергилл [15] к их кровле и подошве. По данным И. Н. Ушатинского, О. Г. Зарицова [4] тела, представленные известковыми песчаниками и алевролитами, весьма неравномерно размещены по разрезу горизонта и тяготеют к слабо проницаемым породам.

Для характеристики распределения конкреций используются два коэффициента: конкрециенасыщенности — количество конкреций, приходящихся на метр разреза, и конкрециеносности — процентное содержание конкреций в выбранном интервале разреза (%).

Нами построены графики по 550 скважинам, отражающие среднестатистическое распределение карбонатных стяжений в разрезе конкретных продуктивных горизонтов отдельных месторождений. Анализ показывает, что распределение их носит весьма сложный, но в общем циклический характер и контролируется особенностями микростроения вмещающих пород.

В песчаных телах симметричного строения (горизонт БВ₈ Ватьеганской площади), средняя часть которых сложена хорошо отсортированными и грубозернистыми породами (отрицательная аномалия кривой ПС), карбонатные конкреции приурочены в основном к их кровле и подошве.

В разрезе Западно-Сибирского седиментационного бассейна широко распространены пласты-коллекторы асимметричного строения. В том случае, если относительно крупнозернистые породы залегают в их кровле (горизонты БВ₈ — Урьевской, Покачевской, Ватинской, Самотлорской площадей; БС₁₀ Мамонтовской; БС₄ — Усть-Балыкской), большинство карбонатных конкреций приурочено к подошве, а в горизонтах, представляющих трансгрессивные элементарные циклы (грубые осадки в подошве), конкреции залегают преимущественно в их кровле (АВ₁ и АВ₄₋₅ — Самотлорского; БС₄ — Усть-Балыкского месторождений). В песчаных телах более сложного строения, характер вертикального распределения линз и прослоев карбонатно-терригенных пород имеет несколько ясно выраженных минимумов и максимумов, приуроченных к относительно тонкозернистым породам (АВ₂₋₃ Самотлорского, БВ₈ Повховского, БС₁₀ Западно-Сургутского, БС₅ Усть-Балыкского месторождений).

Тесные корреляционные связи между содержанием конкреционных карбонатов и гранулометрическими параметрами вмещающих отложений подтверждаются соответствующими графиками, построенными по осредненному данным этих параметров с привлечением около 2000 аналитических определений гранулометрического состава терригенных компонентов продуктивных пластов Самотлорского

и Усть-Балыкского месторождений [12]. Коэффициенты парной корреляции для зависимостей конкреционности от гранулометрического состава (отсортированность, медианный диаметр обломочных зерен, содержание мелкоалевритовой и глинистой фракций), рассчитанные на ЭВМ ЕС-1020, составляют соответственно +0,65; -0,59; +0,61; +0,62.

Полученные данные хорошо согласуются с результатами исследований, проведенных нами ранее, и выводами Н. М. Страхова [13] о том, что источником аутигенного карбонатного минералообразования в терригенных толщах является сама вмещающая порода, содержащая карбонаты в рассеянном состоянии.

Цикличность конкрецееобразующих процессов в терригенных формациях мезозоя. Анализ кривых конкреционности в разрезе неокон-аптских отложений Аганского, Вэнгапурского, Самотлорского, Северо-Варьеганского, Усть-Балыкского месторождений подтверждает цикличность вертикального распределения конкреций в осадочных толщах. Среднестатистическое содержание их в разрезе Самотлорского месторождения изменяется от 0 до 13 %. Максимальные и повышенные значения коэффициента конкреционности фиксируются в породах ачимовской толщи, а также горизонтов БВ₁₀, БВ₈, БВ₁, АВ₄₋₅, АВ₂₋₃, АВ₁; минимальные, как правило, в нижней подлите ван денской свиты (рис. 1).

Изменение коэффициентов конкреционности в разрезе мезозойских отложений Среднего Приобья происходит строго закономерно и тесно связано с гранулометрическим составом вмещающих пород. Это свидетельствует о том, что процессы конкрецееобразования в значительной степени определяются гидродинамической активностью бассейна.

В разрезе Самотлорского месторождения снизу вверх, от продуктивных горизонтов ачимовской толщи (пачки) горизонтов БВ₁₀—БВ₈ до АВ₄₋₅, конкреционность уменьшается, отсортированность обломочного материала улучшается и увеличивается медианный диаметр зерен (рис. 2). Выше АВ₄₋₅ все три параметра изменяются в обратную сторону (АВ₂₋₃—АВ₁)

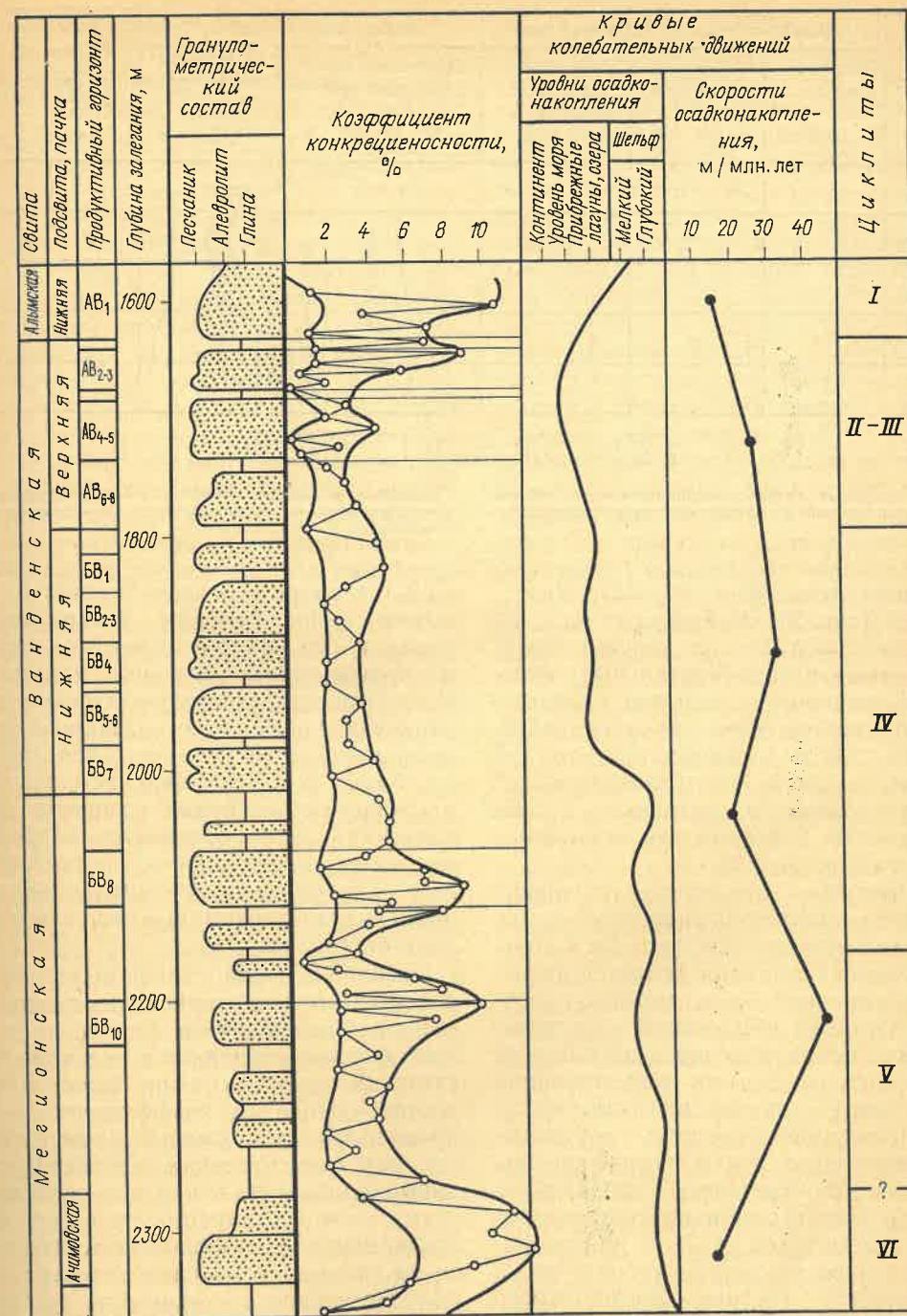


Рис. 1. Циклический характер распределения конкреционных тел в разрезе Самотлорского месторождения

В этой части разреза большое развитие приобретают субаэральные отложения, к которым относятся, в частности, прослой углей и глин с остатками корней растений (фаши зарастающих водоемов), а также прослой бе-

лесых глин (каолиновых) и алевритов в парагенезисе с сидеритовыми стяжениями (фаши зарастающих водоемов типа лагун и болот). Такие литологические типы встречаются в ряде скважин Самотлорского место-

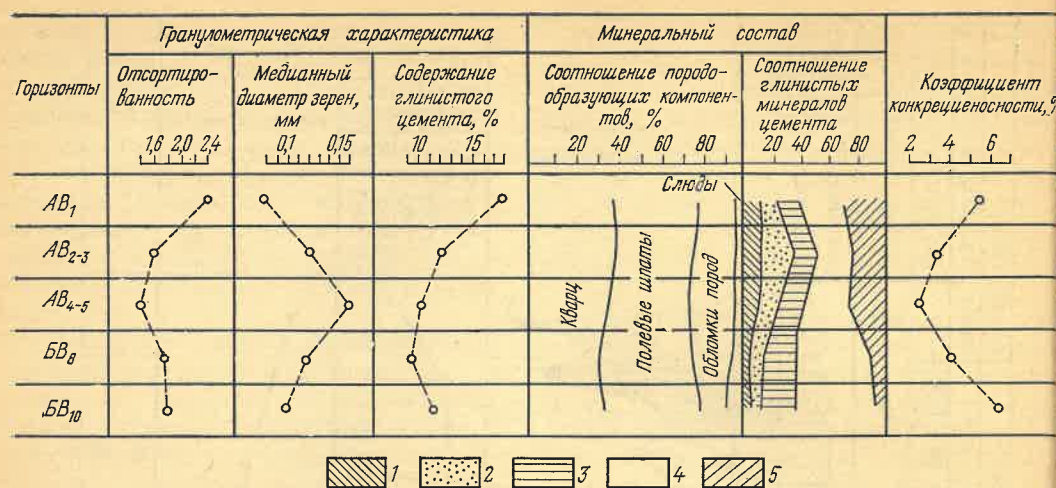


Рис. 2. Основные литологические параметры продуктивных отложений Самотлорского месторождения

Глинистые минералы цемента: 1 — монтмориллонит; 2 — гидрослюда — монтмориллонит; 3 — гидрослюда; 4 — хлорит; 5 — каолинит

рождения (скв. 89-а, 91, 64), Черногорской (скв. 2), Эй-Еганской (скв. 1), Федоровской и других площадей [3].

Лагунные и континентальные отложения отличаются меньшей интенсивностью карбонатного конкрецеобразования; так, в горизонте АВ₁ при несколько худшей гранулометрической характеристике по сравнению с БВ₁₀ фиксируется более низкая конкреционность (см. рис. 2).

Рассмотрим характер изменения скоростей и палеогеографических уровней седиментации (см. рис. 1). Скорости осадконакопления условно оценивались как частное от деления средних мощностей конкретных стратиграфических подразделений и абсолютной продолжительности их формирования без учета постседиментационного уплотнения пород. Кривая, отражающая изменение палеогеографических обстановок во времени, строилась по данным литолого-палеогеографических исследований [1, 2, 3, 11 и др.] с привлечением результатов лабораторных определений состава поглощенного комплекса катионов из глинистых пород (273 анализа).

Сопоставление кривых конкреционности и колебательных движений (см. рис. 1) показывает, что интенсивность конкрецеобразования в региональном плане возрастает с увеличением «мористости» вмещающих отложений. Так, самые низкие значения коэффициента конкреционности

(3 %) в разрезе неокон-аптских отложений зафиксированы в ванденской свите, в том числе в нижней подсвите и нижней части верхней подсвиты. В составе этих стратиграфических подразделений, как известно, широко развиты породы лагуно-континентального облика [2, 3, 8]. Берриас-нижеваланжинский осадочный комплекс (мегионская свита) отличается наиболее высокими содержаниями конкреционных карбонатов. Формирование и происходило преимущественно в морских бассейнах.

Несколько иные закономерности распространения карбонатных стяжений наблюдаются в осадочных толщах, формировавшихся в условиях достаточно глубокого моря. Здесь отмечается увеличение коэффициента конкреционности с уменьшением глубины морского бассейна. Седиментационные карбонаты в связи с особенностями своего гранулометрического состава наиболее активно аккумулируются на границе морфодинамических зон слабоподвижного морского мелководья и спокойной седиментации. Поэтому здесь создается большой резерв рассеянного конкрецеобразователя. С увеличением же глубины водоема его гидродинамический потенциал падает и соответственно широкое развитие получают обстановки спокойной седиментации, в которых накапливаются преимущественно тонкоотмученные глинистые илы с меньшим содержанием

с седиментационных (рассеянных) карбонатов.

Анализ кривых, отражающих изменение скорости седиментации и конкреционности, показывает, что рассматриваемые признаки закономерно связаны друг с другом: при увеличении скорости осадконакопления коэффициент конкреционности уменьшается, и наоборот. Иными словами, для интенсивного конкрецеобразования наиболее благоприятны обстановки замедленной седиментации. Это связано с тем, что поступление в осадок рассеянных форм углекислого кальция как источника конкреционных стяжений сбалансировано с притоком терригенного материала. В период интенсивного осаднения последнего относительное содержание седиментационного кальция падает за счет разубоживания, а в период замедленной седиментации — возрастает.

Сопоставление графиков изменения скорости роста палеоподнятия во времени и конкреционности нижнемеловых отложений Самотлорского месторождения показывает, что характер распространения конкреционных карбонатов в разрезе терригенных отложений предопределяется тектоническим режимом их формирования [12]. Выявленные закономерности подтверждают вывод А. В. Македонова [5] о том, что конкреции являются более чутким и глубоким индикатором общего комплекса физико-географических особенностей осадконакопления вмещающих пород, чем они сами. При этом, по данным Н. М. Страхова [13] и А. В. Македонова [5], их содержание и состав конкреций достаточно четко отражают общие и частные факторы палеогеографии седиментационных бассейнов.

Изложенный материал дает основание считать, что вертикальное распределение конкреционных карбонатов в разрезе мезозойских отложений Западной Сибири имеет циклический характер и контролируется составом и особенностями формирования вмещающих пород. Содержание их закономерно возрастает с уменьшением разности терригенного материала и активности гидродинамического режима водоема, замедлением скоростей седиментации и тектогенеза, увеличе-

нием содержания мелкоалевритовых и глинистых фракций в составе вмещающих отложений.

Выделение ритмостратиграфических подразделений в разрезах терригенных толщ. Авторы предприняли попытку расчленения разреза нижнего мела Западной Сибири с применением конкреционного анализа. Было рассмотрено распределение конкреционных образований в частных разрезах. По глубоким скважинам ряда площадей (Мамонтовской, Южно-Сургутской, Покамасовской, Еловой, Мегионской, Северо-Толькинской, Южно-Русской, Новопортовской и Красноселькупской) построены соответствующие колонки, некоторые из них приведены на рис. 3. Из этих колонок следует, что минимумы содержаний карбонатных конкреций чередуются с максимумами, т. е. изменение коэффициентов конкреционности и конкрециенасыщенности в разрезе скважин имеет закономерный, циклический характер с дисперсией фигуративных точек соответственно от 0 до 43 % и от 0 до 0,52 конкреций на 1 м.

Карбонатные конкреции, как известно, залегают преимущественно в виде прерывистых горизонтов. При этом в некоторых толщах наблюдаются единичные горизонты, другие буквально насыщены ими. По степени выдержанности они подразделяются на три группы: региональные, зональные и локальные. Первые характерны для осадочных комплексов с многочисленными конкреционными горизонтами. Они уверенно прослеживаются в пределах большей части региона и формируют «всплески» конкреционной карбонатности в интервалах васюганской свиты, ачимовской толщи и апта (АС₄, АВ₂). Зональные конкреционные горизонты (вторая группа) прослеживаются в пределах близко расположенных площадей: АВ₂₋₃ Покамасовской, Мегионской; АВ₈ Мегионской; БВ₈ Мегионской, Северо-Варьеганской; БВ₆ — Вэнгапуровской, БС₁₀ Южно-Сургутской, Еловой; БС₁ — Еловой, Мамонтовской, Южно-Сургутской, БТ₁₃₋₁₅ Южно-Русской; БС₆₋₇ Южно-Сургутской, Еловой; БВ₆₋₇ Мегионской и др. Редкие невыдержанные конкреционные горизонты, образующие локальные «всплески» на кон-

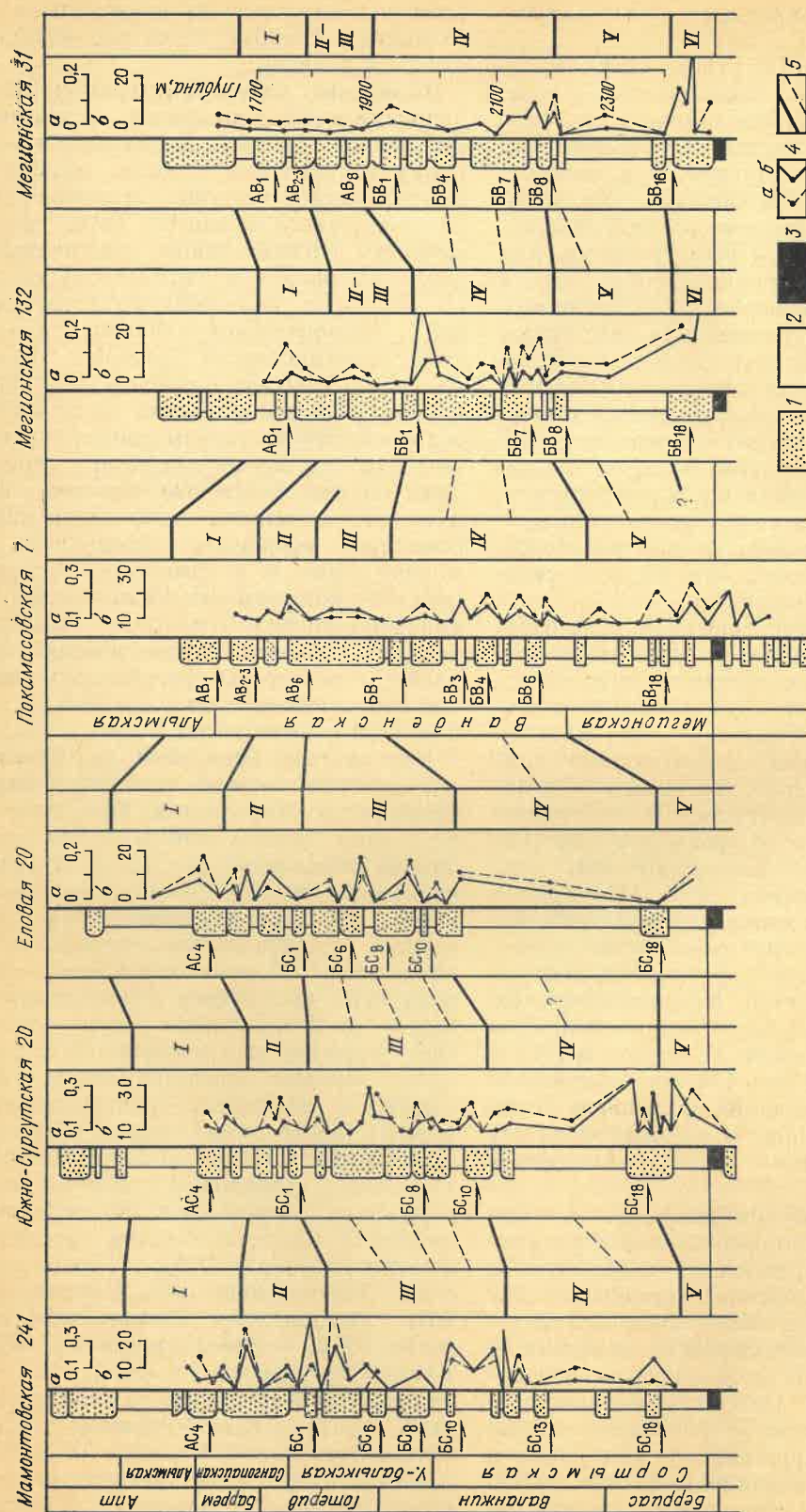


Рис. 3. Схема расчленения меловых отложений Среднего Приобья по данным конкреционного анализа
1 — песчано-алевритовые породы; 2 — глины, аргиллиты; 3 — переслаивание песчано-алевритовых и глинистых пород; 4 — кривые изменения коэффициентов конкреционности, % (а) и конкреционной насыщенности, конкреций/метр (б) в разрезе скважин; 5 — некоторые границы циклотем

креционных кривых (третья группа), выявляются только на сводных разрезах.

Тесные корреляционные зависимости между коэффициентами конкреционности и гранулометрическим составом вмещающих отложений дают основание считать, что минимальными значениями коэффициента характеризуются наиболее отсортированные, крупнозернистые породы, сформировавшиеся в условиях замедленных скоростей седиментации и высокого палеогидродинамического режима бассейна осадконакопления, а максимальными — алеврито-глинистые толщи, сформировавшиеся в условиях интенсивного привноса седиментационных карбонатов по отношению к скорости поступления терригенного материала и пассивной динамики водной среды.

Среди геологов нет единого мнения о положении границ между ритмостратиграфическими подразделениями (циклитами, ритмами, циклотемами и т. д.). Мы выделяем их по наиболее крупнозернистым породам, образовавшимся в этапы оживления тектогенеза земной коры. Эти породы отличаются низкими содержаниями конкреционных карбонатов.

Расчленение разрезов скважин по кривым конкреционности с установлением границ циклотем по минимальным ее значениям позволяет выделить единицы разреза мощностью 10—40, 50—200 и даже 800 м (см. рис. 3). Первые из них сложены конкреционными горизонтами локальной выдержанности, вторые — зональной, третьи — региональной. Перечисленные конкреционные циклы по стратиграфическому объему весьма неоднородны и отвечают трем уровням ритмостратиграфических подразделений, в том числе объему продуктивного пласта или части его (10—40 м), подсвиты, реже свиты (50—200 м) и комплексу свит. Исходя из схемы циклического строения Западно-Сибирского бассейна, предлагаемой в работе [11], проиндексируем их соответственно циклами V, IV и III порядков (см. рис. 3).

Следовательно, конкреционный анализ разрезов единичных скважин позволяет с большой достоверностью проводить границы между циклотема-

ми III и частично IV порядков. Возможности его могут быть расширены при использовании среднестатистического распределения конкреций в разрезах терригенных отложений. Так, детальный анализ среднестатистического распределения конкреционных карбонатов в разрезе нижнего мела Самотлорского месторождения (67 скважин) дает возможность выделить цикл III порядка, характеризующийся широким развитием регионально выдержанных конкреционных горизонтов, в объеме берриас-баррема (мегионская и ванденская свиты). Границы циклотем IV порядка выделяются в подошвах мегионской свиты, БВ₁₆ (VI), БВ₈₋₁₀ (V), АВ₈ (IV), АВ₂₋₃ (II—III). Каждая из последних включает совокупность (3—5) циклов V порядка, в том числе отдельные пласты ачимовской толщи, горизонты. БВ₁₀₋₁₂, БВ₈₋₉, БВ₅₋₇, БВ₃₋₄, БВ₁₋₂, АВ₆₋₈, АВ₄₋₅, АВ₂₋₃, АВ₁ (см. рис. 1).

Полученная схема циклического строения Самотлорского месторождения хорошо согласуется с региональной схемой А. И. Сидоренкова и др. [11], разработанной на основании изучения регионально-геологических данных и геолого-статистических разрезов.

Расчленение нижнемеловых отложений в разрезах анализируемых скважин Западно-Сибирского региона с использованием конкреционного анализа позволило выделить в их составе ритмостратиграфические подразделения — циклы IV и V порядков (см. рис. 3). В строении первых из них принимает участие система зонально выдержанных горизонтов, которые обуславливают максимумы на кривых конкреционности в интервалах залегания продуктивных пластов ачимовской толщи, БВ₈, БВ₁, АВ₆₋₇, АВ₂₋₃, АВ₁, БС₁₀, БС₁, АС₄. Эти циклы (IV порядка) включают берриасский, берриас-валанжинский, валанжинский, валанжин-готеривский и готерив-барремский ярусы, которые соответствуют следующим таксонам местной стратиграфической схемы: нижней и верхней подсвиты мегионской свиты, нижней подсвиты ванденской свиты, первой и второй пачке верхней подсвиты ванденской свиты и алымской свиты Нижневартовского свода; нижней и верх-

ней подсвита сортымской свиты, усть-балыкской, сангопайской и алымской свитами Сургутского свода (см. рис. 3). Каждый из последних включает совокупность (3—5) циклитов более мелкого порядка.

Сопоставление выделенных циклитов в соответствии с их иерархической номенклатурой свидетельствует о том, что сортымская свита Сургутского района соответствует основному объему мегионской свиты и нижневанденской подсвита Нижневартковского района, а усть-балыкская и сангопайская свиты — верхневанденской подсвите, синонимиными являются следующие ряды продуктивных горизонтов БС₁—АВ₅₋₆; БС₁₁—БВ₀₋₁—БТ₂₋₃; БВ₈—БТ₁₀.

Полученные результаты хорошо вписываются в корреляционную схему продуктивных пластов Западной Сибири, принятую на Тюменском совещании в 1986 г.

Сравнение выделенных циклитов показывает, что в изменении их мощностей и конкреционности отмечаются некоторые закономерности. Так, аптский и готерив-барремский зональные циклиты (IV порядка), обозначенные на рис. 3 индексами I и II, как правило, отличаются пониженными мощностями (90—150 м), переменной конкреционностью с закономерным возрастанием названных параметров в западном направлении и снизу вверх. Аналогичным образом ведут себя III и IV циклиты, но отличаются от ранее рассмотренных повышенными мощностями (до 300—330 м), резко дифференцированной конкреционной циклограммой (4—37%) с ясно выраженными экстремумами в интервалах залегания кровельных песчаных пластов наиболее мощных разновидностей песчано-глинистых циклитов (БС₁₀ Еловой и Южно-Сургутской площадей, БВ₈ Мегионской). Несколько иные закономерности отмечаются для берриас-валанжинских ритмостратиграфических подразделений (V и VI). Мощности их постепенно уменьшаются в западном направлении до выклинивания при одновременном возрастании уровня и дифференцированной конкреционности (см. рис. 3).

Фациально-циклическая интерпретация отмеченных особенностей позволя-

ет считать, что аптские и готерив-барремские отложения (I, II и частично III циклиты IV порядка) отличались пониженными скоростями осадконакопления, переменной динамикой водной среды, преимущественно континентальным (II и III Вартковского района), мелководно-морским и лагунным (I) литогенезом. Для берриас-валанжинских отложений (IV, V и VI циклиты IV порядка) характерны преимущественно морские обстановки седиментации, высокие темпы поступления седиментационных карбонатов и обломочных компонентов (повышенные мощности IV циклита в Сургутском и V — в Вартовском районах) неравномерное распределение последних по акваториям конечных водоемов стока: высокие (лавинные) скорости седиментации существенно глинистых и алевроито-глинистых осадков (низкая их конкреционность); пониженные — глинисто-алевритовых (высокая конкреционность и малые мощности V циклита в Сургутском и VI — в Вартовском районах).

Формирование песчаных тел, залегающих в кровле мощных циклитов, происходило, по нашим представлениям, за счет дифференциации терригенных компонентов в условиях волновой переработки подвижного морского мелководья. Замещение их в западном направлении обусловлено контрастным гидродинамическим режимом (граница подвижного морского мелководья и спокойной седиментации) и картируется зонами высокой конкреционности. Песчаные тела, залегающие в основании этих комплексов (ачимовская толща), образовались за счет гравитационного их перераспределения в конечном водоеме стока.

Изложенный материал позволяет сформировать сводный латеральный профиль неокмских толщ Западно-Сибирской геосинеклизы, который свидетельствует об их линзовидном строении. Каждая линза того или иного размера представляет собой конкретный циклит соответствующего иерархического уровня.

Протяженность мегалинзовидных циклитов IV порядка достигает 300—400 км, в том числе наиболее «раздутых» их частей 200—250 км. В составе каждого из них выделяются более

мелкие геологические тела с размерами соответственно 30—60 и 15—25 км. В их составе достаточно уверенно выделяется три типа разреза, отличающиеся величинами мощностей, конкреционности и, соответственно, условиями формирования: редуцированный, концентрированный и конденсированный (по А. А. Нежданову). Первый из них представляет собой ритмостратиграфическое подразделение пониженных значений мощностей и конкреционности (I, II и частично III циклиты четвертого порядка). Образование слагающих их пород происходило, как известно, в условиях эрозионно-аккумулятивного литогенетического процесса. Участки циклитов с концентрированным разрезом характеризуются максимальными мощностями и переменно-повышенной конкреционностью (IV и частично III и V циклиты). Накапливались они в обстановках повышенных (лавинных) скоростей преимущественно морского седиментогенеза. Конденсированные зоны циклитов (V — в Сургутском и VI — Вартовском районах) отличаются пониженными мощностями и резко дифференцированной конкреционной циклограммой с дисперсией фигуративных точек от 5 до 30 % и даже более. Формирование их связано, как нам представляется, с относительно глубоким морским водоемом и замедленными скоростями поступления терригенного материала. В образовании песчаных тел, осложняющих конденсированные зоны циклитов, играли роль процессы гравитационной дифференциации обломочных компонентов.

Перечисленные типы разрезов неокмских толщ образуют латеральный ряд с закономерным переходом в западном направлении редуцированных их разновидностей в концентрированные и затем в конденсированные. Последние представляют собой фронтальные «хвосты» формаций лавинного осадконакопления (концентрированные циклиты).

Таким образом, конкреционный анализ может с успехом использоваться как дополнительный литологический метод для сопоставления, расчленения, изучения циклического и литолого-фациального строения осадочных нефтегазовместящих толщ. При этом

для выделения границ между циклитами III и IV порядка следует привлекать конкреционные циклограммы по сводным и единичным разрезам. Выделение циклитов V порядка возможно только по данным сводных конкреционных разрезов скважин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины м-ба 1:5 000 000/Под ред. И. И. Нестерова. Тюмень, 1976.
2. Брадучан Б. В. Стратиграфия и фации неокм-аптских отложений центральной части Западно-Сибирской равнины в связи с их нефтегазоносностью.— Автореф. дисс.... канд. геол.-минер. наук. Тюмень, 1975.
3. Высоцкий В. Н. Об условиях формирования каолинистых пород из баррем-аптских отложений Среднего Приобья.— В кн.: Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений Западной Сибири. Тюмень, 1978, с. 64—74. (Межвузовский климатический сборник, вып. 67).
4. Гречухин В. В., Климов А. А., Бакланов В. Г. Выявление и изучение конкреций в разрезах угольных скважин по данным геофизических методов.— В кн.: Конкреции и конкреционный анализ нефтегазоносных формаций. Тюмень, 1983, с. 137—138.
5. Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. М.: Наука, 1966.
6. Македонов А. В. Корреляция разрезов с помощью конкреций.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. II. М., 1967, с. 504—516.
7. Македонов А. В., Зарицкий П. В. Конкреции и конкреционный анализ.— В кн.: Методы корреляции угленосных толщ и синонимичи угольных пластов. Л., 1968, с. 234—260.
8. Объяснительная записка к атласу литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины м-ба 1:5 000 000. Тюмень, 1976. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 93).
9. Перозин Г. Н. Эпигенез терригенных осадочных пород Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1971.
10. Прозорович Г. Э. О закономерностях карбонатной цементации обломочных пород неокма Усть-Балыкского и Западно-Сургутского месторождений. М.: ВИЭМС, 1967.
11. Сидоренков А. И., Нежданов А. А., Валюженич З. Л. Схема циклического строения осадочного чехла Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Закономерности распространения продуктивных горизонтов в мезозое центральной части Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1976, с. 55—63. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. III).
12. Сидоренков А. И., Высоцкий В. Н. Конкреционный анализ — метод палеотектонических реконструкций.— Сов. геология, 1977, № 8, с. 21—31.

13. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
14. Ушатинский И. Н., Зарипов О. Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Свердловск, 1978.

15. Фозергилл С. А. Цементация нефтеносных песков и ее происхождение. — В кн.: IV Междунар. нефтяной конгресс. Т. 1. М.: 1956, с. 301—312.



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.93.078 : 551.735/736 (571.17)

А. З. ЮЗВИЦКИЙ (СНИИГТИМС)

Закономерности распространения верхнепалеозойских углей в Кузнецком бассейне

Поиски и разведка угольных месторождений в Кузнецком бассейне затруднены из-за непостоянной угленосности верхнепалеозойского осадочно-го комплекса. Это осложняет определение первоочередных направлений поисково-разведочных работ и прогнозную оценку угольных ресурсов.

Закономерности распространения углей в Кузнецком бассейне пытались выяснить многие исследователи. Наиболее полные обобщения сделаны в работах [3, 7]. За время, прошедшее после опубликования этих работ, получены многочисленные новые данные. В результате проведения поискового бурения и крупномасштабной съемки впервые собраны достоверные сведения об угленосности верхнего палеозоя в ряде восточных и центральных районов бассейна, включая значительные площади, закрытые мощными триасовыми и юрскими отложениями. Благодаря увеличению детальности разведочных работ и совершенствованию методики геологических и геофизических исследований значительно улучшилась изученность старых районов.

Угленосные толщи приурочены к определенным стратиграфическим уровням и структурно-формационным зонам, пространственное положение которых определяется сочетанием климатических, тектонических и фито-логических предпосылок углеобразования. При рассмотрении ограниченных регионов и узких стратиграфических интервалов, характеризующихся

относительным постоянством климата и растительного мира, ведущая роль отводится тектоническому фактору, создающему главным образом геоморфологические предпосылки углеобразования. Основное внимание в статье уделяется анализу распределения углей, а также выявлению взаимосвязей угленосности с другими структурно-вещественными характеристиками осадочного комплекса, отражающими тектоно-палеогеографическую эволюцию региона в верхнепалеозойский этап его развития.

При стратиграфическом расчленении верхнепалеозойских отложений и корреляции разрезов основных геолого-промышленных районов бассейна мы основывались на унифицированной схеме, утвержденной МСК в 1981 г. [5]. Наиболее существенно включение в корреляционную схему (рис. 1, б) разрезов Ленинского и Беловского геолого-промышленных районов, которые в официальной схеме не приводятся в связи с тем, что ее составители не смогли преодолеть разногласий, возникших из-за расхождений палеонтологических данных с результатами прослеживания продуктивных толщ и закономерностями вертикальной и латеральной изменчивости угленосных отложений кольчугинской серии, установленными в последние годы в результате детальных разведочных работ. В данной статье отложения кольчугинской серии западной части бассейна стратифицируются по схеме, предложенной А. И. Лежниним, Э. М.

Пахом, С. Н. Шишигиным и др., наиболее полно учитывающей накопленные к настоящему времени факты и закономерности. Частные коррективы, внесенные нами в стратиграфическую корреляцию верхнепалеозойских отложений, могут быть выявлены путем сопоставления рис. 1 со стратиграфическими схемами в работе [7].

Новые данные по угленосности Восточного и Центрального Кузбасса и совершенствование схемы региональной стратиграфии позволяют уточнить распространение углей в местных разрезах, характеризующих отдельные геолого-промышленные районы и структурно-формационные зоны бассейна, но не вносят существенных изменений в представления о размещении углей в опорных стратиграфических разрезах региона. Как показано в работах [3, 7 и др.], в данных разрезах прежде всего обращает на себя внимание резко меняющаяся во времени интенсивность процессов углеобразования. Это проявляется в достаточно четком подразделении верхнего палеозоя на высоко- или низкопродуктивные и практически безугольные стратиграфические интервалы (серии, подсерии, свиты и др.), отражающие, по-видимому, разнопорядковую этапность верхнепалеозойского осадко- и угленакпления.

Исследователями бассейна были предложены различные, в том числе и весьма детализированные схемы расчленения верхнепалеозойских отложений, основанные на представлениях о периодичности осадконакопления. Однако при современном уровне изученности верхнепалеозойского осадочного комплекса с достаточной степенью уверенности могут быть выделены лишь два крупных этапа — балахонский и кольчугинский, отвечающие по стратиграфическому объему примерно современным сериям. Эти этапы различны по своей геологической продолжительности, количеству, мощности, строению и петрографическому составу угольных пластов, но вместе с тем они обнаруживают аналогию в распределении угленосности по вертикальному разрезу. В базальных горизонтах серий угленосность практически отсутствует, но, постепенно нарастая вверх по разрезу, достигает максимума в средней и

частично верхней его частях и резко уменьшается в самых верхних горизонтах (см. рис. 1, б, в, г).

Элементы указанной стадийности, как показано исследованиями [2, 3, 4 и др.], прослеживаются также в Горловском, Минусинском и Тунгусском угольных бассейнах, что свидетельствует, по-видимому, о широких трансрегиональных масштабах данной стратиграфической закономерности. Вместе с тем с расширением геологических исследований в Кузнецком и других верхнепалеозойских угольных бассейнах Сибири [2] установлено, что такое стратиграфическое размещение углей наблюдается главным образом на площадях, тяготеющих к опорным разрезам, характеризующимся относительно непрерывным осадконакоплением. С переходом в иные структурно-формационные зоны мощность, состав, угленосность, т. е. все наиболее существенные признаки верхнепалеозойского осадочного комплекса, существенно меняются. Эти изменения обусловлены неравномерным осадконакоплением, фаціальными переходами и проявлением седиментационных перерывов.

Если изменения мощности и фаціальные переходы хорошо известны и давно используются в практике геологических построений, то по поводу перерывов исследователями Кузбасса высказывались разные точки зрения. Построения М. А. Усова и его последователей, в основе которых лежал тезис о проявлении в верхнепалеозойских отложениях многочисленных размывов — следов глобальных или региональных тектонических фаз — не получили поддержки у геологов Кузбасса, и до последнего времени все геологические построения, включая и прогнозы угленосности, базировались на представлениях об относительной непрерывности процессов осадко- и угленакпления на всей или большей части территории бассейна. Накопленные в последние годы материалы, особенно по северо-восточному Кузбассу, показывают, что в действительности перерывы достаточно многочисленны, и наряду с небольшими (внутриформационными) размывами на больших площадях проявляются крупные «зияния», соизмеримые по своему масшта-

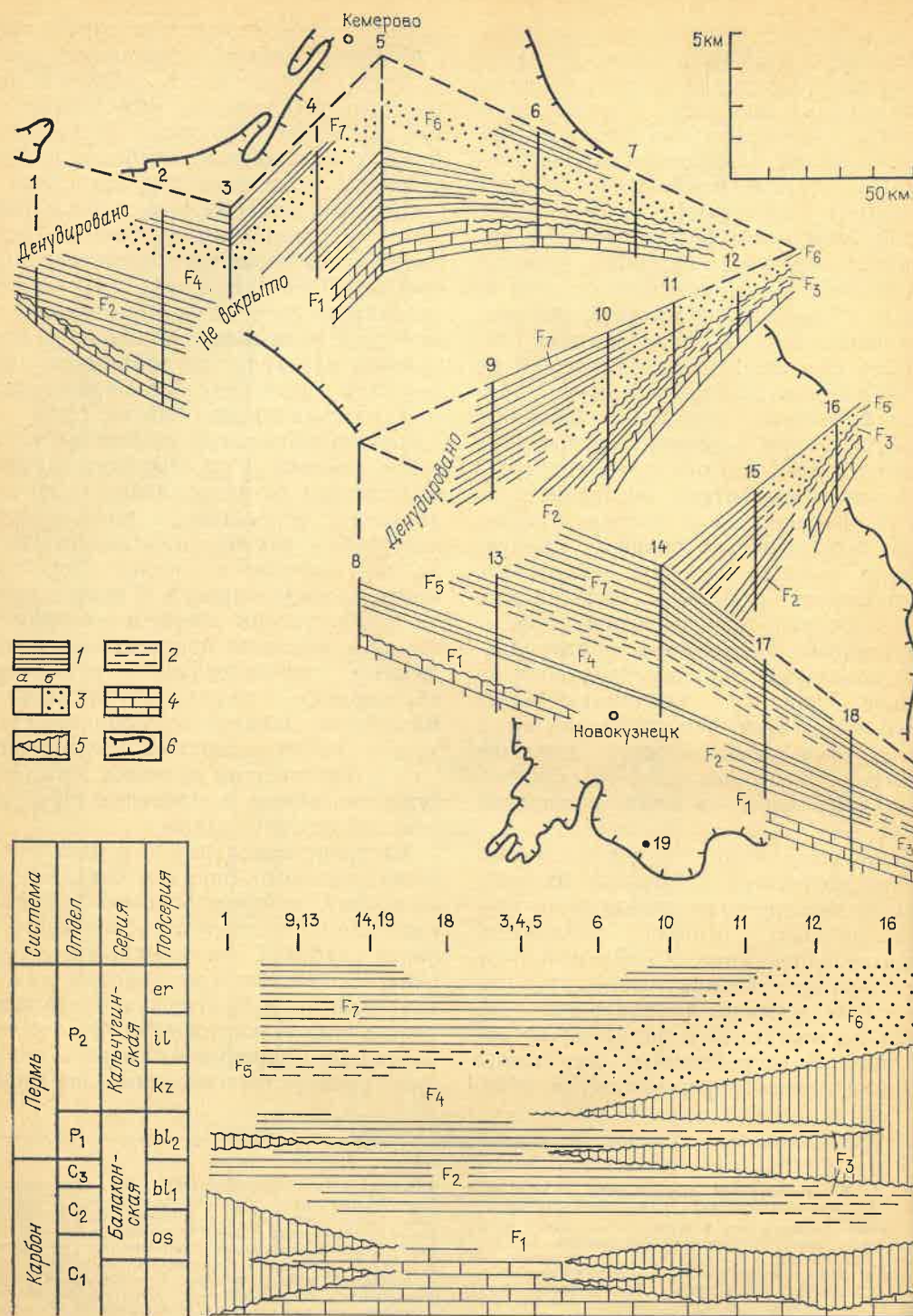


Рис. 2. Блок-диаграмма и схематический профиль 1—3 — субформации верхнего палеозоя: 1 — с промышленной угленосностью, 2 — с не промышленной угленосностью, 3 — с незначительными угленосными или безугленосными (а — песчано-глинистые, б — преимущественно песчаные); 4 — терригенно-карбонатная формация морского нижнего карбона; 5 — стратиграфические перерывы; 6 — современные границы верхнего палеозоя; разрезы: 1 — Завьяловский,

2 — Титовский, 3 — Плотниковский западный, 4 — то же, восточный, 5 — Кемеровский, 6 — Чусовитинский, 7 — Порывайский, 8 — Бачатский, 9 — Ленинский, 10 — Центральный профиль, 11 — Тайдонский профиль, 12 — р. Тайлон, 13 — Прокопьевский, 14 — Ерунаковский, 15 — Верхнетерсинский, 16 — Нижнетерсинский, 17 — Байдаевский, 18 — Томь-Усинский, 19 — Кондомский; остальные усл. обозн. см. рис.

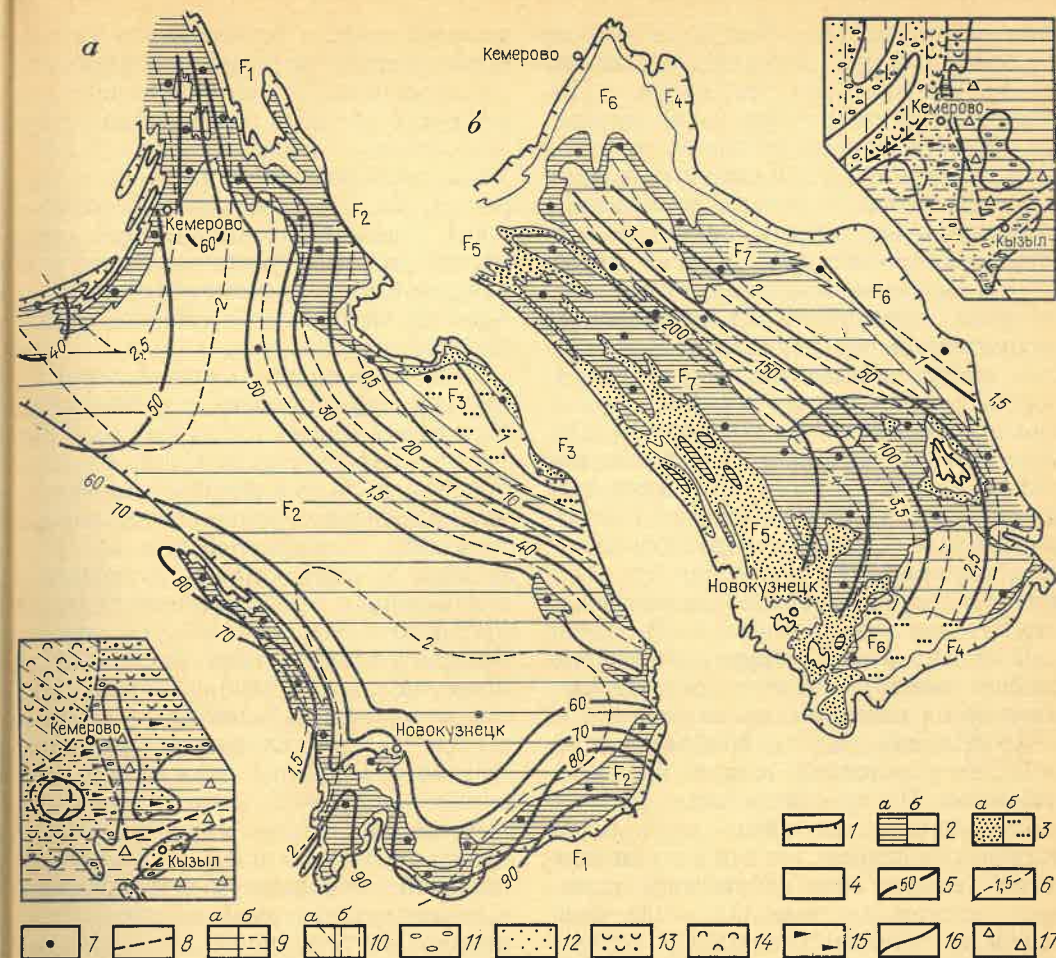


Рис. 3. Палеоформационные схемы балахонской (а) и кольчугинской (б) серий Кузбасса и юго Западной Сибири (на врезках)

1—7 — для Кузбасса, 8—17 — для Западной Сибири: 1 — граница распространения балахонской и кольчугинской серий; 2 — субформации с промышленной угленосностью — F₂ и F₇ (а — выходящие на поверхность, б — перекрытые молодыми отложениями); 3 — субформации преимущественно с не промышленной угленосностью — F₃ и F₅ (а и б — то же); 4 — субформации безугленосные или с незначительными угленосными — F₁, F₄ и F₆; 5 — суммарная мощность угольных пластов, м; 6 — мощность отложений, км; 7 — основные стратиграфические разрезы; 8 — границы региональных тектоноструктур; 9 — са-

лоэозойские толщи, распространенные на северо-восточной (в Крапивинском и Салтымаковском геолого-промышленных районах) и на западной (в Завьяловском районе) окраинах Кузбасса, сформировались на обломках древней, в основном докембрийской, консолидации, которые в верхнем палеозое и в ходе дальнейшей геологической эволюции бассейна вели себя как относительно жесткие и устойчивые массивы с тенденцией к относительно поднятию. Районы бо-

лаиро-каледонская складчатая система в дейтерогенной стадии развития (а — устойчивые массивы, б — мобильные зоны); 10 — герцинская складчатая система (а — в многоосинклиальной стадии, б — в орогенной); 11—14 — субформации: 11 — преимущественно грубообломочные безугленосные или непродуктивные, 12 — глинисто-песчаные промышленно-угленосные в зонах компенсированного прогибания, 13 — песчано-глинистые низко-продуктивные в зонах недокомпенсированного прогибания, 14 — песчано-глинистые безугленосные и флишиидные (?) в зонах недокомпенсированного прогибания; 15 — установленная промышленная угленосность; 16 — границы областей осадконакопления и денудации; 17 — наиболее высокие орогенные поднятия

лее мощного и устойчивого осадко- и угленакпления, расположенные в основном в западной и южной частях бассейна, находятся, по-видимому, над нижнепалеозойскими эвгеосинклинальными трогами, приуроченными к трансрегиональной Кузнецко-Алтайской (Озерно-Кузнецкой) зоне глубинных разломов. Примечательно, что южные и западные районы бассейна характеризуются минимальной для рассматриваемого региона толщиной земной коры, причем наибольший

подъем поверхности Мохоровичича до глубины 38 км, зарегистрированный ГСЗ в Южном Кузбассе (район г. Новокузнецка), территориально совпадает с распространением наиболее мощных верхнепалеозойских отложений, отличающихся не только повышенной угленосностью, но и максимальным для бассейна метаморфизмом углей.

Для дальнейшего более детального анализа и графического отображения закономерностей распространения углей следует дополнить стратиграфическое расчленение верхнепалеозойского комплекса формационным. Целесообразность такого расчленения, как отмечено в работе [6], диктуется прежде всего практическими соображениями — необходимостью обособления крупных геологических тел, характеризующихся более или менее однообразной угленосностью. Вместе с тем очевидно, что структурно-вещественное своеобразие толщ свидетельствует об их генетическом единстве, т. е. однообразных или однообразно-чередующихся условиях осадко- и угленакпления. Но исходя из задач данного исследования, ведущими признаками выделения формационных единиц приняты наличие (или отсутствие) угольных пластов, их преобладающие мощности (с учетом кондиций), степень выдержанности и характер распределения в стратиграфическом разрезе. Непродуктивные толщи расчленяются по литологическому составу и строению разреза с учетом характерных седиментационных признаков и стратиграфического положения отложений.

На основе указанных критериев верхнепалеозойская угленосная фор-

мация Кузбасса расчленяется на семь субформаций, которые представляются собой крупные (в сотни и тысячи метров) линзовидные тела, обладающие диахронными (скользящими) границами и непостоянной мощностью (см. рис. 1, 2). Промышленная угленосность (таблица) почти целиком связана с двумя субформациями, соответствующими в стратотипических разрезах верхним частям кольчугинской и балахонской серий.

Распространение угленосности нижней продуктивной субформации F_2 и ее возрастных аналогов отражает тектоно-палеогеографический план средне- и позднекаменноугольного нижнепермского этапа формирования Кузбасса, представлявшего собой открытую к северо-западу и, возможно, к юго-западу межгорную впадину (см. рис. 3, а). Это проявляется прежде всего в распределении мощностей отложений, достигающих максимума в приосевой зоне бассейна и снижающихся по направлению к Кузнецкому Алатау и Салаиру, служившим областями сноса. По мере удаления этих обрамляющих структур параллельно с возрастанием мощностей отложений, сокращением в них роли песчано-конгломератовых осадков, уменьшением частоты проявления седиментационных перерывов увеличиваются количество и мощность угольных пластов. Но в отдельных районах (Титовском, Кондомском), тяготеющих к северной структурной оси Кузнецкого прогиба, намечается снижение угленосности, связанное, по-видимому, с более широким распространением обстановок некомпенсированной

осадконакопления. Таким образом, можно полагать, что каменноугольно-нижнепермское углеобразование достигало максимума в периферических зонах Кузнецкой впадины, на сопряжении ее с Кузнецко-Алатауским и менее четко выраженным Салаирским региональными поднятиями.

Максимум угленосности (до 50 равновесных пластов общей мощностью до 4 м) приурочен к юго-западной окраине бассейна, известной под названием Чумышской синклинали. В палеоструктурном плане ей соответствует длительно (C_2 — T) формировавшаяся глубокая депрессия, расположенная на сочленении Салаира с Горной Шонией. О формировании данной зоны в условиях относительно стабильного прогибания свидетельствуют большая мощность отложений, широкое распространение алеврито-глинистых осадков с богатой пресно- и солоноватоводной фауной, а также повышенное содержание витринита в ряде угольных пластов.

К западу и востоку от чумышского максимума наблюдается сокращение мощности продуктивных отложений с уменьшением в составе отложений роли бассейновых осадков и появлением на отдельных стратиграфических уровнях седиментационных перерывов. Наряду с этим уменьшаются количество и мощность ряда угольных пластов и повышается содержание углей компонент групп фюзенита. По направлению к Салаиру (в Прокопьевско-Киселевском и Бачатском районах) общая угленосность уменьшается в относительно невысоком темпе, так как сокращение количества пластов отчасти компенсируется увеличением мощности отдельных залежей, достигающих 15—25 м и местами 30 м. Невысокие в среднем градиенты изменения суммарной угленосности наблюдаются и в западной части Пригорношорской зоны, в Кондомском, Мрасском и Томь-Усинском геолого-промышленных районах. Лишь на востоке Томь-Усинского района, главным образом в Кумзасском и восточной части Чексинского месторождений, нижняя продуктивная субформация испытывает резкие изменения с генетическим выклиниванием, размывами и затем частичным замещением

низкопродуктивными или почти совершенно безугольными песчано-конгломератовыми толщами (см. рис. 1, в). Эти толщи относятся к низкопродуктивной среднекаменноугольно-раннепермской субформации F_3 , распространенной в восточной части Приалатауской зоны бассейна, характеризующейся специфическими условиями осадко- и угленакпления.

Для Приалатауской зоны характерны замедленные в сравнении с южными и западными районами темпы опусканий и интенсивный принос терригенного материала в связи с близостью области размыва. Эти факторы обусловили распространение здесь достаточно динамичных, преимущественно субаэральных обстановок с частой сменой процессов размыва и седиментации, неблагоприятных как для накопления, так и захоронения торфяников. В сравнении с южной и западной частями бассейна восточный борт характеризуется в среднем пониженной суммарной угленосностью и коэффициентами угленосности, менее значительными площадями распространения и относительно невысокой устойчивостью большинства промышленных пластов, а также в целом повышенным содержанием в углях компонентов группы фюзинита, характерных для верховых и проточных интенсивно аэрируемых болот.

Наиболее благоприятной для углеобразования в восточной части бассейна была зона перехода от аллювиально-пролювиально-дельтовых фаций «подножья» к мелководным бассейнам, развитым в приосевой части Кузнецкой котловины. Фрагменты этой зоны проявляются на современном денудационном срезе в виде сравнительно неширокой (15—25 км) полосы в центральной части Кемеровского и Анжерского геолого-промышленных районов. Южнее, в Салтымаковском и Центральном районах, данная зона погружена под отложения верхней перми и мезозоя и выступает на поверхность лишь в центральной части (Макарьевское месторождение) Терсинского района.

В пределах Анжерско-Кемеровского максимума нижняя продуктивная субформация содержит до 40 рабочих пластов мощностью до 60 м, причем

Промышленная угленосность верхнепалеозойских разрезов Кузбасса

Параметры	Кольчугинская серия						Балахонская серия									
	1*	2*	3*	4	5	6	7	8*	9	10*	11*	12*	13	14*	15	16
Мощность разреза, м	2350	2300	2800	4100	2000	1550	1600	2100	1950	1380	1100	820	2600	1650	910	650
Количество пластов мощностью 0,7 м и более	45	42	54	41	22	1	26	50	35	21	7	9	28	30	5	1
Суммарная мощность пластов, м	52	99	220	73	37	4	75	94	90	50	24	10	45	44	5	1

Примечание. Номера разрезов см. на рис. 1. Разрезы, отмеченные звездочкой, вскрыты непосредственно.

наряду с преобладающими здесь тонкими пластами включает несколько мощных (до 25 м) залежей, распространенных, однако, на сравнительно ограниченных (не более 20 км²) площадях, преимущественно в средней части данных геолого-промышленных районов. В западном направлении с возрастанием мощности отложений и роли глинистых осадков на ряде участков Анжерского, Кемеровского и Титовского районов установлено расщепление пластов, сопровождающееся повышением их зольности, а местами частичным или полным замещением пластов углистыми алевро-аргиллитами. Совершенно иная по характеру и гораздо более интенсивная латеральная изменчивость наблюдается с перемещением к восточной окраине бассейна. Снижение угленосности здесь обусловлено в основном генетическим выклиниванием пластов в сочетании с син- и эпигенетическими размытиями, проявляющимися на фоне сокращения общей мощности отложений и увеличения роли грубообломочных осадков.

Если на востоке Кемеровского и Анжерского районов такие явления свойственны лишь отдельным интервалам, то восточнее, в Крапивинском районе, замещается песчаниками высокопродуктивная кемеровская свита, выпадает из разреза почти вся промежуточная свита, а в нижележащих алыкаевской и мазуровской свитах почти вдвое сокращается мощность и соответственно уменьшаются количество и суммарная мощность угольных пластов (см. рис. 1, 2). С перемещением еще дальше на восток, в систему рек Тайдона и Нижней Терси, вследствие нарастающих фациальных изменений и увеличения амплитуды стратиграфических перерывов нижняя продуктивная субформация F₂ латерально замещается маломощными низкопродуктивными песчано-глинистыми и грубообломочными толщами, содержащими лишь единичные и тонкие (в основном меньше 1 м) угольные пласты локального площадного распространения. Эти отложения являются фрагментом низкопродуктивной субформации F₃, распространенной близ первичной генетической границы Кузнецкой впадины.

Верхняя продуктивная субформация F₇, охватывающая в типовых разрезах в основном верхнюю часть для формирования и захоронения торчугинской серии (ильинскую и еруновскую подсерии), характеризуется увеличением роли глинистых резко меняющимся по площади воскалывания и нарастания угленосности, растным диапазоном, широкими безугольными отложениями латерально делами и значительными градиентами замещаются низкопродуктивной (F₅) изменением мощностей и состава от промышленно-угленосной (F₇) субформациями. Наиболее значительные нижней продуктивной субформации градиенты латеральной изменчивости масштабами и темпами углеобразования наблюдаются с переходом от восточных. Исходя из принятой в данном борте в приосевую зону Кузнецкого прогиба. На востоке, в Терсин-рис. 1, б), намечается однонаправленное и Салтымаковском районах, промышленная угленосность сосредоточена на юго-запад, от Приалатана в еруновской подсерии, преимущественно в ленинской и грамотеин-прогиба. Суммарная угленосность вской свиты. В приосевой зоне, охватывает за счет увеличения как охватывающей Еруновский, Байдаев-го числа, так и мощности угольный, Осинковский, Центральный и пластов. Эти изменения происходят Плотниковский районы, промышленно фоне общего увеличения мощностей угленосными являются не только вся угленосных отложений и смены их еруновская, но и верхняя часть иль-тологического состава — повышающейся подсерии, т. е. ускатская свита роли алевро-глинистых пород и верхи казанково-маркинской. По счет конгломерато-гравелитов и песчаных наиболее полным и достоверным раз-резам в центральных районах бассей-

Таким образом, общий план изменения кольчугинская серия содержит до ния мощностей и состава кольчугинских отложений (см. рис. 2, 3, б) мощностью 200 м, а в продуктивной детельствует об унаследованности формирования, охватывающей верхнюю тоно-палеогеографической обстановку разреза, имеется около 50 про-от позднебалахонского этапа, с дамышленных пластов общей мощ-нейшей миграцией депоцентров к юго-западу от современного юго-западу. Характер и степень изменений мощ-контура бассейна. Салаир в данной и угленосности кольчугинских этап развития бассейна практическими отложениями в самой западной (предса-не проявляет себя как область сно-и-айской) части бассейна остаются Относительная устойчивость структурно-геологических проблематичными в связи с не-ного плана и палеогеографических однозначностью стратиграфической становок осадко- и угленакпления корреляции. В рамках принятой фор-кольчугинское время определили мационно-стратиграфической модели статочное четкое обособление четырех наиболее логично допустить сохране-крупных структурно-вещественных на данной территории тенденций к социаций (F₄—F₇), связанных с увеличением мощности продуктивных ными пространственно-временными отложениями, количества и мощности отношениями (см. рис. 2).

На северо-востоке, близ генетической границы верхнепермского бассейна, в западной части Ленинско-ментационного бассейна, на протяже-Беловского и Ускацкого геолого-нии всего кольчугинского времени промышленных районов, продуктив-формировались преимущественно в юго-западном направлении весь разрез ильинской чаные и грубообломочные подсерии (см. рис. 1, б). С учетом дельтовые и аллювиально-пролювиальные разрезов общее число про-альные осадки (субформация F₆). Мощности пластов в кольчугинской минированный здесь режим неустойчивый приближается к 70 при суммар-чивых малоамплитудных опусканий мощности около 230 м. Однако в

некоторых месторождениях предсала-ирской полосы бассейна намечается небольшой спад рабочей угленосности в верхних горизонтах, что, возможно, свидетельствует о переходе к обстановке недокомпенсированного осадко-накопления. Исходя из региональных закономерностей (см. рис. 3, б) существование такой обстановки предполагается к северо-западу от современной территории Кузбасса.

Резюмируем основные результаты обобщения накопленных за последние годы материалов по угленосности верхнепалеозойских отложений Кузнецкого бассейна. Главным итогом последнего этапа геологических исследований является уточнение перспектив угленосности восточных и частично центральных районов бассейна, получение материалов, бесспорно свидетельствующих о значительном уменьшении мощности и угленосности продуктивных отложений с запада на восток. Для значительных (тысячи квадратных километров) площадей, примыкающих к восточной границе бассейна, установлены отсутствие сколько-нибудь значительного угленакпления и бесперспективность в отношении дальнейших поисков крупных месторождений. Эта закономерность в сочетании с другими предпосылками количественного и качественного распределения углей предопределяет ориентацию первоочередных поисково-разведочных работ в центральных, южные и западные районы Кузнецкого бассейна.

Наиболее перспективными для поисков новых месторождений представляются площади распространения нижней продуктивной субформации, тяготеющие к Чумышскому и Томь-Усинскому максимумам угленосности. В структурном отношении они связаны с нижними, еще недостаточно изученными горизонтами Пригорношорского моноклинала, с Кондомской син-клиналью и сочленением Аралчевского брахиантиклинального поднятия с Чумышской синклиналью и чешуйчато-блоковыми структурами восточной части Прокопьевско-Киселевского района. В Приалатауской зоне бассейна перспективные площади нижней продуктивной субформации расположены преимущественно на восточном

крыле Терсинского поднятия и в южной части восточного крыла Кемеровской синклинали. В последнем пункте наиболее благоприятны предпосылки на Малопромышленской синклинали, где о высокой угленосности можно судить по выявленному здесь локальному понижению силы тяжести.

Перспективные площади, связанные с верхней продуктивной субформацией, располагаются преимущественно на юге бассейна, в пределах Тутуянской впадины, на востоке Ерунаковского и в смежной части Терсинского геолого-промышленных районов. На западе бассейна можно рассчитывать на существенный прирост запасов лишь в относительно слабо изученной северной части Ленинского района.

Наряду с выяснением перспектив отдельных угленосных площадей в последние годы существенно расширены и уточнены представления о масштабах и основных факторах региональной изменчивости верхнепалеозойского осадочного комплекса. Установлены более контрастные, чем представлялось ранее, изменения угленосности на территории Кузбасса; выявлены обширные безугольные зоны на окраинах бассейна; показана большая роль в угленакоплении седиментационных перерывов; установлено, что изменения количества, мощности и морфологических особенностей угольных пластов сопровождаются изменениями в их петрографическом составе; намечены взаимосвязи структурно-вещественных неоднородностей угленосного комплекса с региональными тектоническими элементами и глубинным строением региона.

Очередные задачи изучения региона заключаются в уточнении границ распространения промышленной угленосности в слабо изученных центральных и восточных районах и в решении дискуссионного вопроса о закономер-

ностях распространения углей в кольчугинской серии предсалаирской части бассейна. Решение этих задач требует значительных объемов буровых и геофизических работ, а также совершенствования методических подходов к расчленению верхнепалеозойского осадочного комплекса, прежде всего детализации стратиграфически и литолого-формационных схем как основы для крупномасштабного геокартирования, целенаправленного проведения поисковых работ и более достоверной оценки угольных ресурсов Кузнецкого бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР/Под ред. А. П. Виноградова. Т. 2. ГУГК, 1968.
2. Будников В. И. Закономерности осадконакопления в карбоне и перми запада Сибирской платформы. М.: Недра, 1976. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 183).
3. Звонарев И. Н., Сендерзон Э. М., Шугров В. Ф. Угленакопление в Кузнецком бассейне в карбоне и перми.—В кн.: Палеогеография СССР. Т. 2. Девонский, каменноугольный и пермский периоды. М., 1975. с. 112—115.
4. Основные закономерности углеобразования на территории СССР/Под ред. Н. В. Шабарова. Л.: Недра, 1975. (Тр. Всесоюз. науч. исслед. геол. ин-та, нов. сер., т. 239).
5. Решения всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичных систем Средней Сибири, 1979 г. (Средний и верхний палеозой). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982.
6. Сендерзон Э. М. К вопросу о содержании и принципах выделения формаций в условиях Кузбасса.—В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. 1. Новосибирск, 1955. с. 189—196.
7. Угленосность/Н. М. Белянин, И. Н. Звонарев, Э. М. Пах и др.—В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 7. М., 1969, с. 220—243.
8. Юзвический А. З. Тектоника и глубинное строение Кузбасса.—Сов. геология, 1982. № 12, с. 96—103.

дят легкие метановые углеводороды, выделяющиеся на поверхности в виде попутного газа.

Разные системы представлены различными комплексами углеводородов и гетероциклических соединений. Изменение состава систем и комплексов индивидуальных соединений определяет широкий диапазон их химических и термодинамических свойств. Так, система сухого газа почти целиком представлена метаном, самым легким из всех углеводородов и наиболее насыщенным водородом относительно углеорода. Температура кипения этого газа 162,4 °С. Битумообразные нефти, наоборот, состоят из чрезвычайно многочисленных комплексов сложных жидких и твердых углеводородных и неуглеводородных соединений полициклического и сложного комбинированного строения с температурой кипения до 500—600 °С и более. В таких нефтях могут отсутствовать не только метан, но и другие углеводороды до C_5-C_6 . В связи с этим различны генезис систем, их история в осадочном чехле и вещественный состав их частей, например газов или нефтей.

Однако в силу установившихся традиций мы говорим «нефть», «газ», объединяя этими терминами части генетически разных систем, например нефть нефтяных, нефть газонефтяных и нефтегазовых, иногда нефтеконденсатногазовых систем. Части систем, как правило, измеряются в разных единицах, что не позволяет количественно сравнивать системы между собой, устанавливать соотношения между ними. Поэтому многие выполненные в разное время исследования распределения нефти по разрезу (Н. Т. Линдтроп, А. А. Бакиров, Н. Б. Васильев, Г. Д. Клемм и др.) не могут служить основой для важных генетических суждений.

Впервые по промыслово-геологическим данным (запасы, коэффициент нефтеотдачи, газовый фактор, состав газа и нефти и др.) подсчитаны полные массы месторождений-гигантов мира (без стран СЭВ) раздельно по группам углеводородных систем (битумообразные — БН, нефтяные — Н, газонефтяные — ГН, нефтегазовые — НГ, конденсатногазовые — КГ и газовые — Г) и проанализировано их рас-

пределение по разрезу. К битумообразным отнесены вязкие нефти типа Атабаски плотностью 0,950 г/см³ и выше (в промышленности к вязким нефтям относят разновидности плотностью 0,910 г/см³ и более). Для месторождений, по которым параметры неизвестны, массы определялись по средним величинам, опубликованным или подсчитанным нами для данного региона, либо для рассматриваемых месторождений в целом, тем более что большинство их геологически однотипно и характеризуется незначительными пределами колебания параметров [4, 5].

Массы НГ и ГН месторождений определялись как сумма масс: нефти, нефтяного (попутного) газа и газа газовых шапок. Масса свободного или нефтяного газа рассчитывалась по его объему и составу.

Распределение углеводородов разных систем по глубинам залегания рассматривалось по месторождениям, масса запасов которых не меньше 100 млн. т. Автором учтено 506 таких месторождений. Из них данные для расчетов масс по глубинам залегания имелись по 452 месторождениям (89,3 %).

В выбранных для анализа 500-метровых интервалах глубин выделено 576 объектов, из которых 90 % расположено до глубины 3,5 км и 96 % — до глубины 4 км (табл. 1). Если в каждом из верхних интервалов число объектов составляет 84—109, за исключением первого (43 объекта), то на глубинах больше 4 км число объектов на интервал колеблется от 0 до 10. Количество объектов в интервале 3,5—4,0 км уменьшается сравнительно с предыдущим интервалом в 3 раза. Аналогично относительно предыдущего происходит уменьшение числа объектов в интервале 4,0—4,5 км.

Распределение объектов обусловлено не только слабой изученностью больших глубин бурением, но и фактическим распределением запасов нефти и газа по вертикали. На многих месторождениях-гигантах производилось бурение на глубины до 5—6 км, но существенных запасов ниже основных залежей не обнаружено. В США при громадных объемах бурения на глубины больше 4,5 км (500—

Распределение геологических масс углеводородов по разрезу осадочного чехла

Каждая залежь нефти и газа представляет собой систему углеводородов, связанных общим генезисом. Так,

газонефтяная залежь — система, состоящая из газовой шапки и нефти, которую как неразрывное целое вхо-

Таблица 1

Распределение числа объектов подсчета масс УВ по глубинам залегания

Интервал, км	Системы					
	битумонефтяные	нефтяные	газонефтяные	нефтегазовые	конденсатно-газовые	газовые
0,0—0,5	17	18	7	1	—	—
0,5—1,0	7	56	14	6	—	1
1,0—1,5	1	51	29	4	1	3
1,5—2,0	2	68	29	7	2	1
2,0—2,5	1	64	16	5	4	1
2,5—3,0	—	73	15	7	6	3
3,0—3,5	1	12	10	8	1	2
3,5—4,0	—	5	3	—	2	—
4,0—4,5	—	6	1	—	1	—
4,5—5,0	—	1	1	—	—	—
5,0	—	—	1	—	1	—
Итого:	29	354	126	38	17	11

600 скважин в год) основные запасы нефти сосредоточены в интервале до 3 км, а в некоторых бассейнах даже до 2,5 км [3].

Однако и меньшая изученность больших глубин отражается в рассматриваемых результатах: до глубины 3,5—4,0 км распределение масс и соотношение между массами систем закономерны, а ниже указанной глубины скачкообразны. Следовательно, данные, характеризующие особенности углеводородов на глубинах более 3,5—4,0 км, видимо, не вполне надежны для окончательных выводов о соотношениях систем.

Общая масса углеводородов месторождений неуклонно увеличивается к дневной поверхности. На глубине от 0 до 1 км залегает 63 % их массы. Ниже этого интервала масса резко снижается до 7,7 %. Возможно, однако, что такого резкого снижения нет, а наблюдаемое распределение обусловлено отсутствием данных для отнесения нижней части битумообразных гигантских скоплений типа Атабаски к интервалу 1,0—1,5 км. Почти все угле-

водороды (97,7 %) размещаются до глубины 3 км. В интервале 3,0—3,5 км масса уменьшается в 4,4 раза по сравнению с предыдущим.

В 1969 г. опубликованы расчеты распределения коммерческой нефти зарубежных стран на основе крупных и крупнейших месторождений по состоянию на начало 1965 г. [2]. Согласно этим данным, 97,3 % запасов нефти, включая битумообразную, сосредоточено в интервале 0—3 км. С тех пор пробурено огромное количество скважин на больших глубинах, в том числе на многих гигантах. Если бы рассмотренная приуроченность основной массы нефти к глубинам до 3 км объяснялась слабой изученностью глубоких горизонтов, то со временем картина бы изменилась, но этого не наблюдается.

Вниз по разрезу быстро уменьшается масса углеводородов битумообразных систем. На интервал 1,0—1,5 км приходится наибольшая доля нефтяных систем (обычные нефти). Ниже этого интервала она закономерно уменьшается. В этом же направлении постепенно растет масса газонефтяных и нефтегазовых, а также газоотделенных систем (табл. 2).

До глубины 3,5 км также закономерно увеличивается масса газа, находящегося в месторождениях в свободном состоянии (Г и КГ залежи, газы, газовые шапки ГН и НГ скопления). В нефтяной части нефтяных и смешанных систем (залежи нефти, нефтяные оторочки) до глубины 3,5—4,0 км увеличивается доля растворенного газа и шапок, газовых и конденсатно-газовых скоплений сравнительно с залежами других систем (табл. 3), а главное — растет содержание газа в нефтяной и нефтегазовой субстанции от 0,38 до 51,76 %.

Иными словами, если рассматривать углеводороды систем в целом, с увеличением глубины залегания растет газонасыщенность общей массы углеводородов за счет свободного растворенного газа без скачкообразных аномалий, что соответствует уменьшению плотности нефти. Газоотделенные системы не преобладают в верхней части разреза и на больших глубинах. В общей массе углеводородов

Таблица 2

Распределение масс углеводородных систем по глубинам залегания, млн. т

Интервал, км	Системы				Суммарная масса	% от общей массы УВ
	битумонефтяные	нефтяные	нефтегазовые и газонефтяные	конденсатно-газовые и газовые		
0,0—0,5	388 080	8 333	1 522	—	397 935	36,5
0,5—1,0	252 215	30 468	6 178	199	289 060	26,5
1,0—1,5	142	72 068	10 993	501	83 704	7,7
1,5—2,0	909	87 298	13 422	488	102 117	9,5
2,0—2,5	529	78 502	18 604	1 279	98 914	9,0
2,5—3,0	—	53 856	25 755	7 041	86 652	8,0
3,0—3,5	179	9 167	7 686	2 173	19 205	1,8
3,5—4,0	—	1 926	1 798	269	3 993	0,47
4,0—4,5	—	2 798	192	73	3 063	0,3
4,5—5,0	—	2 560	1 115	—	3 675	0,3
5,0	—	—	448	225	673	0,1
Итого	642 054	346 976	87 703	12 473	1 088 988	100,1

в указанных интервалах они не играют существенной роли.

Максимум относительного накопления углеводородов конденсатногазовых систем (в % от массы углеводородов интервала) располагается в интервале 3,0—3,5 км. К этой же глубине относится и максимум нефтегазовых систем. На глубинах 3,0—4,5 км отмечается относительный максимум масс газонефтяных систем (до 2,5 км — 26,5 %, в интервале 3,0—3,5 км — 24,9 %, в интервале 3,5—4 км — 45 %).

Почти весь газ шапок равномерно распределен в интервале 0,5—3,5 км (71,1 % в интервале 1,5—3,5 км). Конденсатный газ сосредоточен на глубине от 2,0 до 3,5 км (91,7 %), а сухой газ залегает до 3,0 км. Средние массы каждой группы систем в расчете на один объект увеличиваются с глубиной, достигают максимума и снова снижаются (табл. 4).

Устанавливается интересная закономерность: постепенное углубление максимумов накопления масс систем от битумообразных к конденсатнога-

Таблица 3

Запасы нефти, попутного и свободного газов месторождений по глубинам залегания

Интервал, км	Нефть, млн. т	Попутный газ		Газ шапок		Свободный газ	
		млн. т	% от массы УВ	млн. т	% от массы УВ	млн. т	% от массы УВ
0,0—0,5	393 101	4 437	1,1	396	0,1	—	—
0,5—1,0	281 510	5 222	1,8	2 128	0,8	199	0,07
1,0—1,5	74 560	7 191	8,6	1 452	2,3	501	0,60
1,5—2,0	89 988	9 486	9,3	2 154	2,6	488	0,48
2,0—2,5	84 350	8 554	8,6	4 731	6,1	1 279	1,29
2,5—3,0	67 761	8 082	9,3	3 769	12,5	7 041	8,13
3,0—3,5	11 399	2 857	14,9	2 775	25,8	2 173	11,3
3,5—4,0	2 884	749	18,8	90	9,0	269	6,74
4,0—4,5	2 812	178	5,8	—	2,4	73	2,38
4,5—5,0	3 028	414	11,3	233	6,3	—	—
5,0	359	49	—	40	—	225	—
Итого	1 011 752	47 219		17 768		12 248	

Таблица 4

Распределение средних масс объектов углеводородных систем месторождений-гигантов по глубинам залегания, млн. т

Интервал, км	Системы			
	битумо-нефтяные	нефтяные	нефтегазо-вые и газо-нефтяные	конден-сатно-газовые и газо-вые
0,0—0,5	22 828	463	190	—
0,5—1,0	36 031	544	309	199
1,0—1,5	142	1 413	333	125
1,5—2,0	454	1 284	373	163
2,0—2,5	529	1 226	886	256
2,5—3,0	—	738	1 171	782
3,0—3,5	179	264	427	724
3,5—4,0	—	385	599	134
4,0—4,5	—	466	192	73

Примечание. Ниже глубины 4,5 км средние массы не рассчитывались из-за малого числа месторождений.

зовым. Так, максимум битумообразных нефтей находится до глубины 1 км (99,7 % массы этих систем и 59 % всей массы углеводородов). Максимумы нефтяных систем расположены в интервале 1,0—2,5 км (68 и 21,8 %), газонефтяных — в интервале 1,5—3,0 км (70,4 и 4,6 %), нефтегазовых — в интервале 2,0—3,5 км (54,6 и 0,89 %), конденсатно-газовых — в интервале 2,5—3,5 км (81,3 и 0,83 %).

Максимумы средних масс газонефтяных и нефтегазовых систем, а также конденсатногазовых находятся в узком интервале. Следует особо подчеркнуть, что наибольшие массы свободного газа по отношению к нефти расположены лишь немного глубже. Сухие газовые скопления рассматриваемого класса запасов на больших глубинах почти не встречены. Максимум их накопления приходится на интервал 1—2 км.

Таким образом, результаты подсчета показывают, что по разрезу осадочного чехла по мере увеличения глубины залегания скоплений углеводородов не наблюдается скачкообразной смены одной группы систем другими, т. е. газообразных углеводородов жидкими, и наоборот. На дневной поверхности залегают битумообразные нефти. Вниз по разрезу осадочных толщ углеводородные системы упро-

щаются: снижается плотность нефти, растет доля газа в общей массе углеводородов, увеличивается масса смешанных нефтегазовых и газонефтяных систем. Иными словами, отмечается постепенное изменение общей массы углеводородов разных систем по разрезу.

В распределении углеводородов сверху вниз не отмечается вертикальной зональности в общепринятом понимании (газ, нефть, нефть и газ, газоконденсат, сухой газ). Отмеченные закономерности объективны, поэтому теоретические представления об образовании и распространении нефти и газа по вертикали следует привести в соответствие с фактическими данными о состоянии углеводородов недр.

Земная кора развивается поступательно: растет площадь платформ за счет геосинклиналей, сокращаются площади выходов основных интрузивов и т. д. В разрезе платформенных чехлов от палеозоя к кайнозой увеличиваются общая масса пород и массы их за единицу времени, а также непереложенная их часть, изменяется химический состав пород. Закономерно уменьшается доля карбонатов, растет количество глин и неразбухающих минералов (Ч. Шухерт, Р. Гарельс, Ф. Маккензи, А. Б. Ронов и др.). В общем случае в осадочных бассейнах в нижней части залегают наиболее древние породы, которые сменяются все более молодыми к дневной поверхности. Поэтому распределение пород по глубинам залегания отражает и распределение их по возрасту. С увеличением глубины залегания растут температура, давление, а следовательно, и метаморфизм пород. В связи с этим в верхней части бассейна на глубинах до 2,5—3,0 км преобладают терригенные комплексы, проницаемые толщи обладают наилучшими коллекторскими [6], а глинистые породы — наилучшими экранирующими свойствами. Ниже породы становятся жесткими, слабопроницаемыми, не пластичными, но зато более трещиноватыми.

Нефть и газ в больших объемах накапливаются в толщах, имеющих хорошую гидродинамическую связь с поверхностью, потому что при формировании месторождений из ловушек оттесняется вода в объеме, равном объему углеводородов. Эта связь отмечается в толщах, находящихся в верхних частях разреза глубоких бассейнов. Главная масса нефти и газа залегает на глубинах до 3 км. Следовательно, верхняя часть осадочного чехла до глубины 3,0—3,5 км — это главная зона нефтегазонакопления, а ниже ее располагается главная зона генезиса и транзита углеводородов. Несмотря на представления многих ученых о более интенсивном газообразовании на больших глубинах, Е. С. Баркан и В. П. Якуцени [1] показали, что крупные газовые скопления, к которым они относят и запасы попутного газа, встречаются на умеренных глубинах. Поиски газа глубже этого интервала, по их мнению, должны быть мало эффективны в связи с сосредоточением газа в интервале до 3 км и техническими трудностями сверхглубокого бурения. Известно, что бурение на глубину 5 км обходится в три раза дороже, чем на глубину 3 км, а запасов в этих интервалах, как видно из приведенных материалов, мало.

Мы также считаем, что при поисках не только газа, но и других углеводородов не следует надеяться на высокую эффективность на больших глубинах. Такие работы в каждом конкретном случае должны быть глубоко и всесторонне обоснованы.

Исходя из изложенного, следует сделать также вывод, что для существенного увеличения запасов в регионах, в которых они подготовлены на обычных глубинах, следует развивать поисково-разведочные работы в новых районах, а не на большие глубины. Это подтверждается и тем, что в старых районах гигантские месторожде-

ния не обнаружены. В последние 15 лет месторождения-гиганты открыты на вновь освоенных территориях (Прадхо-Бей, район Реформа, Северное море, морская часть бассейна Персидского залива и др.). При оценке прогнозных запасов необходимо обязательно учитывать особенности распределения нефти и газа по вертикали.

Рассмотренные закономерности свидетельствуют, видимо, о том, что в осадочных толщах проявляется неуклонное стремление углеводородов двигаться к поверхности. В этом направлении усложняется их состав, увеличивается плотность систем.

Сосредоточение более половины всех запасов углеводородов в узком интервале в верхней части осадочных пород (0—1000 м) может объясняться формированием современных залежей в альпийскую стадию орогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баркан Е. С., Якуцени В. П. Перспективы газоносности больших глубин. — Сов. геология, 1981, № 4, с. 6—15.
2. Геологические закономерности распределения крупных месторождений нефти и газа за рубежом/Н. Т. Линдтрон, Э. А. Анфилова, Е. А. Дмитриева, А. О. Шварцман. Л.: Недра, 1970.
3. Кучерук Е. В., Хобот М. В. Некоторые особенности размещения месторождений и разведанных запасов нефти и газа в США. — Геология нефти и газа, 1979, № 10, с. 58—62.
4. Нестеров И. И., Потеряева В. В., Салманов Ф. К. Закономерности распределения крупных месторождений нефти и газа в земной коре. М.: Недра, 1975.
5. Никонов В. Ф. Некоторые важные критерии поисков нефтяных и газовых месторождений-гигантов. — Геология нефти и газа, 1975, № 4, с. 10—14.
6. Новосилецкий Р. М., Предтеченская Н. С. Закономерности распространения зон накопления углеводородных флюидов в нефтегазоносных бассейнах. — Сов. геология, 1972, № 12, с. 15—22.



Структурно-геологическая позиция экзогенных серных месторождений и рудных полей

Минералогия самородной серы, как и других полезных ископаемых, служит научной основой для разработки системы оптимальных прогнозно-поисковых комплексов [5]. Установление структурно-геологической позиции [2, 4] экзогенных серных месторождений и рудных полей представляет собой важную часть минералогических исследований.

В статье на примере старейшего хорошо изученного региона Европы — Предкарпатья рассмотрены пространственные и временные закономерности распространения серной минерализации. При этом использованы результаты работ геологов ПНР и СРР А. Болевского, В. Брана, Р. Димитреску, Е. Зноско, Л. Ионеси, П. Карнковского, Р. Краевского, Б. Кубицы, С. Квятковского, Л. Мразека, В. Мухача, Н. Онческу, Т. Осмульского, К. Павловской, С. Павловского, Д. Радулеску, Б. Цисека, Я. Черницкого и др.

Экзогенные месторождения самородной серы относятся к месторождениям выветривания [11, 12]. Их размещение связано со структурами, испытавшими новейшие поднятия или имеющими тенденцию к современному подъему. В древних корях выветривания серные залежи не обнаружены. Они, несомненно, существовали в разные рудные эпохи, но были разрушены быстротечными процессами супергенеза.

Предкарпатские серные залежи представляют собой экранированные стратиформные пластообразные тела метасоматического замещения (при участии углеводородов) не вообще сульфатных, а только гипсовых пород и минералов гипса. Глубиной залегания крупных полей развития таких пород во всех сернорудных районах мира ограничивается распространение в разрезах практически значимых скоплений серы — продукта юной коры вы-

ветривания гипсов. Свыше 90 % учтенных концентраций серы экзогенных месторождений Евразии сосредоточены в частях сульфатных комплексов обширных и мощных галогенных формаций среднего и верхнего миоцена — нижнего фарса, верхнего бадена и мессиния, залегающих в альпийском структурном ярусе до глубины 400–500 м. В Предкарпатье, например, около 95 % этих концентраций находится на глубине менее 400 м.

Самая верхняя часть наиболее молодого структурного яруса окраин Восточно- и Западно-Европейской платформ на границе с Предкарпатским краевым прогибом служит сферой формирования значительных месторождений серы. Становление структуры происходило в условиях возобновления движений по древним региональным разломам, сопровождавшихся возникновением прогиба, появлением старых и формированием молодых разрывов — рудоконтролирующих структур, миграцией по ним глубинных флюидов и образованием в конце плиоцена месторождений нефти и газа. С конца позднего сармата и до настоящего времени происходили обильное поднятие региона с проявлениями сейсмотектонической активности, становление на границе плиоцена и четвертичного периода приразломных рудовмещающих складок — морфоструктурных блоков современного рельефа — развитие гидросети, интенсивная эрозия с формированием площадной коры выветривания и залежей самородной серы на месте гипсосодержащих пород в гидрогеологически умеренных раскрытых антиклинальных элементах региональных структур. Главная фаза становления структуры сферы, где осуществлялось серное рудоотложение, приходится на геологическое время после образования континентальной коры, которое в Карпатском регионе завершилось в конце миоцена [13].

Новейший этап геологического развития других районов Средиземноморской сероносной провинции и областей Евразии имеет много общих черт с аналогичным этапом развития Предкарпатья. Отличие заключается лишь в конкретных условиях и формах проявления. Девяносто семь процентов учтенных скоплений серы в Евразии связано с областями распространения континентальной коры, возникшей в конце миоцена или формирующейся ныне, а также с непосредственно прилегающими к ним районами. Таким образом, специфика структурно-геологической позиции как эндогенного, так и экзогенного серного оруденения в регионе представляется закономерной, исторически обусловленной.

Экзогенное оруденение сосредоточено в гипсосодержащих породах сульфатного комплекса тирасской галогенной формации верхнего бадена (средний миоцен), перекрытых экранирующей монотонной пластичной существенно глинистой толщей косовской свиты того же возраста и подстилающихся проницаемой пластично-хрупкой толщей нижнебаденских мергелей, песчаников и органогенных известняков. Тирасская формация занимает большие площади на окраинах Карпатской нефтегазоносной провинции. Месторождения и рудные поля располагаются здесь у стыка (по линии Торнквиста—Тэсьера) таких крупнейших структур континента, как Восточно- и Западно-Европейская платформы и Предкарпатский прогиб.

Платформенные окраины, пограничные с Внешней зоной прогиба, являются рудоконцентрирующими; 98 % учтенных скоплений серы расположено в дугообразной (в соответствии с конфигурацией северной ветви Карпатской горной дуги) полосе шириной менее 10 км, протяженностью почти 700 км (рис. 1). Особенно заметны здесь прерывистая складчатость и плотная сеть разрывов. Сочленение платформенных окраин с прогибом, основу которого составляют глубокие разломы, в полях гипсосодержащих пород представляет собой региональную сернорудную структурно-формационную зону [9].

Принципиальные условия возникновения (при вызванных тектоническими

движениями деформациях с нарушениями сплошности геологических тел в анизотропных слоистых толщах) путей движения и мест концентрации рудообразующих агентов, а затем и руд охарактеризованы во многих работах [1, 2, 4, 11 и др.] Из них же известно, что процессы метасоматоза в благоприятных породах резко подчинены структурному фактору.

Дорудные складки играют решающую роль в локализации оруденения. Разломы его нигде не вмещают. Все значительные рудные тела залегают в антиклинальных элементах, часто выраженных положительными морфоструктурами рельефа, водоразделами притоков Днестра, Прута, Сирета, Вислы, Одры и других рек. Оруденение локализовано избирательно в сводах и крыльях положительных складок в самых верхах разреза гипсосодержащих пород. В узких синклиналях непромышленные руды встречаются в подошве последних и очень редко — в нижней трети разреза внутри них. В структурных депрессиях региона пока не встречены серные скопления, представляющие практический интерес.

В складчатых элементах месторождений и рудных полей устанавливаются структуры четырех порядков: I — моноклинали склонов окраин платформ на границе с прогибом, II — Свентокшиский антиклинорий, III — отображенные в рельефе морфоструктурами крупные горст-антиклинальные поднятия, валлообразные, асимметричные сундучные складки, обширные гемиантиклинали, флексуры, IV — сложнопостроенные зоны брахиформных складок, осложняющих складки III порядка.

Складчатые элементы I и II порядков определяют положение структурно-формационной зоны. Находящиеся в ней в непосредственной близости от разрывов-ограничителей платформенных окраин и прогиба приразломные блоковые складки III и IV порядков вмещают оруденение. Кулисно и «эшелонированно» расположенные складки IV и более низких порядков влияют на масштабы, детали формы и строение залежей.

В Предкарпатье выделяются следующие основные структурно-геологиче-

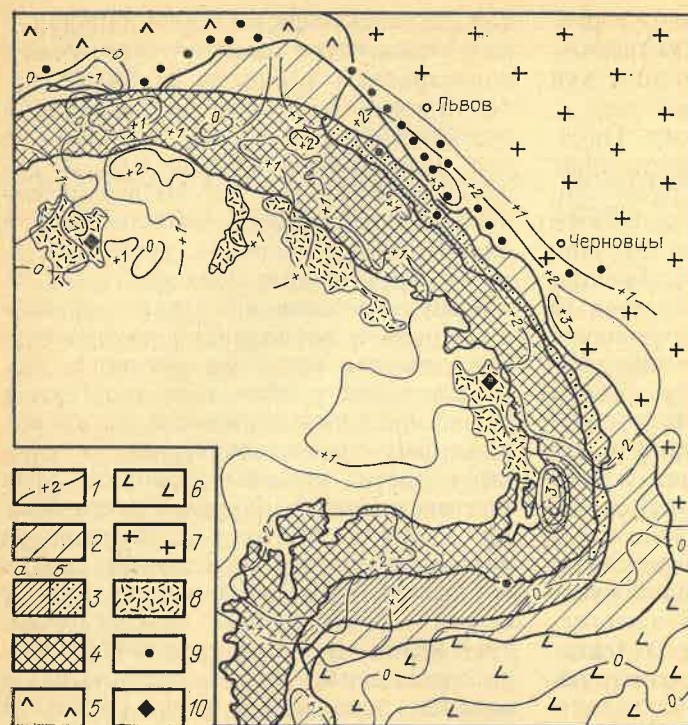


Рис. 1. Тектоническая схема Карпатского региона, отражающая современные вертикальные движения земной коры [14]

1 — изолинии скорости вертикальных движений, мм/год; 2—3 — Предкарпатский краевой прогиб; 2 — Внешняя зона, 3 — Внутренняя зона, сложенная поздними (а) ранними (б) молассаи; 4 — Карпаты; 5 — Западно-Европейская платформа; 6 — Мизийская плита; 7 — Восточно-Европейская платформа; 8 — неогеновые эффузивы; месторождения самородной серы: 9 — экзогенные, 10 — эндогенные

ские позиции месторождений и рудных полей, идентичные установленным В. М. Крейтером для эндогенных рудных концентраций [4]: 1) зона погружения Свентокшиского (ПНР) антиклинория, к которой приурочены все месторождения самого крупного не только в регионе, но и в Европе Тарнобжегского (ПНР) рудного поля (Тарнобжег, Гжыбув, Осек-Баранув, Рудники, Чайкув, ряд рудопроявлений); 2) обращенные к прогибу и нарушенные разрывами крылья крупных горст-антиклиналей и опущенные крылья флексур (Немировское, Язовское, Подорожненское, Тлумачское и Загайпольское рудные поля); 3) пересечения поперечными разломами антиклинальных структур III порядка (Любеньское, Гримновское, Роздольское, Лисецкое и Шевченковское месторождения); 4) осложненные разрывами периклинали антиклиналей и гемиянтиклиналей (Чарковы, Посондза, Свошовице, ряд мелких залежей Жидачовского, Лисецкого, Тлумачского, Загайпольского месторождений, рудопроявления Молодынче, Микулинцы, или Конопковка, и др.).

Месторождения концентрируются в ослабленных участках пересечений

разрывов разных простираний, где возникли сернорудные узлы. Крупнейший из них — Тарнобжегский, менее значительные — Немиров-Язовский, Любень-Гримновский, Роздол-Подорожненский и Загайполь-Шевченковский. Оси залежей всегда субпараллельны осям рудовмещающих складок и простиранию разрывов, секущих их крылья. Необычная г-образная в плане форма куполовидной залежи Роздольского месторождения обусловлена ее приуроченностью к области пересечения меридиональной антиклинали субширотным разломом или флексурой. Вытянутая субпараллельно зонам разломов форма залежей, иногда вплотную прижатых к ним, на Немировском, Язовском, Тейсаровском, Подорожненском и других месторождениях подчеркивает не только пространственную, но и генетическую связь залежей с рудоконтролирующими разломами на сочленении Волино-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы с прогибом. Разломы служили путями миграции глубинных рудообразующих агентов в материнские для оруденения породы. С этой точки зрения представляется странным утверждение Г. Т. Саксеева о том, что «...основной рудо-

контролирующей структурой, генетически связанной с серными месторождениями, является Предкарпатский сброс» [10, с. 123], а не наоборот.

Предкарпатские серные месторождения и рудные поля в структурном отношении принадлежат к группе месторождений и рудных полей, приуроченных к складкам, осложненным разрывными нарушениями [2]. К этой же группе относятся Гаурдакское рудное поле в Туркмении, ферганские и дагестанские месторождения, месторождения Сицилии, Апеннинского полуострова, Южной Испании, Ирака, Ирана и др. Структурно-геологические условия прерывистого размещения серного оруденения на окраинах Восточно- и Западно-Европейской платформ существенно отличные. Они влияют на концентрацию полезного компонента и масштабы месторождений.

Зона сочленения Волино-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы с прогибом находится примерно посередине площади, занятой тирасскими сульфатными отложениями. Месторождения и рудные поля располагаются здесь преимущественно в постседиментационных гипсах и гипсоангидритах с маломощными (менее 1 м) осадочными «ратинскими» известняками в кровле. Единой для всех месторождений и рудных полей рудоконтролирующей структурой представляется не образующая цельного «Предкарпатского сброса» система глубоких, кулисно заходящих друг за друга сбросовых зон в сочленении этой окраины и прогиба [3].

Структурно-формационная зона оруденения четко ограничена со стороны прогиба серией ступенчатых сбросов северо-западного простирания, а со стороны платформы — смыкающимися крыльями флексур, крупных горст-антиклиналей или локальными сбросами того же простирания (рис. 2). Моноклиналный склон платформы в сторону прогиба выражен протяженной, но узкой структурной террасой сложного блокового строения. На ней сохранились достаточно мощные глинистые осадки косовской свиты верхнего бадена и нижнего сармата, покрывающие рудные тела и сульфатные образования. Здесь на расстоянии менее 300 км насчитывается почти 100 зале-

жей, среди которых 14 месторождений и ряд рудопроявлений. За редким исключением, они структурно связаны с единым краевым платформенным валом в домиоценовом фундаменте, субпараллельным разрывам сочленения. Приподнятые блоки этого вала проявлены в отложениях бадена — нижнего сармата в виде горст-антиклиналей, асимметричных сундучных складок, гемиянтиклиналей и брахиантиклиналей (рис. 3, 4). Отрицательные структуры не всегда представляют собой синклинали. Часто это остаточные депрессии с горизонтальным залеганием слоев между приподнятыми блоками.

Находящиеся на разных гипсометрических уровнях залежи в большинстве случаев располагаются ниже местных базисов эрозии в зоне более или менее замедленного водообмена. Они перекрываются достаточно мощными глинами и мергелями, а подстилаются слабодопроницаемыми гипсоангидритами, которые экранировали руды от разрушительного воздействия агентов супергенеза и обеспечили в целом удовлетворительную их сохранность. На окраине платформы 80 % залежей составляют неизмененные метасоматические руды. Аналогов этих залежей на территории СССР пока нет. Линейная плотность оруденения на окраине платформ достигает примерно 0,1 км/км. Распространение его прерывается региональными и локальными депрессиями (Гнездычевским и Устечковским грабнями и др.), а также зонами отсутствия сульфатных пород, эродированных на максимально поднятых блоках (например, на Оров-Роздольском поперечном поднятии).

Сочленение окраины Западно-Европейской платформы с Предкарпатским прогибом происходит у северного края площади распространения тирасских сульфатных отложений, среди которых доминируют первичноосадочные гипсы, гипсоглины, глиногипсы. Здесь выявлено около 20 рудных тел, составляющих девять месторождений, пять из них сгруппированы в Тарнобжегское рудное поле. Расположение последнего в миоценовом обрамлении Свентокшиского антиклинория в тектоническом узле непосредственно у стыка

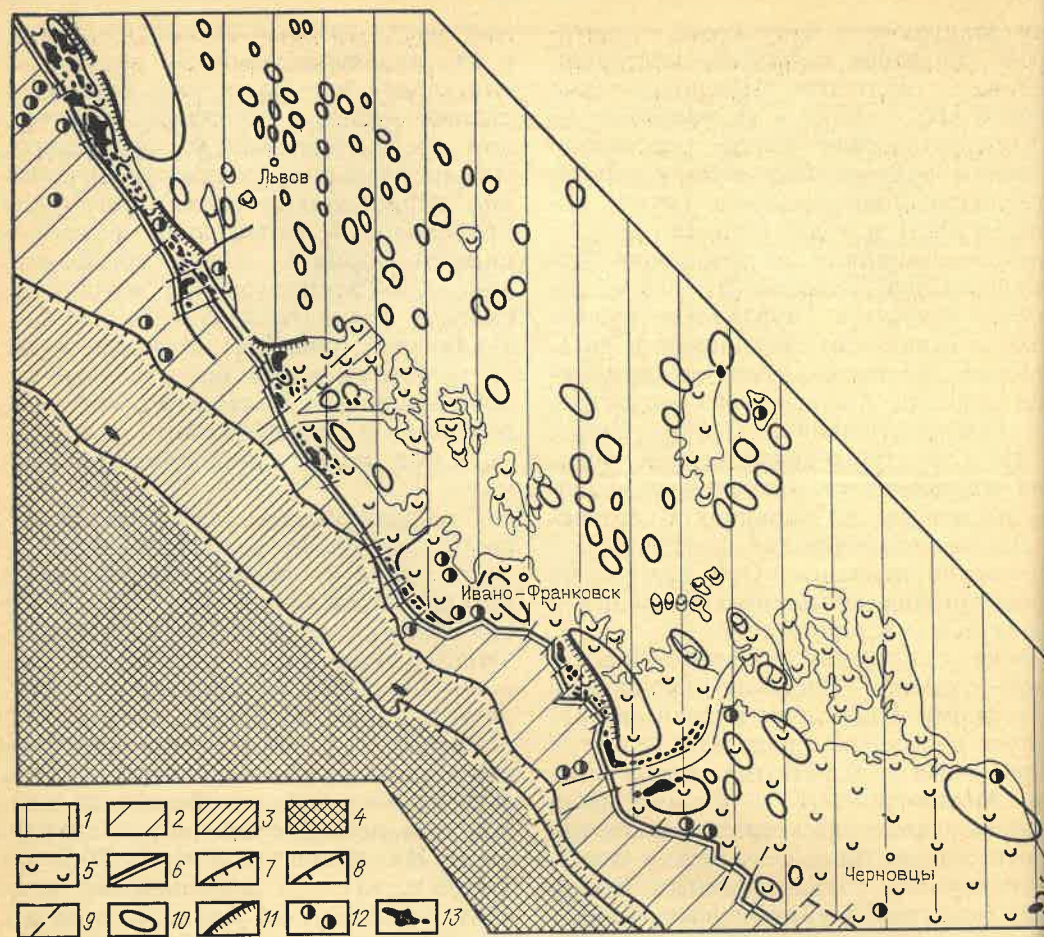


Рис. 2. Положение структурно-формационной зоны с серным оруденением в Советском Предкарпатье: 1 — Воыно-Подольская окраина Восточно-Европейской платформы; 2—3 — Предкарпатский краевой прогиб; 2 — Внешняя зона, 3 — Внутренняя зона; 4 — Карпаты; 5 — поля развития гипсосодержащих пород сульфатного комплекса тирасской галоген-

обеих платформ и прогиба обусловило размещение здесь весьма важных скоплений серы. На остальной части платформенной окраины линейная плотность оруденения в 10 раз меньше, чем на Воыно-Подольи.

Это объясняется тем, что юго-западнее Тарнобжегского поля находится обширная Нидская впадина. Месторождение Чарковы приурочено к крупной валообразной антиклинальной структуре северо-западного простирания, разделяющей Солецкую и Дзялошицкую мульды этой впадины. Месторождение Посондза залегает в гемантиклинале у сочленения двух региональных структур — Нидской впадины и Силезско-Краковской моноклинали,

ной формации; 6 — сбросовая зона сочленения платформ с прогибом; 7 — Стебникский надвиг; 8 — Береговой надвиг Карпат; 9 — прочие разрывные нарушения; 10 — положительные морфоструктуры; 11 — флексуры; 12 — серные рудопроявления; 13 — залежи самородной серы

а Свошовице расположено в пределах платформенного Краковского выступа — крупной горст-антиклинали, ограничивающей Остравско-Краковскую и Мелецко-Угерскую впадины Внешней зоны прогиба [3]. Указанные месторождения располагаются 30—40 км друг от друга.

Структурно-формационная серно-рудная зона со стороны прогиба ограничена серией сбросов северо-восточного простирания, поперечных по отношению к другим региональным структурам и обладающих гораздо меньшими амплитудами смещений, чем сбросы — ограничители Воыно-Подольской окраины. Со стороны платформенной указанная зона четких границ

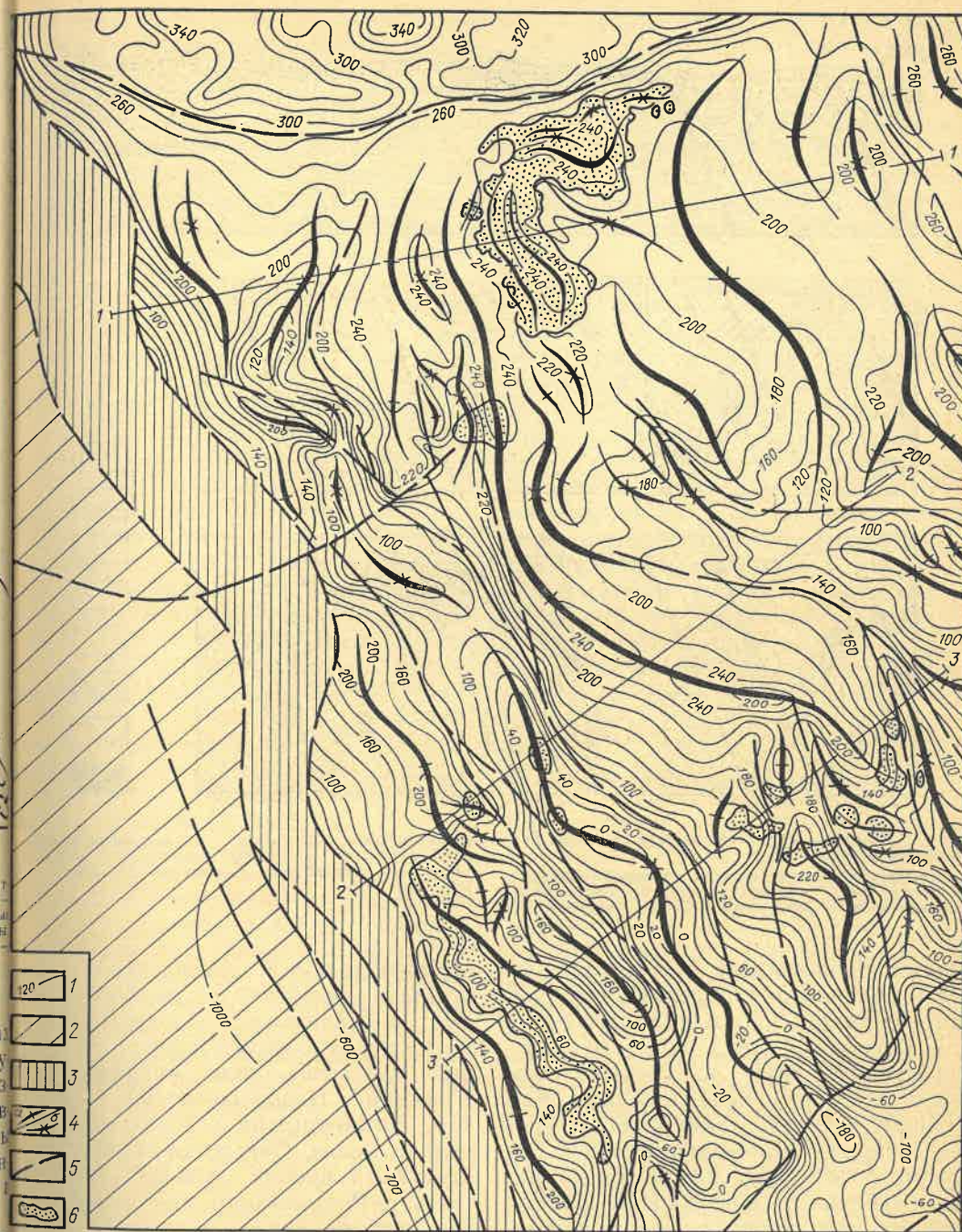


Рис. 3. Положение серных залежей в структуре Воыно-Подольского рудного поля: 1 — изогипсы поверхности доковских отложений; 2 — Воыно-Подольская окраина Восточно-Европейской платформы; 3 — сбросовая зона сочленения платформ с прогибом; 4 — оси брахиантиклиналей (а) и брахисинклиналей (б); 5 — разрывные нарушения; 6 — залежи самородной серы; 1-1, 2-2, 3-3 — линии разрезов

не имеет. Ни одна из залежей не обнаруживает здесь пространственной связи с разрывами сочленения. Размещение месторождений в данной структурно-формационной зоне контролируется

локальными разломами преимущественно северо-западного простирания. Составляющие месторождения одно—два рудных тела залегают в крыльях и на периклиналях валооб-

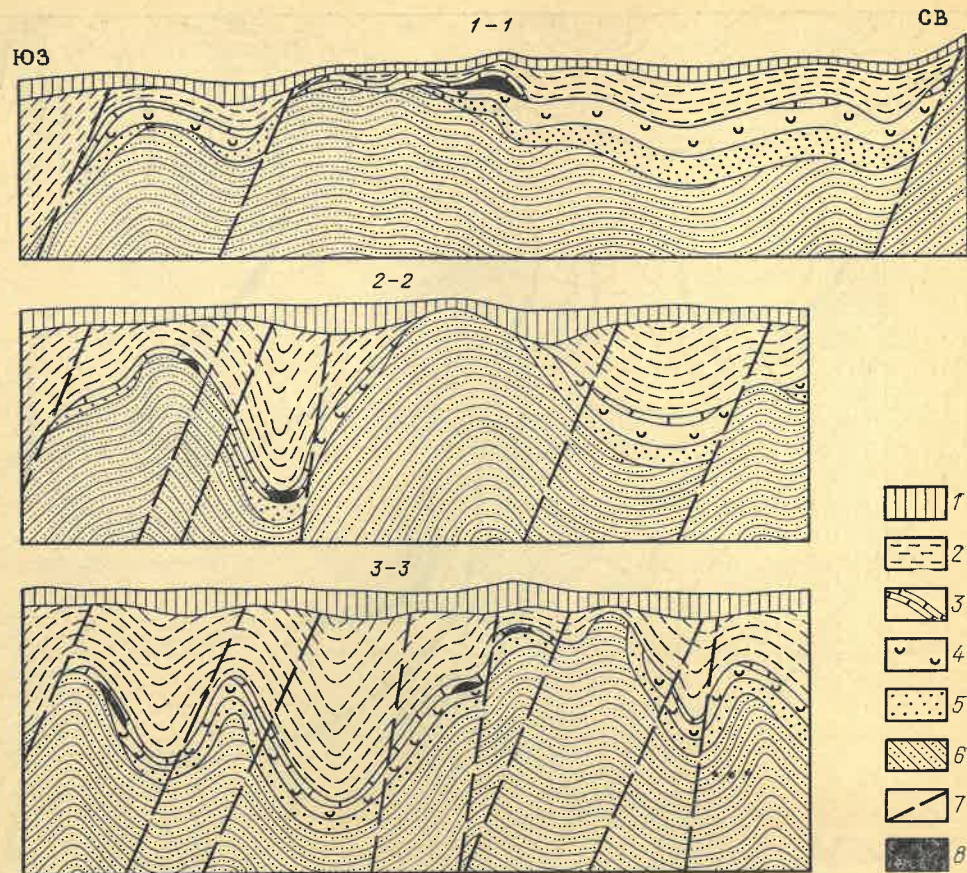


Рис. 4. Схематические геологические разрезы Роздольского рудного поля

1 — четвертичные отложения; 2 — нижний сармат и косовская свита верхнего бадена; 3 — нерасчлененные «ратинские» известняки верхнего бадена и мезозоя

4 — сульфатный комплекс тирасской галогенной формации; 5 — нижний баден; 6 — верхний мел; 7 — сбросы; 8 — залежи комаровской серы

разных антиклиналей, гемиантиклиналей и брахиантиклиналей. Они не связаны с какой-либо одной региональной структурой типа краевого платформенного вала в домиоценовом фундаменте Волыно-Подолья. Как правило, в сводах таких складок эрозией вскрыты отложения мезозоя. Основные объемы руд находятся на малых глубинах от поверхности, в зонах аэрации или значительного водообмена, и подстилаются водообильными нижнебаденскими осадками. Залежи сложены почти нацело вторичными перекристаллизованными, уже не метасоматическими, а гидрогенными рудами, подвергавшимися интенсивному воздействию процессов супергенеза.

Месторождения Чайкув, Чарковы, Посондза, Свошовице и Кокошице-Пшув, очевидно, являются реликтами

крупных залежей, уничтоженных в результате окисления и развития карста. За исключением Чарковы, гипсосодержащих пород нижнего миоцена рудные тела выше, чем, например, в Язовском, Подороженском, Лисецком, Загайпольском и Шевченковском рудных полях. Они почти одинаковы по отметкам кровли залежей Любеньской и Роздольского месторождений наполовину сложенных вторичными рудами, до 15 % которых окислено и подвергалось воздействию карста.

Различие в гипсометрическом положении залежей в регионе влияет на степень сохранности слагающих их руд. Из перечисленных месторождений наиболее благоприятно для рудной минерализации на глубинах до 2303 м. Более 25 лет назад в ее северной части в 20 км южнее месторождения Тарнобжеж в районе Комаров-Гвоздец на глубине более 500 м выяв-

залегающим и плохо сохранившимся месторождениям, находящимся у стыков прогибов или впадин с горными областями Альпийского складчатого пояса, где поднятия происходили со сравнительно большой скоростью. Такими месторождениями в Предкарпатье (Сенгеликорт, Дарген-Дук, Марах-Бердук и др.), у подножия Пиренеев (Сан-Боз, Бельза, Мальвези), Альп (Тапет, Маноск, Камуан), Апеннин (Альбани, Борателло, Кабернард и др.), Загроса (Бостанех, Гашсара, Дошмензиари) и т. д.

В северной части Внутренней зоны Предкарпатского прогиба серно-полиметаллические руды издавна разрабатывались в районах Трускавца и Дзвиняча. Оруденение размещено в участках пересечения разрывами антиклиналей; они находятся вблизи Предкарпатского разлома, служащего границей между зонами прогиба. В южной части Внутренней зоны прогиба известны месторождения Пучоаса и множество рудопроявлений — Вэрбилэу-Подул, Урсулуй, Ласпези и др. Все они залегают в гипсосодержащих отложениях эгера и эггенбургия (нижний миоцен), лишь одно рудопроявление (Фолешти-Отэсу) связано с тирасскими гипсами.

Прерывистое оруденение тяготеет к нефтегазоносным антиклинальным структурам, нарушенным разрывами, и концентрируется в полосе, окаймляющей внешнюю сторону южной дуги Карпат. Небольшие площади распространения и малые мощности гипсосодержащих пород нижнего миоцена рудные тела могут вмещать значительных скоплений серы, идентичных таковым на платформенных окраинах.

Практическое значение сероносности северной и северо-восточной части Внешней зоны прогиба остается невыясненным вследствие больших глубин залегания тирасского сульфатного комплекса, в котором здесь доминируют постседиментационные ангидриты. В газоносных антиклинальных структурах Мелецко-Угерской впадины известно свыше 40 проявлений серы. Более 25 лет назад в ее северной части в 20 км южнее месторождения Тарнобжеж в районе Комаров-Гвоздец на глубине более 500 м выяв-

лены рудные скопления серы. Они были квалифицированы по категории С₂, дальнейшие разведочные работы не получили здесь развития. Попытка разведки в 60-х годах аналогичных скоплений на глубине 1067 м в формации Вабамана в районе Акертон в канадской провинции Альберта оказалась экономически нерациональной [14].

В Косовской впадине Внешней зоны прогиба минерализация серы установлена на газоносной площади Старые Богородчаны и на Коломыйском блоке-горсте. В Фокшанской впадине этой зоны тирасские сульфатные отложения погружены на очень большие глубины, превышающие в районе Плоешти-Бузеу-Фокшаны 8 тыс. м. Возникновение на таких глубинах значительного экзогенного оруденения представляется невероятным.

Рассеянная серная минерализация встречается на глубинах до 1818 м в Львовском палеозойском и свыше 1500 м в Предуральском прогибах, в Прикаспийской (4530 м) и Чу-Сарысульской (1490 м) впадинах, на южном обрамлении Сибирской платформы (2734 м) и в других нефтегазоносных отрицательных структурах. Но ни в одной из подобных структур мира оруденение в пластообразных телах, которые можно было бы рационально эксплуатировать современными технологическими средствами, ниже 500—600 м пока не обнаружено.

Таким образом, специфика структурно-геологической позиции значительных месторождений серы и рудных полей в Предкарпатье определяется: 1) присутствием в регионе, где продолжают унаследованные от новейших вертикальных движений современные весьма умеренные поднятия (см. рис. 1), материнских для оруденения молодых гипсосодержащих пород, образующих обширные поля на краях Карпатской нефтегазоносной провинции; 2) глубинным геохимическим уровнем рудообразования, который ограничен глубиной распространения в крупных и мощных геологических телах гипса — источника и вместилища рудного вещества (главного структурного элемента, обуславливающего морфологию и строение залежей); 3) со-

четанием в заключающей эти тела единой слоистой анизотропной толще бадена — нижнего сармата пластичных и пластично-хрупких пород, что благоприятно для возникновения (вследствие деформаций при тектонических движениях) путей миграции рудообразующих агентов; 4) наличием структурно-формационной зоны с преимущественным развитием рудоконтролирующих разломов и связанной с ними прерывистой рудовмещающей складчатости в полях гипсосодержащих пород на окраинах платформ, примыкающих к прогибу; 5) гидрогеологически умеренно раскрытыми вследствие новейших и современных движений рудолокализирующими антиклинальными структурами — ловушками рудообразующих агентов; 6) достаточной мощностью покрывающих пород, экранировавших эти агенты и обеспечивших их геохимическое взаимодействие с гипсом и формирование залежей серы, а затем предохранивших руды от разрушения в приповерхностных условиях.

Вслед за Г. Ф. Яковлевым геологические структуры предкарпатских месторождений и рудных полей можно отнести к тектоно-экзогенной серии, группе субаэральных, а некоторые, например Роздольское и Любеньское месторождения — к подгруппе карстовых. Структура, структурно-геологическая позиция месторождений (и рудных полей) региона и определяющие их элементы вообще характерны для таковых на активизированных окраинах платформ [2]. Вместе с тем вся совокупность элементов этих структур и позиций устанавливается на месторождениях других районов Средиземноморской сероносной провинции. Они типичны для всех месторождений серы, залегающих в сплошных сульфатных или переслаивающихся, сульфатных и карбонатных, породах.

На начальном этапе возобновленных в 50-е годы исследований сероносности Предкарпатья, когда современная концепция происхождения экзогенных залежей самородной серы как инфильтрационно-метасоматических образований коры выветривания гипсов еще только разрабатывалась, В. И. Кузнецов и Ю. И. Ветров назвали площади нахождения месторождений и рудо-

проявлений «сероносным бассейном» [7]. Хотя этот термин и вошел в литературу, но часто он используется безосновательно [8].

По В. И. Смирнову, бассейновое размещение предполагает непрерывное или почти непрерывное распространение осадочных пластовых полезнах ископаемых [11]. Экзогенные же инфильтрационно-метасоматические залежи самородной серы не являются таковыми. Как показано на рисунке 1, 2 и 3, в Предкарпатье, а также во всех других сернорудных районах мира эти месторождения размещаются всегда только прерывисто, занимая совершенно определенную узкую кальную структурно-геологическую зону со значительными концентрациями. Прерывистое размещение в руды серы на платформенных краях, но в зоне значительных залежей (в структуре-формационной зоне, вытянутой почти на 700 км, шириной до 10 км) окраинам платформ в месте их сочленения с протягивающимся на расстоянии более 1000 км (при ширине 50—60 км) прогибом, вмещающим мелкие рудные тела, предопределяющим серной минерализации.

Такое распространение минерализации наблюдается по окраинам Феллплатформы; южный с редкими мелкими месторождениями и рудопроявлениями Внутренней зоны прогиба; Терско-Каспийским прогибом, в центральной с рудопроявлениями и Калабро-Сицилийской горной дуги, рассеянной серной минерализацией на сочленении Паданского и Адриатического прогибов с Апеннинскими, Пирверо-восточной частях Внешней зоны прогиба с Пиренеями, Молдавского прогиба. Во многом проблематичная зона впадин юга Испании с Бетикской сероносностью последних двух районов зоной, аналогичных впадин с горючими породами не получила окончательной технико-экономической оценки.

Из изложенного можно сделать следующие выводы. 1. Специфичность структурно-геологической позиции экзогенных месторождений и рудных полей самородной серы характеризуется поясным размещением с хорошо выраженной тенденцией к концентрации в изгибах региональных структур. При этом далеко не все из них локализованы только на приподнятых бортах прогибов и впадин. К примеру, Трускавецкое месторождение расположено в Внутренней зоне Предкарпатья, благоприятные для возникновения о. Сицилии оруденения по физико-механическим свойствам и химическому составу породы, залегающие в анизотроп-

ной слоистой толще, в совокупности определяют, как известно [1, 2, 4, 11], структурно-геологическую позицию рудных полей не только эндогенных, но и экзогенных серных месторождений. Это целесообразно учитывать при разработке системы оптимальных прогнозно-поисковых комплексов.

2. Первоочередным для успешных прогнозных и поисковых работ в самых различных потенциально сернорудных районах является установление в полях гипсосодержащих образований на стыках структур различной мобильности возможных рудоконтролирующих разломов, а в конечном счете — структурно-формационной зоны значительного оруденения, аналогичной предкарпатской. Это позволяет определить генеральное направление работ и конкретизировать площади целевых поисков.

3. В пределах структурно-формационной зоны тщательному изучению подлежат участки смены простирания, разветвления, сопряжения и пересечения региональных и локальных складчатых и разрывных структур. При перекрытии материнских для серного оруденения гипсосодержащих пород пластичными отложениями антиклинальные элементы оказываются рудовмещающими и локализация залежей происходит в верхней части разреза этих пород. Руды концентрируются в сводах, «критических» зонах смыкания сводов с крыльями, в периклиналях и вблизи нарушений складок разломами. Если гипсосодержащие образования подстилаются пластичными осадками, то возможными рудолокализирующими структурами могут быть синклинали, в которых оруденение размещается в нижней половине разреза исходных пород. Подобные месторождения разрабатывались в Сицилии, где мессинские гипсы почти повсеместно подстилаются тортонскими трепелами и глинами.

4. Исходя из глубинных условий преимущественной концентрации серного оруденения, опыта разработки месторождений, представляется целесообразным ограничить глубину прогноза и поисков уровнем 500 м. Ниже установленного А. Н. Заварицким, Н. М. Страховым, М. Голдманом, Д. Ньюландом и другими исследовате-

лями вертикального интервала существования гипса как минерала и содержащих его пород на больших площадях встречаются лишь ореолы рассеяния серы или ее прерывистые рудные скопления, практическое значение которых неясно.

5. В структурно-геологической позиции рудных полей экзогенных серных месторождений Предкарпатья, как и других сернорудных районов, не находят отражения формационные, структурно-формационные, литолого-фациальные, литолого-текстурные и другие особенности галогенных формаций, по С. К. Кропачевой [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Великий А. С. Структуры рудных полей. М.: Изд-во МГУ, 1961.
2. Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1975.
3. Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М.: Недра, 1968.
4. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
5. Кривцов А. И., Нарсеев В. А. Геологоразведочный процесс и прогнозно-поисковые

6. Кропачева С. К. Сравнительный анализ строения сероносных галогенных формаций. М.: Недра, 1981.
7. Кузнецов В. И., Ветров Ю. И. Проявления серы в Предкарпатье. — Науч. зап. Львов. политехн. ин-та, 1957, № 62, с. 381—400.
8. Отрешко А. И. Сероносные провинции в районах азиатской части СССР. М.: Недра, 1977.
9. Полкунов В. Ф. Условия сероносности сульфатных отложений и прогноз промышленного оруденения. — В кн.: Закономерности образования и размещения месторождений серы как теоретическая основа прогноза и поисков. Киев, 1980, с. 31—56.
10. Саксеев Г. Т. История формирования Предкарпатского сероносного бассейна. Сов. геология, 1977, № 9, с. 118—124.
11. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969.
12. Соколов А. С. Генетическая классификация месторождений самородной серы. В кн.: Геохимия и минералогия серы. 1972, с. 40—55.
13. Тектоника Северной Евразии. (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). А. В. Пейве, Л. П. Зоненшайн, А. Л. Купер и др. М.: Наука, 1980.
14. Recent vertical crustal movements of Carpatho-Balkan region/J. Juc, E. C. M. Popescu and al. — Tektonophysics, 1978, v. 71, no 1—4, p. 41—52.
15. World survey of sulphur resources. London: The British Sulphur Corporation Ltd., 1978.

УДК 553.634.12.068.2(51+551.53/.55)

Ю. Я. КОШЕЛЕВ (ПГО «Читагеология»)

Перспективы выявления стратиформных месторождений флюорита в Центральной Азии

Центральноазиатская флюоритовая провинция (ЦАФП) занимает обширные пространства в восточной части МНР, Восточном и Западном Забайкалье, в прилегающих районах КНР (бассейн р. Хайлар, районы хр. Большой Хинган и оз. Далайнор). В структурном отношении она представляет собой область мезозойской тектономагматической активизации (ТМА), ранний (триас-среднеюрский) этап которой характеризовался интенсивным сводообразованием, продолжавшимся частично и в среднем (средне-позднеюрском) этапе. На позднем (позднеюрско-раннемеловом) этапе происходили распад (тафрогенез) сводовых поднятий, образование прогибов и

рифтовых долин. По мнению некоторых геологов, в раннем мезозое в рассматриваемом регионе существовали линейные прогибы, выполненные вулканогенными породами.

Ранний и средний этапы ТМА сопровождались преимущественно коввым гранитоидным ареальным магматизмом. С ним связаны многочисленные проявления и месторождения редких металлов, золота и некоторые другие полезные ископаемые высшей среднетемпературного ряда. На позднем этапе, особенно в его неокеном-стадию, формировались вулканический пояс как линейного, так и прерывистого (островного) типа и отдельные вулканогены. Завершился процесс

ТМА в посленеокомовое время субплатформенной стадией, с которой связаны буроугольные месторождения в впадинах [4].

На территории ЦАФП выделяются эленгино-Олекминский, Монголо-Забайкальский и Большехинганский вулканические пояса. Наиболее ярко выраженной минерагенической специализацией на флюорит обладает Монголо-Забайкальский (Монголо-Приаргунский) вулканический пояс, простирающийся в северо-восточном направлении от Южной Гоби через Восточную Монголию и прилегающие районы КНР в Восточное Забайкалье. Длина его превышает 1500 км при ширине до 100 км и более.

Характерные черты этого вулканического пояса следующие: 1) наличие палеорифтовых долин, приуроченных к глубинным разломам генерального северо-восточного простирания; 2) сложное мозаичное горст-грабеновое строение, причем горсты сложены преимущественно доверхнеюрскими породами, а грабены (грабен-синклинали) — позднемезозойскими (верхнеюрско-нижнемеловыми, а иногда верхнемеловыми и кайнозойскими) вулканогенно-осадочными, вулканогенными осадочными образованиями; 3) мантыйный дифференцированный базальтоидный субщелочной магматизм с каиевым уклоном, в котором выделяются: контрастно дифференцированная базальт (трахибазальт) - липаритовая (трахилипаритовая) и последовательная дифференцированная базальт (трахибазальт)-андезит (дацит)-липаритовая (трахилипаритовая) формации; 4) наличие сложных вулканоплутонических ассоциаций (комплексов) от вулканогенных до гипабиссальных фаций глубинности; 5) широкое развитие положительных и отрицательных вулканотектонических структур различных типов, к ним приурочено большинство флюоритовых месторождений региона. Известное в настоящее время значительное плавиковошпатное оруденение позднемезозойского возраста повсеместно представлено эпитермальными близповерхностными (субвулканическими, глубина образования от 500—1000 до 1000 м) гидротермальными месторождениями кварц-флюоритовой

формации, сложенными, как правило, секущими телами выполнения открытых полостей, в меньшей мере — телами замещения благоприятных пород. Последние иногда залегают согласенно с вмещающими толщами. Для Восточной Монголии доказана тесная парагенетическая (в отдельных случаях даже генетическая) связь флюоритовой минерализации с поздними кислыми субщелочными дифференциатами базальтоидной магмы (автомагматическими брекчиями трахилипаритов, силицилитами и т. п.). Температуры образования продуктивных стадий находятся в интервале 60—180° (200°).

Имеющиеся для 21 месторождения Забайкалья и Восточной Монголии калий-аргоновые определения абсолютного возраста изменяются от 93 ± 4 до 134 ± 6 млн. лет, а статистическая обработка датировок выявляет две моды — 123 и 109—100 млн. лет, что однозначно указывает на их неокеновый возраст. По биостратиграфическим данным, некоторые флюоритовые месторождения, залегающие в осадочных толщах депрессий, также являются неокеновыми. Все эти вопросы достаточно широко освещены в литературе и обобщены в монографии [4].

Следует отметить, что в Восточном Забайкалье имеется несколько значительных флюоритовых месторождений, вблизи которых нет проявлений позднемезозойского вулканизма (Жетковское, Степное и др.). По комплексу генетических признаков (формационной принадлежности, минеральному составу, температуре и времени образования и т. д.) они ничем не отличаются от заведомо вулканогенных эпитермальных месторождений региона. Некоторые исследователи пытаются связать их с интрузиями редкометальных гранитов (в Восточном Забайкалье так называемого кокульбейского комплекса). Однако, по нашему мнению, больше оснований имеется для предположения об их связи с амагматичными разломами глубокого заложения, достигавшими своими корнями верхней мантии. Авторами работы [6] установлено, что такой механизм формирования свойствен многим эпитермальным месторождениям ртути, сурьмы, мышьяка и флюорита Центральной Азии. Возможно, палеоусловия обра-

зования подобных месторождений имели черты сходства с так называемым безлазовым вулканизмом.

Как отмечено выше, большинство известных значительных месторождений плавленого шпата региона по морфологии рудных тел являются секущими, исключение представляют некоторые месторождения, где присутствуют метасоматические залежи. В то же время во многих регионах мира, специализированных на фтор и другие элементы, выявлены достаточно многочисленными стратиформные месторождения флюорита, возникновение которых тесно связано с палеовулканизмом, а также с другими геологическими процессами, как эндогенными, так и экзогенными (нередко и полигенными).

Малоизученные стратиформные проявления флюорита различных типов известны и в пределах Центрально-азиатской флюоритовой провинции. Их характеристика, перспективы обнаружения значительных месторождений и методические вопросы поисков приводятся ниже. Более полное и достаточно корректное представление об этом может быть получено только на основе генетической типизации стратиформных месторождений с целью выявления основных факторов, влияющих на закономерности их образования и размещения.

Попытка систематизации стратиформных флюоритовых месторождений (главным образом на примере месторождений СССР) была предпринята А. Т. Соловьевым [9]. Однако этот автор не выделил важный в промышленном отношении гидротермально-осадочный тип, связанный с вулканизмом, а к гидротермальному типу им отнесены только месторождения, образовавшиеся в карбонатных породах.

Нами предложена классификация, разработанная на примере месторождений из различных регионов мира с учетом их фаций глубинности, связи с конкретными проявлениями магматизма (вулканизма) и других генетических особенностей (таблица). Хотя эта классификация и является генетической, в то же время она несколько формальна, поскольку в ее основу положен чисто морфологический при-

знак — согласное с вмещающими стратифицированными толщами залегание рудных тел. Но в реальных условиях на одних и тех же природных объектах нередко встречаются их сложные комбинации, существуют также полигенные и конвергентные месторождения. При выделении фаций глубинности вулканогенных гидротермальных месторождений возникает ряд трудностей, связанных с недостатком сведений, различной позицией исследователей по данному и ряду других вопросов. Достаточно вспомнить противоположные точки зрения на генезис иольских флюоритовых проявлений Э. Я. Жовинского, А. И. Зарицкого и др., с одной стороны, и Е. В. Добровольского, А. В. Коплуса и др. — другой [1].

В общем случае фации глубинности вулканизма и сопутствующего ему оруденения совпадают, но для выделения безлазового вулканизма (критерием безлазового вулканизма) этот параметр теряет смысл. Глубинно-вулканический тип вулканогенных месторождений в предлагаемой классификации не выделяется вообще ввиду отсутствия соответствующих критериев применительно к рассматриваемому варианту. Наличие реально существующих полигенных концентраций флюорита обуславливает существование переходных разностей нечеткость и размытость границ между выделенными генетическими группами месторождений, например, вулканогенно-осадочными и осадочными. Однако, отнесение тех или иных объектов к классификационным подразделениям должно производиться по преобладающим признакам.

Анализ новых материалов по вулканогенному рудообразованию несомненно позволит усовершенствовать предлагаемую классификацию. Однако считаем, что и в таком виде для решения поставленной задачи она необходима и достаточна. Перейдем к характеристике выделенных типов стратиформных проявлений на примере известных объектов ЦАФП.

Среди наземных эффузивных образований вулканотектонических структур центрального типа встречаются липаритовые и трахилипаритовые лавовые потоки с аномально высокими содержаниями фтора. Сложены они

Тип	Группа	Месторождения		Вулканизм		Фации и субфации	Примеры месторождений, проявлений	Значение	Литературный источник
		Фации глубинности	Состав						
Магматические (?)	Вулканические	Наземные	Трахилипариты, порфириты, дациты, трахиты	Вулканизм	Эффузивные (покровные)	а) Субвулканические б) Эффузивные, эксплозивные, экструзивные в) Продукты безлазового вулканизма (криптовулканизма)	Ямаат (МНР); Букшар, Маркосиха (Восточное Забайкалье); трахитовые Восточной Монголии; Мына-рал-VI, Казахстан Таскалар, Амлерма, Эгита (Западное Забайкалье); Гарсонуй, его Даринский участок (Восточное Забайкалье); Леонтьевское (Приполярный Урал), Бахтыньское, Выгоничское-Марковская зона (Алданский район, СССР); метасоматические залежи Восточной Монголии; залежи типа «манго» штата Коауила, Кивас (Мексика); Кейв-ин-Рок (США); Ново-Березовское (Восточное Забайкалье)	Не имеют Большое	[4] [1, 3, 4, 7, 9, 13, 14]
Гидротермальные	Вулканогенные	Близоповерхностные, приповерхностные	Трахилипариты, их автомагматические, трахитовые, андезиты, перидолиты						
Гидротермально-осадочные	Вулканогенно-осадочные	Наземные (лимнические), субаэральные	Трахиты, трахилипариты, фонолиты, лейцититы, трахиадезиты, трахитовые, игнимбри-ты; их пепловые и другие туфы, туфиты; трахитовые, продукты деятельности сольфатар, фумарол и т. п.			Эксплозивные, эффузивные; эксгалиционные и другие продукты (аэральные и субаэральные, вулканогенно-территенные)	Санта-Мария-ди-Сала, Пьян-Аута, Пьянчано-Кастель-Джулиано и др. (область Лацио, Италия); Сен-Дье (Франция); Дик-Крик, Бакхорн (Канада), Мак-Дермитт, Роме (Нью-Мексико, Орегон, США); Маркосиха (Восточное Забайкалье)	То же	[11, 12]
Осадочные	Хемогенные	Наземные (лимнические)	—	Вулканизм	Отдаленные вулканические, вулканогенно-осадочные	—	Проявления ратовикита в Подмосковье, Поволжье (?), Побужское в Приднестровье, Молодогауская зона на Киргизии; флюоритовые эвапориты Прикаспийской впадины и др. (СССР); Восточные Альпы (Австрия); Морван (Франция); Сайхангашу (МНР)	Неясное	[7, 9, 13, 15]
То же	Остаточные (элювиальные) делювиальные	Наземные (аэральные)	—				Покровско-Киреевское (СССР); Редутер (Франция)	Относительно большое	[7]

сферолоидными флюидальными лавами, причем сферолоиды имеют концентрически-зональное строение: их внутренние части выполнены флюоритом, халцедоновидным кварцем, иногда карбонатами и другими минералами. В ряде случаев в флюидальной массе лав присутствуют зерна акцессорного флюорита размером до 2 мм, обтекаемые (огибаемые) слоями лавы, что подчеркивает их сингенетический (магматический) генезис.

Подобные образования известны в различных частях ЦАФП (Ямаатское рудное поле, МНР; гора Маркосиха, проявление Букшар и др., Восточное Забайкалье). Содержание флюорита на массу породы обычно низкое, не превышающее первых процентов, и только в районе Ямаатского рудного поля в отдельных частях потока лавы содержат до 10 % и более фтористого кальция. Кстати, на этом же объекте известны другие образования, возможно, связанные с флюоритоносными сферолоидными лавами,—автомагматические брекчии того же состава, обильно насыщенные сингенетическим и наложенным гидротермальным флюоритом, концентрации которого достаточно высокие (до 27 %). Рудные тела, представленные автомагматическими флюоритизированными брекчиями, выявлены и на других рудных полях Монголо-Забайкальского вулканического пояса.

К наземной (покровной) фации, видимо, следует отнести и потоки миндалекаменных базальтов с жеодами, выполненными флюоритом, широко развитые в центральной и южной частях Монголо-Забайкальского вулканического пояса. Концентрации флюорита в них низкие. В целом эта группа проявлений большого значения не имеет, но для окончательного решения вопроса о правомочности выделения их магматического типа требуются дополнительные материалы.

Гидротермальный тип вулканогенной группы объединяет близповерхностные и приповерхностные фации, связанные соответственно с субвулканическим магматизмом и эффузиями, эксплозиями, экструзиями, а также с амагматическими трансформными разломами (безлаваый вулканизм). Примерами первых в ЦАФП могут слу-

жить частично статифицированные тасоматические месторождения в карбонатных толщах — Даринский участок Гарсонуйского месторождения (Восточное Забайкалье), некоторые рудные тела месторождения Эгит (Западное Забайкалье) и др. Представителем второй фации является Нобельское проявление [3].

Стратиформные проявления флюорита в амагматических зонах глубоких разломов в Центральноазиатском регионе достоверно не известны. Его основания полагать, что эта фация характерна для платформ.

Ведущим в образовании вулканогенных стратиформных месторождений является литологический, физико-химический и структурный контроль. В древних толщах обрамления депрессий это прежде всего наличие карбонатных пород, благоприятных для формирования метасоматических залежей. Перспективы выявления подобных месторождений в регионе незначительны. Поскольку по данному вопросу имеются публикации и проводились специальные тематические работы (К. Б. Булнаев, 1984 г. и др.), он здесь не рассматривается.

Исходя из общих предпосылок мочных вулканогенно-осадочных месторождений, можно предполагать, что во внутридепрессивных отложениях локализованы стратиформные залежи в благоприятном озерном режиме. В древних толщах обрамления депрессий для замещения пород (озерных известняках, мергелях), а также в местах разгрузки с холодными сокопородистых туфах, гравелитах, в водах озера, при участии микроканиках, конгломератах, брекчиях и кластического материала об- (особенно под экранами малопроизводимых реальгар-аурипигментовых пород). Палеогидрогеологические условия в депрессиях во время формирования тоже были благоприятными, подземные воды гидрокарбонатно-кальциевые [2, 3, 4 и др.].

За последнее время заметно возрос интерес к стратиформным месторождениям флюорита в гидротермальных системах с вулканогенно-осадочными месторождениями флюорита достаточно высокая (при плавикового шпата. Их содержание в стандартных условиях — всего лишь 0,3 — 20 мг/л. По экспериментальным данным, она резко возрастает в приосновном до кислого состава. Густота хлористого лития. Здесь тасоматические особенности вулканогенно-осадочных месторождений флюорита приведены в работах В. М. Федосеева [11], В. Е. Элстона [12] и др. В

от упоминавшегося вулканогенно-осадочного в большинстве случаев синхронно вмещающим породам.

Флюоритовая минерализация иногда сопровождается здесь повышенными концентрациями рубидия, цезия и некоторых других элементов, а вмещающие породы часто цеолитизированы. Вулканогенно-осадочный рудный материал поступал в область седиментации из вулканических пеплов, лахар, лав, а также из подводных и наземных гидротерм, фумарол, мофет, эксгаляций. Вообще же месторождения этой группы полигенные, они могут переходить, с одной стороны, в осадочные хемогенные (при существенной роли гидротермальной составляющей и разгрузке в водной среде), с другой — в вулканогенные гидротермальные приповерхностные. Но в любых условиях для локализации оруденения вблизи действующих вулканических центров, что хорошо видно на месторождениях области Лацио в Италии [11].

Примером образования современных полигенных вулканогенно-осадочных месторождений флюорита может служить кальдерный комплекс вулкана Узон на Камчатке, где в стратиформном озерном режиме из горячих восходящих терм, смешивающихся с холодными водами озера, при участии микроканиках, конгломератах, брекчиях и кластического материала об- (особенно под экранами малопроизводимых реальгар-аурипигментовых пород). Палеогидрогеологические условия в депрессиях во время формирования тоже были благоприятными, подземные воды гидрокарбонатно-кальциевые [2, 3, 4 и др.].

За последнее время заметно возрос интерес к стратиформным месторождениям флюорита в гидротермальных системах с вулканогенно-осадочными месторождениями флюорита достаточно высокая (при плавикового шпата. Их содержание в стандартных условиях — всего лишь 0,3 — 20 мг/л. По экспериментальным данным, она резко возрастает в приосновном до кислого состава. Густота хлористого лития. Здесь тасоматические особенности вулканогенно-осадочных месторождений флюорита приведены в работах В. М. Федосеева [11], В. Е. Элстона [12] и др. В

вестных промышленных объектов рассматриваемого типа наибольшее значение имеют месторождения Италии кайнозойского возраста, хотя известны и более древние проявления (позднепермское, Сен-Дье во Франции и др.).

Очевидно, что формирование стратифицированных концентраций флюорита (как и любых других морфологических типов) определяется главным образом степенью интенсивности процессов флюоритообразования, обусловленной различными формами проявления палеовулканизма. При этом мы исходим из того, что указанные процессы не случайны; они в значительной мере универсальны для конкретных геологических обстановок. Именно такое весьма интенсивное вулканогенное флюоритообразование характерно для ЦАФП.

Опираясь на этот вывод, к числу перспективных на выявление стратиформных вулканогенно-осадочных месторождений ЦАФП следует относить разновозрастные с процессом эндогенного флюоритообразования (неокомовые) вулканогенно-осадочные толщи керуленской, в меньшей мере доронинской и нилгинской свит Восточной Монголии (или их возрастных и фациальных аналогов — свит, слагающих цаганцабский биостратиграфический горизонт). В Восточном Забайкалье это породы абагайтуйского комплекса (или толщи, входящие в состав нижнетургинского биостратиграфического горизонта). Для Западного и Центрального Забайкалья можно назвать вулканогенно-осадочные толщи гусиноозерской серии, хысегинской свиты и нижней половины доронинской свиты, для северо-восточной части КНР — свиту вулканогенно-осадочных образований впадины Гэньхэ, серию вулканогенных пород, подстилающих угленосную свиту далайнов в бассейнах рек Хайлар и Мяндухэ, а также вулканогенно-осадочные породы цзиси (или породы тулулукского биостратиграфического горизонта).

Поскольку названные стратиграфические подразделения являются местными (общепризнанной региональной шкалы не существует), их параллелизация и временная привязка затруднены. В то же время (об этом говори-

лось выше) установлено, что интервал наиболее интенсивного флюоритообразования ограничен неокомом с максимумом в валанжине. В такой ситуации реперами могут служить несколько литологических уровней.

1. Дорудный (нижний) уровень угленакопления, отмечающийся в некоторых впадинах длительного развития (поздняя юра—ранний мел). Угли преимущественно каменные, возраст их позднеюрский (титон?). В качестве примера можно привести район Букачинского каменноугольного месторождения, нижний угленосный горизонт которого пересекают кварц-флюоритовые прожилки.

2. Внутрорудный (средний) уровень максимального накопления продуктов кислого—щелочного вулканизма (лавы, туфы, вулканомиктовые породы, экзструзии и т. п.). По времени он совпадает с максимальным флюоритообразованием (валанжин). Этому уровню отвечают: в Восточной Монголии — керуленская свита, в Восточном Забайкалье — липаритовая толща аргунской фации, в Западном Забайкалье — хысегинская свита и низы гусиноозерской серии, в КНР — риолитовые слои свиты ганьхэ, возможно, трахиты и липариты линьу.

3. Послерудный (верхний) уровень угленакопления, широко развитый в многочисленных позднемезозойских впадинах региона. Угли бурые, возраст их апт-альбский.

Разумеется, что при выяснении перспективности той или иной территории помимо стратиграфических критериев следует учитывать всю совокупность факторов, влияющих на возможность локализации стратиформного оруденения (интенсивность флюоритообразования, наличие палеовулканических аппаратов и структур различного ранга, литологический состав толщ и др.). В пределах ЦАФП в ряде мест установлены достаточно обширные площади распространения вулканогенно-осадочных пород с повышенными содержаниями фтора, априорно считавшиеся ранее продуктами наложенного фторного метасоматоза, связанного с подводящими крутопадающими разломами. Так, например, по данным литохимической съемки, в окрестностях Дотовского жильного месторождения

(Восточное Забайкалье) широко развиты фтороносные кислые туфы и вулканомиктовые породы раннемелового (атериала) слоев озерных фаций возраста. Концентрация фтора в пресноводных известняках, мергелях, достигает 2 % и более. В районе голомиты, в меньшей мере псаммиты), Маркосихи (там же) выявлены туфовиты в отдаленных окрестностях кислого состава, в которых содержание фтора достигает 10 % (устий, в первую очередь в тех, где про сообщение С. П. Карелина). Имеются процессы эндогенного флюоритизации и другие подобные примеры. Осадитообразование. Это характерно для флюоритовых месторождений нижнемеловых толщ, выполняющих типизации разделены нами на хемогенные и остаточные (элювиально-делювиальные). В позднемезозойское время ЦАФП и развитых в других частях ре-

располагалась на континенте. Следовательно, сколько-нибудь существенное хемогенное флюоритообразование происходило только в озерных бассейнах. При этом механизм осадочного флюоритонакопления за счет мергелей и мергелистых известняков рушающихся высокофтористых изверженных пород обрания бассейнов другими вулканогенно-осадочными седиментации [7, 9, 13 и др.] породами раннемеловую впадину ЦАФП маловероятен. Данные послепозднего шпата Сайхангашуу (Восточная Монголия). В его окрестностях изверженных пород обрания бассейнов позднемезозойского возраста распространены достаточно широко.

В силу особенностей геологического развития региона накопление флюорита могло происходить: 1) при хронности эндогенных (вулканизм, связанный с ним вынос фтора) и экзогенных (лимническая седиментация, фиксация фтора в осадках в виде нерала флюорита) процессов; 2) в более отдаленных (по сравнению с вулканогенно-осадочным рудогенезом осадочных и вулканогенно-осадочных формациях. Благоприятной для рудообразования могла быть повышенная карбонатность среды рудотолщ. Подчеркнем еще раз, что вулканогенно-осадочные и осадочные (хемогенные) флюоритовые месторождения, точником фтора которых являлись продукты вулканизма, представляли собой единый генетический ряд, и между ними существуют переходные типы. Из сказанного следует, что повышенные концентрации флюорита в осадочных толщах ЦАФП могут наливаться преимущественно в хемогенно-осадочные и осадочные (хемогенные) флюоритовые месторождения. Остаточные элювиально-делювиальные флюоритовые месторождения — объекты довольно экзотические, для их образования, помимо разрушающихся более объемных коренных источников, необходим умеренно стабильный тектонический режим. В ЦАФП подобные условия могли существовать начиная с позднего мела только на отдельных небольших площадях. Проявившиеся в конце неокана местные колебания базиса эрозии ряд ли приводили к эродированности всех надрудных толщ и верхних частей флюоритовых месторождений с последующим погребением рудного элювия.

Методы поисков стратиформных флюоритовых месторождений разрабатываются исходя из геологического строения региона, истории его развития, особенностей позднемезозойской тектоники, вулканизма, стратиграфии, эндогенного и связанного с ним экзогенного флюоритообразования. Только

анализ всей совокупности этих факторов на современном уровне знаний о вулканогенном рудогенезе может дать положительные результаты.

Применяемая до сих пор методика поисков была ориентирована на выявление секущих (преимущественно крутопадающих) жильных и жиллообразных рудных тел. Систематического геохимического опробования верхнемезозойских вулканогенно-осадочных толщ на фтор не проводилось. Более того, отложения депрессий данного возраста априорно считаются малоперспективными на обнаружение флюоритовых месторождений вследствие их более слабой (по сравнению с кристаллическими породами рамы) литификации и, как следствие, пониженной способности к развитию рудовмещающих разрывов. Все случайно встреченные повышенные концентрации флюорита в вулканогенно-осадочных толщах депрессий обычно интерпретируются как крутопадающие секущие зоны наложенного (эпигенетического) фторного метасоматоза, связанные с разрывными структурами.

Сложность поисков усугубляется трудной диагностикой вулканогенно-осадочного флюорита. Так, например, промышленные глинистые руды вулканогенно-осадочного месторождения Пьянчиано-Кастель-Джулиано (область Лацио, Италия) содержат 79 % частиц бесцветного флюорита размером меньше 2 мкм при средней концентрации фтористого кальция 55,69 % и запасах этого типа руд 6 млн. т. Общие запасы месторождения оцениваются в 15 млн. т [11].

На площадях развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород верхнего мезозоя ЦАФП необходима постановка целенаправленных средних и крупномасштабных геологосъемочных работ (в ряде случаев глубинного картирования или работ по доизучению территории) для составления геолого-структурных карт. На них, помимо другой информации, должен быть отражен весь комплекс вулканогенных, вулканогенно-седиментогенных и тектоногенных структурных форм (элементы положительных и отрицательных структур, жерловые, прижерловые, перивулканические фации пород, дизъюнктивные и пликтивные

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

ДК 551.8.07 : 551.56

П. МАКРИДИН (Харьковский гос. ун-т),
С. МЕСЕЖНИКОВ (ВНИГРИ)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добровольский Е. В. К проблеме генезиса Бахтынского месторождения флюорита. В кн.: Флюорит Украины. Киев, 1968, с. 65—74.
2. Котов П. А. Роль подземных вод при формировании флюоритовых месторождений Забайкалья. — В кн.: Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. Ч. 1. 1968, с. 131—144.
3. Кошелев Ю. Я. Новый тип флюоритов и мышьяковой минерализации нижнего возраста в Восточном Забайкалье. Сов. геология, 1972, № 9, с. 142—147.
4. Кошелев Ю. Я. Эпитермальные флюоритовые месторождения Восточно-Монгольского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1985.
5. Кунц А. Ф. Экспериментальное моделирование процессов формирования флюоритовых месторождений. Сыктывкар, 1976.
6. Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Термальная связь эпитермального оруденения с магматизмом. — Тр. Ин-та геологии и физики СО АН СССР, 1982, № 503, с. 107.
7. Самсонов Я. П., Савельев А. К. Геология месторождений фторсодержащего сырья. М.: Недра, 1980.
8. Саркисян С. Ш., Святловский А. Е., Бегалова С. П. Геологические основы вулкано-осадочного рудообразования. М.: Недра, 1984.
9. Соловьев А. Т. Общие условия формирования и критерии прогноза стратиформных флюоритовых месторождений. — Тр. ВНИИ, 1984, № 326, с. 52—60.
10. Термальное озеро Фумарольное на Камчатке — бассейн современного рудообразования. В. А. Ерошев-Шак, Г. А. Карпачев, Р. А. Киреев, Р. А. Бочко. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985, № 9, с. 86—99.
11. Федотов В. М. Вулкано-осадочные месторождения фтора как новый генетический тип. М.: изд. ВИЭМС, 1983.
12. Элстон В. Е. Постларамийская метаситовая юго-западной части Нью-Мексико. — В кн.: XXVII сессия МГК. Докл. Т. 12. М., 1984, с. 124—136.
13. Soule-de-Lafont D., Lhegu J. S. I. Les sements stratiformes de fluorite du Massif (sud-est du bassin de Paris, France). Publ. 26-he Congr. geol. int. Paris, 17 juil., 1980. Ser. Gisem. franc., N E 2.
14. Ruiz J., Kesler S., Gones D., Sutter G. Geology and Geochemistry of the Las Vaas Fluorite Deposit, San Luis Potasi, Mexico. — Econ. Geol., 1980, vol. 75, p. 1209.
15. Ziehr H. Zur Verbreitung von Fluoritvorkommen. — Aufschl. 1983, vol. 34, N 1, S. 69—80.

нарушения различного генезиса и т. п.). В процессе съемочных работ необходимо изучать первичную фтороносность всех разновидностей пород, включая и стратифицированные толщи. В комплект карт должны входить палеовулканические и палеогеоморфологические схемы. Анализ всех этих материалов и позволит судить о степени перспективности территории на стратиформное флюоритовое оруденение. Отметим, что изучение ее металлогении при этом должно проводиться комплексно, так как в одних и тех же районах встречается вулканогенное оруденение (в том числе и слепое) олова, полиметаллов, золота и других полезных ископаемых.

По такому же принципу следует выполнять и более крупномасштабные поисковые работы, естественно, с учетом размеров изучаемой площади, с одной стороны, и необходимости более детального исследования всех факторов, влияющих на локализацию руд, морфологию тел и т. п. — с другой.

Одна из первоочередных задач заключается в постановке тематических работ, на начальной стадии которых должны осуществляться сбор фактического материала по фтороносности верхнемезозойских вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, его обобщение и интерпретация. На возможность выявления в регионе стратиформных гидротермально-осадочных флюоритовых месторождений обращали внимание А. А. Оболенский (1984 г.) и Ф. Я. Корытов (1985 г.).

Высокая интенсивность процессов позднемезозойского гидротермального вулканогенного флюоритообразования в совокупности с другими геологическими факторами, благоприятными для формирования вулканогенных и вулканогенно-осадочных стратиформных месторождений, позволяет оценить перспективы Центральноазиатской флюоритовой провинции достаточно высоко. Возможность обнаружения здесь промышленных осадочных (хемогенных) месторождений недостаточно ясна. Вероятность же нахождения стратиформных месторождений не вызывает сомнений. Обладая значительными запасами и сравнительно высокими содержаниями полезного

Палеобиогеографическое районирование его значение для биостратиграфии

Палеобиогеография, как и любая другая наука, решая собственные проблемы, поставляет необходимые данные для других областей знаний, с которыми она связана. Это, в частности, можно проследить на примере взаимосвязей палеобиогеографии и биостратиграфии. При этом если роль детальных стратиграфических схем для палеобиогеографических исследований освещена в ряде работ и не нуждается в дальнейшей аргументации, то значение палеобиогеографического районирования для биостратиграфии изучено недостаточно и во многом остается дискуссионным.

Решение данной проблемы, по-видимому, должно базироваться на представлениях А. А. Борисяка [2] о том, что ареал палеонтологического вида, рода, семейства и т. д., является не точечной фигурой, а некоторым объемным телом, отображающим пространственно-временное распространение изучаемого таксона, осложненное к тому же его эволюционными изменениями. При стратиграфических исследованиях объемного ареала устанавливаются его последовательные сечения. Для этого необходима детальная корреляция геологических разрезов на площади. Палеобиогеографам, как правило, доступно картирование ареалов не в синхроническом срезе, что соответствовало бы ареалу биологического таксона, а только части объемного ареала, отвечающей времени накопления некоего стратиграфического подразделения, желательного наиболее подробного.

Поскольку любой таксон в пределах своего ареала занимает только экологически благоприятные для жизни участки, а время его существования на них не одинаково, фигура объемного ареала имеет обычно неправильную форму. В связи с этим зачастую даже самые детальные исследования не мо-

гут отразить всей сложности распространения вымерших организмов в пространстве и во времени.

Суммарная объемная фигура, отражающая общую картину изменений во времени географического ареала палеонтологического вида, а, следовательно, и каждого вышестоящего таксона получила наименование «биопровинция», а ее часть, соответствующая определенному этапу существования данного ареала, — «тейльпровинция» [16]. Приведенным палеобиогеографическим терминам отвечают очень важные биостратиграфические понятия, соответственно, «биозона» и «тейльзона» [10]. И дело здесь не в факте возникновения параллельных терминов, что в смежных науках не является редкостью, а в том, что отмеченное совпадение указывает на закономерное соответствие палеобиогеографических и биостратиграфических подразделений. Отсюда следует, что биостратиграфические подразделения, если их рассматривать как объемные тела, охарактеризованные таксоном или чаще всего их совокупностью безотносительно к степени изохронности границ этих тел, оказываются полными аналогами объемных палеобиогеографических подразделений — биохорей.

Практическое значение биогеографии состоит прежде всего в том, что наличие биохорей различного ранга определяет пределы распространения биостратиграфических подразделений. Иначе говоря, именно благодаря биогеографической дифференциации фауны и флоры прошлого стратиграфические подразделения, установленные по этой фауне и флоре, неизбежно должны распространяться на более или менее ограниченные участки земной поверхности. Это общее положение хорошо подтверждается структурой современных межрегиональных стратиграфических схем, в которой четко

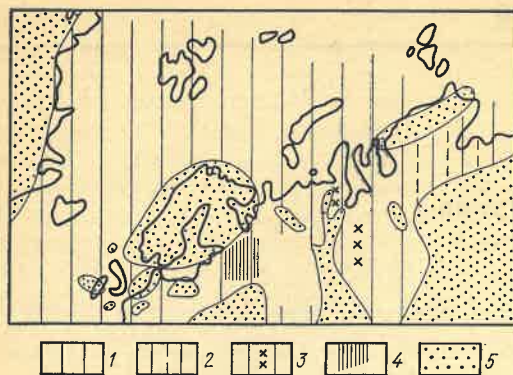


Рис. 1. Распространение биостратиграфических зон на севере Евразии в начале средневожского времени

1 — зоны *Pavlovia pallasioides* и *Pavlovia rotunda* (Португальская провинция Суббореальной области); 2 — зоны *Pavlovia iatriensis* и *Pavlovia communis* (Бореальная область); 3 — зона *Zaraiskites scythicus* (Польская провинция Суббореальной области); 4 — нижняя часть зоны *Dorsoplanites panderi* (Волжская провинция Суббореальной области); 5 — суша

отражен географический критерий выделения стратонев [4]. Например, в верхней юре Европы — одном из наиболее изученных интервалов фанерозоя, исчерпывающе охарактеризованной такой ортостратиграфической группой фауны, как аммониты, — ни одна из стандартных зон келлового, оксфорда и кимериджа северо-западной части континента и ни одна из стандартных зон титона южной части не может быть прослежена в пределах всей территории. Аммониты, составляющие зональные комплексы в типовых разрезах стандартных зон, исчезают при удалении от этих разрезов. Вместо них появляются формы, составляющие иные зональные комплексы, которые служат основанием для выделения зон, параллельных стандартным и часто имеющих тот же стратиграфический объем. Так, в верхней зоне оксфорда Южной Англии *Ringsteadia pseudocordata* примерно соответствуют верху зоны *Amoeboceras regulare*, зона *Amoeboceras rosenkrantzii* Шотландии и Восточной Гренландии, зона *Amoeboceras gavni* Земли Франца-Иосифа и Новой Земли, верху зоны *Eripeltoceras bimammatum* и зона *Idoceras planula* Южной Европы и т. д.

Необходимо отметить определенную закономерность в распределении позднемюрских аммонитов Европы, которая проявляется в распространении дру-

гих групп фауны в течение почти всего в Восточной Гренландии. При этом фанерозоя (с поправкой на положение наиболее изученных разрезов Англии палеоширот). В целом наиболее различаются ассоциации севера и юга Трипольного Урала и в бассейне Европы. Эти отличия проявляются в танги виду-индексу названной зоны уровня родов, подсемейств, иногда отсутствуют весьма различные по соподсемейств. Ассоциации же отдельных комплексов аммоидей. Некоторых бассейнов северной и бассейнов южной из них, не будь они найдены совместно частей Европы разнятся лишь с *Hectoroceras*, могли бы пона видовом или родовом уровнях. служить основанием для выделения

Таким образом, обнаруживаются самостоятельных зон (рис. 2). статочной естественной соподчиненности. В 1961 г. В. Аркелл [1] указал на ность палеозоохорий разного ранга границ палеозоохорий. В Однако прямая корреляция между тем же временем накоплен значительных рангами палеозоохорий и контрольный материал, позволяющий утверждать, что границы провинций, под как невозможна корреляция между областями и областей изменяются не масштабом изменения фауны на только при рассмотрении относительной-либо биостратиграфической границ крупных промежутков геохронологической шкалы — эпох и веков, но ча-

Обычно сопоставляются площади не остаются постоянными даже развития зон с ареалами провинций в сравнении двух последовательных Так, в средневожское время границ провинций (фаз). Это об- зон строго контролируются ареалом, а также субсредиземноморской палеозоохорий создает наибольшую провинцию Тетической области объективные предпосылки для и, напротив, известны зоны, подобие преодоления сложностей. Прежде все- средневожской *Progalbanites albi* в районах, расположенных вблизи Англии, установленные лишь в границах смежных провинций, образу- провинции. Эти несоответствия в составе смешанные комплексы фауны, ределенной мере объясняются невозможностью, в частности, существен- статочной объективными критериями уточнять или определять страти- выделения палеозоохорий, иногда стратиграфические диапазоны форм, отсут- чайным выбором видов-индексов входящих в комплексах подразделе- и различным уровнем изученности стандартной шкалы. Например, разрезов. Несомненно, однако, и определение объема бореальной зоны что отдельные зоны устанавливаются в верхнем келловее *Longaeviceras key-* по таксонам, имеющим очень широкое распространение. Иногда такие таксоны встречаются в результате находок аммонитов ствовали во время общей слабой дифференциации фауны. Например, *Longaeviceras* в Англии в зоне *Pelto-* ференциации фауны. Например, *Longaeviceras athleta*, а в бассейне Печоры ло юрского периода характеризовались совместно с аммонитами зоны *P. ath-* лось весьма значительной нивелировкой состава фауны. Соответствие нижней зоны юры *Psiloceras planorbis* распространена от Южной Америки до северо-западной Европы, севера Азии и Северо-Востока СССР. С другой стороны, в начале мелового периода степень дифференциации фауны очень высокой и зона *Hectoroceras kochi* установлена на всем севере Азии, от Восточной Англии до Восточной Европы, а также в бассейне

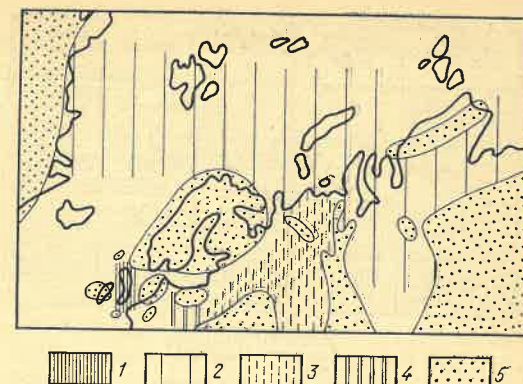


Рис. 2. Распространение зоны *Hectoroceras kochi* (середина берриасского яруса) на севере Евразии

1 — зона *H. kochi*; 2 — распространение рода *Boreolites*; 3 — распространение рода *Schulginites*; 4 — распространение рода *Riasanites*; 5 — суша

soplanites panderi залегает бореальная зона *Dorsoplanites maximus*, что явилось одним из главных аргументов при сопоставлении зоны *D. maximus* с *Virgatites virgatus*, перекрывающей зону *D. panderi* в типовых разрезах вожского яруса (рис. 3). Широкие биостратиграфические корреляции, как правило, сопровождаются трудностями, связанными с наличием перерывов, различиями стратиграфических диапазонов отдельных видов и родов в разных бассейнах и т. п., но в целом все же можно сопоставлять провинциальные комплексы, основываясь на особенностях их формирования и развития.

Следует отметить, что знание границ ареалов характерных форм имеет чрезвычайно важное значение при зональных стратиграфических исследованиях, так как наряду с быстрым захватом ареала, при котором распространение таксонов в разрезах остается одинаковым в пределах всей провинции, известны случаи весьма постепенного освоения ареала, при этом стратиграфические диапазоны определенных таксонов заметно отличаются в центральной и периферической частях ареала. Так, аммониты рода *Aulacostephanus* исчерпывающе характеризуют верхний кимеридж Суббореальной области. Однако в Средиземноморской и Бореальной областях (на периферии ареала) аммониты в самой верхней части кимериджских отложений отсутствуют, что существ-

Бассейны Оки и Волги	Бассейн Печоры	Приполярный Урал	Таймыр	Низовья Лены
rosanovi (crendonites)	?	Crendonites spp.	excentricus	sachsi
virgatus	maximus	maximus	maximus	maximus
zarajskensis	panderi	ilovaiskii	ilovaiskii	?
paulovi		iatriensis	iatriensis	iatriensis

Рис. 3. Соотношение бореальных (1) и суббореальных (2) зон средневожского подъяруса на севере Евразии

венно затрудняет установление аналогов зоны *Aulacostephanus autissidorensis* в пределах этих областей.

С еще более сложными проблемами сталкиваются биостратиграфы в тех случаях, когда отдельные таксоны постепенно вытесняются из центра возникновения к периферии зоохории или даже за ее пределы. Например, находки аммонитов рода *Riasanites* (одного из наиболее характерных таксонов рязанского горизонта в центральной части Восточно-Европейской платформы, в берриасских отложениях Северного Кавказа, Мангышлака, а также Испании) долгое время служили основанием для сопоставления соответствующих слоев. Однако в настоящее время установлено, что стратиграфические диапазоны рода *Riasanites* в Суббореальной (бассейн Оки), Субсредиземноморской (Северный Кавказ, Мангышлак) и Средиземноморской (Испания) областях существенно отличаются, поэтому ранее принятые сопоставления нуждаются в серьезных коррективках.

Оперируя единицами, выделяемыми при использовании хорологического направления палеозоогеографического районирования [8], можно отметить, что биостратиграфические зоны и тяготеющие к ним зоны и слои с фауной (флорой) отчетливо связаны с палеобиогеографическими провинциями, подобласти и области обычно соответствуют ареалам нескольких сменяющих друг друга по простиранию зон. Изучение названных биохорий, в частности изменения их границ, позволяет фиксировать в разрезах последовательно залегающие зоны разных био-

хорий и определять их стратиграфический объем в районах (регионах), расположенных вдали от стратотипов. Эти данные используются для общей корреляции, а затем и для выяснения остроты содержания зон в слоях, имеющих их ярусах [12].

С позиций экосистемного подхода палеобиогеографическому районированию [8] можно считать, что зональные биостратиграфические подразделения, основывающиеся на бентосных организмах, скорее всего соответствуют ископаемым биофациям — совокупности остатков организмов, приуроченных в пределах ограниченного района к осадочным породам определенного литологического состава, в составлении которых запечатлена исторически сложившаяся, экологически непрерывная связь биотических и абиотических условий осадконакопления и существования рассматриваемого комплекса организмов [9]. Значительно сложнее установить связь с ископаемыми биофациями зональных подразделений, руководящие комплексы которых состоят из нектонных и планктонных форм, географическое распространение которых лишь в той степени контролируется фациальным фактором. И уже совершенно не рассматривался в литературе вопрос об увязке ландшафтно-географических и биостратиграфических подразделений. Поэтому при изучении связей биостратиграфических зон тяготеющих к ним других подразделений целесообразнее ориентироваться на схемы хорологического (ареало-нетического и флористико-фаунетического) районирования, учитывая также имеющиеся данные климатобиогеографических и особенно биопро-визуальных исследований.

Благодаря работам многих специалистов, в частности представителей новосибирской школы, совершенно очевидным стало огромное значение климатобиогеографических построений для общей (межрегиональной и континентальной) корреляции разрезов. Вместе с тем, не получила достаточного подтверждения идея связи стратиграфических подразделений, прежде всего ярусов, с биогеографическими поясами, о чем неоднократно писал О. В. Юферев [15]

Обширный фактический материал свидетельствует, что ярусы, за исключением районов расположения их стратотипических разрезов, состоят из зон, принадлежащих разным смежным провинциям, и оказываются надпровинциальными подразделениями. Ярусы современной шкалы разнообразны по происхождению [6]. Значительная часть из них была установлена в результате региональных стратиграфических исследований, а некоторые сейчас носят характер региональных. Рассматриваемые ярусы обычно соответствуют палеобиогеографическим областям и, по-видимому, могут быть приурочены к климатобиогеографическим поясам. Однако имеется большое количество ярусов, охарактеризованных в своих стратотипах группами ортофауны, которые со временем стали успешно применяться в качестве биостратиграфических подразделений. Прежде всего к ним относятся ярусы юрской и меловой систем. Такие ярусы, как правило, охватывают обширные площади и соответствуют ярусу палеобиогеографических областей.

Дальнейшая разработка рассматриваемой проблемы связана с накоплением фактического материала и созданием теории палеобиогеографии. Пока не в формировании стройной системы стратиграфических положений палеобиогеографии сделаны лишь первые шаги. Существование большого количества спорных вопросов препятствует разработке единого подхода к палеобиогеографическим построениям и их использованию в смежных областях науки, в частности биостратиграфии. Нельзя согласиться с теми специалистами, которые считают биогеографический пояс — наиболее крупное подразделение климатобиогеографического районирования — пригодным при ареало-генетических и флористико-фаунистических палеобиогеографических исследованиях.

Биогеографический и палеобиогеографический пояса полностью контролируются климатом. В этом нас убеждает один из самых последовательных сторонников палеоклиматобиогеографического направления О. В. Юферев, который пишет: «Фауна и флора (палеобиогеографического поя-

са.— В. М. и М. М.) указывают на принадлежность к определенному климатическому поясу» [15, с. 77—78]. Биохории высшего порядка в хорологических (ареалологических и флористико-фаунистических) исследованиях — царства (надобласти), — хотя и имеют (как и любые другие биохории) определенные отличия, обусловленные климатом, однако их границы и соотношения на палеоклиматическом фоне не позволяют считать их подразделениями существенно климатической природы. Возникновение царств (надобластей) и подчиненных им биохорий связано не только с климатическими, но и многими другими факторами эндемизма (географическими преградами, конкуренцией в борьбе за пространство и пищу, характером рельефа дна, глубинами, соленостью и газовым режимом бассейнов, течениями и т. д.). Все это не позволяет рассматривать биогеографические пояса в одной иерархии с царствами (надобластями) [7, 8, 9].

Не следует упускать из виду и то, что весьма существенное для палеобиогеографии обстоятельство, что биогеографическая зональность возникла не сразу с появлением живых существ, а развивалась в течение длительного времени. Положение и контрастность границ, состав фауны и флоры биогеографических поясов претерпели в фанерозое сложные изменения, обусловленные эволюцией климата, органического мира и палеогеографической обстановки в целом. И если в современную эпоху географическая широта определяет наиболее общие, имеющие глобальные масштабы, изменения систематического состава растительных и животных организмов, то это не означает, что так было и в геологическом прошлом. Подтверждением служат исследования В. Н. Сакса [13], свидетельствующие, в частности, о том, что Бореальный биогеографический пояс в триасовых морях северного полушария не прослеживался и возник лишь в средней юре. Если в юре граница Бореального и Тетического поясов совпадала с климатической зональностью, то южнее указанных поясов зоогеографические границы приобретали ориентировку, близкую к меридиональной, и поэтому не

увязываются с различиями в температурном режиме. Наконец, в мезозое в южном полушарии отсутствовал аналог Бореального пояса.

На фоне зональности отмечаются случаи азональности — долготной дифференциации биогеографических поясов, обусловленные наличием материков и океанов, меридионально протягивающихся горных хребтов и т. п. Эти явления известны в биогеографии давно, в палеобιοгеографии же изучены весьма слабо. Например, в палеофлористике азональность была впервые описана И. А. Добрускиной лишь в 1982 г. [3]. Таким образом, в ближайшей перспективе при климатобιοгеографическом районировании все чаще будут проследиваться азональные биохории — страны, секторы, осложняющие основные широтные биохории.

Огромная роль климатических факторов в географическом распространении и в целом в эволюции жизни на Земле очевидна. Однако недооценка других факторов эндемизма и смешение в одном исследовании различных принципов районирования значительно снижают достоверность палеобιοгеографических построений и, следовательно, ограничивают возможности их использования в биостратиграфии.

Одна из наиболее актуальных проблем, имеющих важное значение и для палеобιοгеографического районирования, — взаимосвязь палеобιοгеографии с геотектоникой. Если ранее географическое распределение организмов рассматривалось в связи с расселением их из центров происхождения, то теперь его все чаще связывают с движением материков. При этом различают [14] три типа изменений географической дифференциации флоры и фауны во времени: увеличение сходства между фауной (или флорой) по мере сближения материков, уменьшение сходства по мере их расхождения и увеличение сходства у одной фауны и (или) флоры при одновременном его уменьшении у другой.

Необходимо отметить, что нередко смешивают бывшее соединение материков (или акваторий) с их бывшим перемещением. Часто на основании палеобιοгеографической общности материков говорят об их смещении. На са-

мом же деле это свидетельствует о том, что прослеживаемое палеобιοгеографическое подразделение включало материк (или их части) еще до того как возник разделяющий ныне бассейн, который мог образоваться и при устойчивом положении материков [5]. Для суждения же о перемещениях материков необходимо заведомо устойчивая система координат, в отношении которой и фиксируется данное явление. Роль такой координатной сетки в палеогеографии играют палеоклиматические границы, палеомагнитные широты, которые нельзя непосредственно связывать с перемещением полюсов и местными палеогеографическими факторами. Согласно С. В. Мейену [11], палеоклиматическими границами могут быть только рубежи областей с морозным, безморозным климатом, поскольку именно они однозначно указывают на взаимное движение материков.

Итак, разработка теории палеобιοгеографических исследований имеет два четко выраженных аспекта. С одной стороны, лишь таким путем можно реконструировать историю формирования биоты в геологическом прошлом, с другой — данные палеобιοгеографии способствуют уточнению стратиграфических сопоставлений, разделяют пространственные пределы применимости региональных биостратиграфических шкал, дают исключительно важную информацию при решении выделенных подразделений роких палеогеографических и тектонических построениях. Поэтому палеобιοгеографический анализ должно решить путем установления зостать необходимым элементом палеобιοгеографических работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аркелл В. Юрские отложения земного ра. М.: ИЛ, 1961.
2. Борисяк А. А. Основные проблемы эволюционной палеонтологии. М.—Л.: Изд-во СССР, 1947.
3. Добрускина И. А. Триасовые флоры Сибири. М.: Наука, 1982. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 38).
4. Жамойда А. И. Значение географических критериев в стратиграфической классификации. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1979, с. 11—19.
5. Красилов В. А. Палеонтология и геотектоника, 1974, № 1, с. 28.

6. Леонов Г. П. Основы стратиграфии. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1973.
7. Липина О. А. Некоторые принципы и методы палеобιοгеографического районирования. — В кн.: Вопросы палеобιοгеографии. Уфа, 1978, с. 26—34.
8. Макридин В. П. Принципы выделения и номенклатура подразделений палеозоогеографического районирования морских бассейнов. — Палеонтол. журн., 1973, № 3, с. 3—9.
9. Макридин В. П. Основные направления палеобιοгеографии. — Журн. общ. биологии, 1985, т. 46, № 3, с. 309—316.
10. Международный стратиграфический справочник/Под ред. Х. Хедберга. М.: Мир, 1978.
11. Мейен С. В. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми. — Геотектоника, 1969, № 5, с. 3—16.

УДК 551.781.5.02 : 563.16(4-924.72)

Г. МУЗЫЛЕВ (ГИН АН СССР),
И. П. ТАБАЧНИКОВА (ВСЕГЕИ)

Зональное деление нижнемайкопских отложений Предкавказья и смежных регионов по наннопланктону

Стратификация монотонных слабокарбонатных пород майкопской серии (олигоцен), содержащих обильную бентосную фауну, всегда вызывала затруднения у исследователей. Кроме того, эндемичная бентосная фауна дает возможность только регионального биостратиграфического сопоставления, но не определяет положительно важную информацию при решении выделенных подразделений майкопской серии в общей шкале олигоцена. Последний вопрос частично решен. Последней принадлежность этих толщ к наннопланктону, находки которого довольно давно известны из нижней части майкопа — пшехского и полбинского (остракодового) горизонтов, признаны Морозкиной Балки.

Определение возраста указанных толщ по наннопланктону — задача, выходящая за рамки стратиграфии собственно майкопской серии. Над нижнемайкопскими отложениями комплекса наннопланктона, по которому достоверно определяется возраст, встречен только в тарханском регионе (ассоциация с *Helicosphaera amplaperta* раннего миоцена). Следовательно, большой стратиграфический интервал (верхняя часть майкопской

12. Месежников М. С. Зональная стратиграфия и зоогеографическое районирование морских бассейнов. — Геология и геофизика, 1969, № 7 (115), с. 45—53.
13. Сакс В. Н. Некоторые общие вопросы палеогеографии и палеобιοгеографии мезозойской эры. — В кн.: Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. М., 1972, с. 5—18. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 3).
14. Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность/Под ред. Д. П. Найдина. М.: Мир, 1983.
15. Юферева О. В. Палеобιοгеографические пояса и подразделения ярусной шкалы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1969, с. 77—83.
16. Valentine J. W. Biogeographic units as biostratigraphic units. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 1963, vol. 47, N 4, p. 457—466.

серии, кавказский, сакараульский и коцахурский ярусы) лишен надежных планктонных привязок. Особенно важное значение приобретает установление максимально точного возраста хотя бы нижней границы этого интервала.

Достоверность зональной разбивки нижнемайкопских отложений по наннопланктону в конкретных разрезах в значительной мере зависит от точной идентификации в последних границы эоцена—олигоцена. Ее положение, а следовательно, и зональная принадлежность отложений, залегающих непосредственно выше и ниже нее, уже рассматривались в ряде работ [1, 2, 3, 4, 5], но однозначных выводов сделать пока не удалось.

Понятны причины, по которым авторы настоящей статьи вновь изучили наннопланктон из нижней части майкопской серии и непосредственно подстилающих их образований. Прежде чем перейти к изложению фактического материала и его интерпретации, необходимо остановиться на двух вопросах, касающихся обстановок осадконакопления в позднем эоцене—раннем олигоцене и состояния зональной

стратиграфии по наннопланктону для отложений этого же возраста.

Смена обстановок осадконакопления — одно из наиболее примечательных геологических событий, приуроченных на территории современного Предкавказья и смежных регионов к пограничному эоцен-олигоценному интервалу. В позднеэоценовое время эта область была частью Тетиса и относилась к субтропическому поясу. Свободное сообщение с Мировым океаном, теплый климат, нормальный гидрологический режим бассейна способствовали расцвету в нем карбонатного планктона. Последнее фиксируется в почти повсеместном для Юга СССР распространении позднеэоценовых мергельных фаций, основным породообразующим компонентом которых является наннопланктон. Классическим примером таких отложений могут служить многометровые толщи белых мергелей белоглинской свиты Предкавказья.

С началом олигоцена происходит распад единого Тетиса. Территорию современного Предкавказья заняло майкопское море, относящееся к системе раннего Паратетиса. Майкопское море отличалось затрудненной связью с Мировым океаном, крайне специфичным гидрологическим режимом, слабой циркуляцией водных масс, эндемичной бентосной фауной, терригенным осадконакоплением. Роль биогенной карбонатной составляющей была незначительной на начальных стадиях существования бассейна и исчезающе мала на последующих. В своем типичном выражении осадки майкопского моря — это обогащенные органическим веществом бескарбонатные тонкослоистые глины.

Смена условий и типов осадконакопления произошла в геологически короткий промежуток времени, но не представляла собой катастрофическое событие. В полных разрезах Предкавказья (например, по рекам Кубани и Хеву) хорошо видна постепенность перехода от белых мергелей белоглинской свиты к типично майкопским темным листоватым глинам. На границе этих толщ всегда имеется переходная пачка разной (по небольшой) мощности, по которой хорошо заметны быстрое уменьшение карбонатно-

сти, изменение цвета, появление специфической листоватости.

В сущности, карбонатность и цвет белоглинских мергелей определяют породообразующую ролью наннопланктона. Изменение этих свойств в переходной пачке связано с быстрым падением биопродуктивности наннопланктона при установлении в бассейне гидрологического режима «майкопского» типа, а в определенной степени — и увеличением терригенного сноса.

Что касается зональной стратиграфии верхнего эоцена — нижнего олигоцена по наннопланктону, то сейчас для всего кайнозоя хорошо известна детальная последовательность наннопланктонных датировочных уровней, используемых для определения границ зон и подзон. Эти общепринятые датировочные уровни в основном соответствуют рубежам появления индексов, значительно реже — их исчезновения и как исключение — верхним и нижним пределам эпиболы индексов.

Из всех интервалов кайнозоя ранний олигоцен единственный, где нет достоверно зафиксированных уровней появления каких-либо новых видов и наннопланктонная стратиграфия основывается исключительно на отрицательных признаках (уровнях исчезновения таксонов). Ранний олигоцен — это период замедленного видообразования среди наннопланктона, причина которого до конца не ясны. Для него же раннеолигоценных видов наннопланктона (преимущественно ретикюлофенестры), которые описаны в последние годы, истинные биоконы пока не выявлены. Главная сложность заключается в том, что достоверное определение большинства новых видов возможно только под электронным микроскопом.

В зональных шкалах верхнего эоцена — нижнего олигоцена используется такая последовательность датировочных уровней по наннопланктону (табл. 1):

1) появление *Chiasmolithus oamaruensis* непосредственно под основанием «средиземноморского» верхнего эоцена;

2) появление *Isthmolithus recurvus* непосредственно над основанием нижнего эоцена;

Датировочные уровни в зональных шкалах верхнего эоцена — нижнего олигоцена по наннопланктону

Шкала Д. Бакри	Шкала Э. Мартини	Датировочные уровни	Возраст
CP18 <i>Sphenolithus distentus</i>	NP23 <i>Sphenolithus distentus</i>	— <i>Sph. distentus</i>	Олигоцен
CP17 <i>Sphenolithus predistentus</i>			
CP16c <i>Reticulofenestra hillae</i>	NP22 <i>Helicosphaera reticulata</i>	↑ <i>R. hillae</i> ↑ <i>R. umbilica</i>	
CP16b <i>Coccolithus formosus</i>	NP21 <i>Ericsonia subdisticha</i>	↑ <i>C. subdistichus</i> ↑ <i>C. formosus</i>	
CP16a <i>Coccolithus subdistichus</i>		↑ <i>C. subdistichus</i>	Эоцен
CP15b <i>Isthmolithus recurvus</i>	NP20 <i>Sphenolithus pseudoradians</i> NP19 <i>Isthmolithus recurvus</i>	↑ <i>D. barbadiensis</i> ↑ <i>D. saipanensis</i> ↓ <i>Sph. pseudoradians</i> ↓ <i>Isth. recurvus</i>	
CP15a <i>Chiasmolithus oamaruensis</i>	NP18 <i>Chiasmolithus oamaruensis</i>	↓ <i>Ch. oamaruensis</i>	

3) появление *Sphenolithus pseudoradians* в верхней части верхнего эоцена;

4) исчезновение *Discoaster barbadiensis* и *D. saipanensis* — последних представителей розетковидных дискоастров, широко распространенных в верхнем палеоэоцене и эоцене. До недавнего времени общепринятым было мнение, что уровень их исчезновения совпадает с границей эоцена — олигоцена; но появилась и другая точка зрения, по которой уровень исчезновения розетковидных дискоастров происходит несколько ниже этой границы;

5) верхний предел эпиболы *Coccolithus subdistichus*, находящийся в самом нижнем олигоцене;

6) исчезновение *Coccolithus subdistichus*;

7) исчезновение *Coccolithus formosus*. Предполагается, что данный рубеж практически совпадает с уровнем исчезновения предыдущего вида;

8) исчезновение *Reticulofenestra umbilica* и *R. hillae*;

9) появление *Sphenolithus distentus* — самый первый с начала олигоцена достоверно фиксируемый уровень появления нового вида.

На этой последовательности датировочных уровней основываются два наиболее известных варианта зональной шкалы верхнего эоцена — нижнего олигоцена — Э. Мартини [9] и Д. Бакри [10 и др.]. Различия между вари-

Таблица 2

Зональное деление нижнемайкопских отложений по наннопланктону в разрезе по р. Кубани

Зональное деление по наннопланктону		Номер слоя	Мощность, м	Горизонт
Шкала Э. Мартини	Шкала Д. Бакри			
NP 22/23	CP 16c/17	39	До 10	Морозкиной балки
		38	2,5	Полбинский
NP 22		37	15,5	Пшехский
NP 21/22		36	6,5	
NP 21	CP16a/16b	35	10,0	
	CP16a			
NP 19/20	CP15b	34	6,5	Белоглинский

Примечание. Стрелкой показано положение границы эоцена—олигоцена по планктонным фораминиферам.

антами непринципиальны и касаются преимущественно названий, ранга подразделений и в меньшей степени подробности деления отдельных интервалов (см. табл. 1).

Основные выводы о распределении наннопланктона в позднем эоцене—раннем олигоцене Предкавказья и смежных регионов получены при изучении разрезов по рекам Кубани и Хеу. В первом из них (табл. 2) в непрерывной последовательности вскрыты отложения белоглинского, пшехского, полбинского горизонтов и горизонта Морозкиной балки. В разрезе по р. Хеу прекрасно обнажены породы белоглинского и нижней части пшехского горизонтов, выше обнаженность значительно хуже. Кроме этих разрезов, были исследованы образцы из полбинского горизонта ряда местонахождений Юга СССР.

Разрезы по рекам Кубани и Хеу неоднократно посещались и описывались авторами. Наннопланктон изучался

по многим сериям образцов (всего 200). Результаты изложены, в частности, в работах Н. Г. Музылева [4, 5]. Совместные данные Н. Г. Музылева и И. П. Табачниковой использованы при составлении межрегиональных корреляционных схем палеогена Юга СССР.

Поскольку верхнеэоценовый—нижнеолигоценовый интервал наиболее полно представлен в разрезе по р. Кубани, подробно рассмотрим его строение. Нумерация слоев и образцов приводится по описанию группы сотрудников ВСЕГЕИ (включая И. П. Табачникову), посетивших под руководством В. И. Яркина этот разрез в 1974 г. Определения фораминифер выполнены Э. М. Бугровой, остракоды И. А. Николаевой.

Верхний эоцен. Белоглинский горизонт.

32, 33. Переслаивание мергелей серых, голубовато-серых, плотных, с мягкими глини-

стыми мергелями. Соответствует зоне *Globigerapsis tropicalis* и одноименной подзоне по планктонным фораминиферам; зоне *Trachyleberis spinosa*, *Hazelina nedlitzensis* по остракодам. Слой 32 и нижняя часть слоя 33 (до обр. 160 включительно) относятся к подзоне *Brotzenella taurica* зоны *Planulina costata* по бентосным фораминиферам

34. Глины известковые, зеленовато-серые, мягкие, соответствуют подзоне *Globigerina gortanii* зоны *Globigerina tropicalis* по планктонным фораминиферам (образцы 165—173 включительно) и подзоне *Bolivina antegressa* зоны *Planulina costata* по бентосным фораминиферам (образцы 161—173). В верхней части слоя (образцы 168—172) глины становятся более темными, плотными и образуют переходную к олигоцену пачку. Здесь образцы отобраны через 30 см. Контакт со слоем 35 четкий. Пшехский горизонт.

35. Глины темные коричневатые, ожеженные. Около 10,0 м.

36. Глины известковые, серовато-коричневые, тонкослойные до листоватых. Около 6,5 м.

37. Мергели глинистые, более светлые по сравнению с мергелями слоя 36. 15,5 м. Полбинский горизонт.

38. Мергели светло-палевые груболитчатые, в верхней части слоя (0,5 м) более мягкие, тонкослойные. Контакт со слоем 37 резкий и ровный. Соответствует зоне *Disorontocypris zgaudonensis* по остракодам. До 2,0 м.

Горизонт Морозкиной балки.

39. Глины известковые и известковые, от желто-серых до черных, тонкослойные, яротизированные. До 10 м (мощность видимая).

Разрез по р. Хеу изучен только до середины пшехского горизонта. Строение интересующей нас части разреза в принципе такое же, как и по р. Кубани. Отметим лишь, что переходный интервал между белоглинскими и

пшехскими отложениями совпадает здесь с хорошо «промытым» береговым уступом и поэтому особенно отчетлив.

Верхний эоцен. Белоглинский горизонт.

Мергели зеленовато-серые плотные, неяснослойные, соответствуют в верхней части зоне *Globigerapsis tropicalis* и слоям с *Turborotalia centralis* по планктонным фораминиферам, а также зоне *Bolivina antegressa* зоны *Planulina costata* по бентосным фораминиферам. На контакте с пшехским горизонтом олигоцена отмечается переходная пачка, где виден постепенный переход к темно-серым, коричневатым слоистым мергелям пшехского горизонта мощностью 30—40 см. До 100 м.

Олигоцен. Пшехский горизонт.

Глины темно-серые, шоколадно-коричневые, тонкослойные, слабокарбонатные, в нижней части (18 м) с тонкими прослоями углистых глин, переполненные чешуей и скелетами рыб («рыбные слои»). Их нижняя часть соответствует слоям с *Globigerina officinalis* по планктонным фораминиферам. Около 50,0 м.

Кроме полбинских отложений в разрезе по р. Кубани, изучены образцы из коллекции А. А. Ворониной (МГУ) и С. В. Попова (ПИН АН СССР) еще из семи полбинских местонахождений. Их географическая и детальная стратиграфическая привязки даны в статье А. А. Ворониной и С. В. Попова [5]. Там же приведены и предварительные определения наннопланктона И. П. Табачниковой и А. С. Андреевой-Григорович. Перечислим эти местонахождения: 1) плато Устюрт, северо-западный чинк (скважина); 2) Волго-Донское междуречье, Гашунская впадина (скважина); Предкавказье: 3) р. Белая; 4) Фарс, балка Мамрюк; 5) р. Цраудон; 6) р. Фиагдон; 7) Закавказье, р. Крис-хеви.

Общие закономерности распределения наннопланктона в изученном интервале следующие. В верхней части белоглинского горизонта присутствуют разнообразные ассоциации (более

30 видов). Среди них преобладают: *Coccolithus eopelagicus*, *Reticulofenestra umbilica*, *R. bisecta*, *Cyclargolithus floridanus*; остальные виды встречаются в заметно меньшем количестве экземпляров — *Coccolithus formosus*, *C. subdistichus*, *Isthmolithus recurvus*, *Discoaster saipanensis*, *D. barbadiensis*, *D. tani*, *D. nodifer*, *Helicosphaera compacta* и др. (табл. 3).

У границы белоглинского и пшехского горизонтов происходит количественное и качественное обеднение наннопланктонных комплексов. Резко падает абсолютная численность экземпляров наннопланктона, что наряду с возрастанием роли терригенного материала приводит к быстрой смене литологического состава. *C. eopelagicus*, *R. bisecta*, *R. umbilica* остаются доминирующими элементами раннепшехских ассоциаций (слой 35), но частота их встречаемости гораздо ниже. Количественное обеднение особенно заметно на примере *C. floridanus* (массовые экземпляры — в белоглинском горизонте и лишь единичные находки — в пшехском). В верхней половине пшехских отложений (слой 36) общая численность вновь несколько увеличивается за счет *C. pelagicus*.

Остальные виды, характерные для белоглинской наннофлоры, в пшехских отложениях, как правило, встречаются спорадически или вообще отсутствуют. Исключение составляет умеренно холодноводный *Isthmolithus recurvus*, численность экземпляров которого в пшехском горизонте возрастает.

Ассоциации полбинского горизонта имеют иной облик. Надо сказать, что хотя полбинские отложения и называются часто остракодовыми, их породообразующие организмы (во всяком случае тогда, когда слои выражены как конденсированный пласт) — не остракоды, а наннопланктон. Полбинское время было периодом неожиданно высокой биопродуктивности наннопланктона, никогда больше не достигавшей такого уровня в олигоцен-неогеновых морях Восточного Паратетиса.

Систематический состав наннопланктона полбинского горизонта и условия образования последнего будут рассмотрены в отдельной работе. Здесь же коротко остановимся на осо-

бенностях полбинских ассоциаций. Их самая характерная черта — массовость мелких ретикулофенестр, составляющих более 90 % комплексов. Причем в ассоциациях каждого местонахождения ретикулофенестры представлены практически одним видом: в местонахождении по р. Крис-хеви (Закавказье) это *Reticulofenestra clathrata*, а в остальных разрезах (плато Устюрт, Волго-Дон, Предкавказье) — *R. ornata* (см. табл. 3).

Кроме ретикулофенестр, имеются еще три формы наннопланктона, представляющие важный компонент ассоциации полбинских слоев. Первая форма — *Transversopontis pax* — разновидность трансверсопонтисов со специфической морфологией (длинные шипы на дистальной стороне дисколиты). По остальным признакам новая форма практически не отличается от вида *Transversopontis fibula*, впервые описанного из олигоцена румынской Трансильвании, и, скорее всего, является его подвидом. Попутно заметим, что форма, определенная А. С. Андреевой-Григорович [2] как новый вид *Zygodiscus vialovi*, по диагнозу и изображению идентична типичным (т. е. без шипов) экземплярам *Tr. fibula*.

Две другие характерные формы наннопланктона полбинских слоев также новые (два вида или подвида одного вида), условно отнесенные к роду *Trochoaster*. Мелкие ретикулофенестры вместе с новыми разновидностями трансверсопонтисов и трохоастеров создают специфический облик полбинских ассоциаций наннопланктона. Кроме них, в полбинских отложениях встречается довольно обширная группа видов, в своей массе бесспорно автотонных, но содержащихся в ничтожно малом количестве экземпляров — *Reticulofenestra umbilica*, *D. bisecta*, *Coccolithus formosus*, *Discoaster nodifer*, *Zigrhablithus bijugatus*, *Isthmolithus recurvus*, *Transversopontis obliquipons*.

Таким образом, общий список наннопланктона полбинских отложений включает более 10 видов, но численно в ассоциациях резко преобладает какой-то один вид ретикулофенестр (*R. ornata* или *R. clathrata*). Понятно, что существование монотипных комплексов. Приблизительно такой же вывод о

Стратиграфическое распределение наннопланктона в разрезе по р. Кубани

Таблица 3

Горизонт	Номер образца	<i>C. eopelagicus</i>	<i>D. bisecta</i>	<i>R. umbilica</i>	<i>C. formosus</i>	<i>Z. bijugatus</i>	<i>I. recurvus</i>	<i>Sph. moriformis</i>	<i>D. tani</i>	<i>D. nodifer</i>	<i>H. compacta</i>	<i>R. aff. dictyoda</i>	<i>C. floridanus</i>	<i>Rh. spinula</i>	<i>C. subdistichus</i>	<i>Cl. ellipticus</i>	<i>H. reticulata</i>	<i>Tr. pulcher</i>	<i>P. multipora</i>	<i>L. minutus</i>	<i>D. deflandrei</i>	<i>Trochoaster</i> sp.	<i>D. barbadiensis</i>	<i>O. laureus</i>	<i>N. dubius</i>	<i>Tr. obliquipons</i>	<i>C. germanicus</i>	<i>R. ornata</i>	<i>Rh. vitrea</i>	<i>Tr. pax</i>	<i>Trochoaster</i> sp. nov.
Морозкиной балки	205																														
	204																														
	203																														
	202																														
	201																														
	200																														
Полбинский	196																														
	195																														
	194																														
	193																														
	192																														
	190																														
Пшехский	189																														
	188																														
	187																														
	185																														
	184																														
	183																														
	182																														
	180																														
	179																														
	178																														
	177																														
	176																														
	175																														
	174																														
Белоглинский	173																														
	172																														
	171																														
	170																														
	169																														
	168																														
	167																														
	166																														

Примечание. Вертикальными линиями показана относительная численность экземпляров: в масштабе — полужирная, обычно — двойная тонкая, редко — одинарная тонкая, единично — прерывистая, присутствия — точечная.

ставе полбинских ассоциаций наннопланктона сделан С. А. Люлевой [4].

Наконец, наннопланктонные комплексы нижней части горизонта Морозкиной балки в качественном и количественном отношении предельно обеднены. Более или менее постоянно встречаются: *Reticulofenestra* sp., *R. ornata*, *Coccolithus eopelagicus*, *Cyclocargolithus floridanus*; кроме них, — уникально редкие экземпляры *R. umbilica*, *Dictyococcites bisectus*, *Zigrhablithus bijugatus*.

Установление зональной принадлежности нижнемайкапских отложений сводится практически к определению положений в разрезе ранее перечисленных датировочных уровней (см. табл. 2) и к оценке степени их достоверности. Хотя в полбинских и отчасти в вышележащих отложениях установлена группа новых (по сравнению с эоценовыми) видов (*Reticulofenestra ornata*, *R. clathrata*, *Reticulofenestra* sp., *Transversopontis fibula*), истинные биозоны последних неопределенны. Сейчас они дают палеонтологическое «насыщение» подразделений, выделенных по другим видам, но «инструментом» самого зонального деления служить не могут.

Поскольку зональная стратиграфия нижнего олигоцена основана на уровнях исчезновения, особое значение приобретает возможность переотложения наннопланктона из более древних отложений. Среди олигоценовых индекс-видов *Discoaster barbadiensis*, *Coccolithus formosus*, *Reticulofenestra umbilica* известны с нижнего эоцена, *D. saipanensis* — со среднего, *C. subdistichus* — с верхней части верхнего эоцена. Отметим, что сам факт прослеживания в нижнем майкопе в общем нормальной последовательности датировочных уровней доказывает незначительные масштабы переотложения.

1. Исчезновение *Discoaster saipanensis* и *D. barbadiensis*. Единичные экземпляры первого вида установлены практически во всех образцах изученной части белоглинского горизонта до самой его кровли, т. е. до обр. 173. *Discoaster barbadiensis* характеризуется более спорадичным распространением, но у кровли белоглинского горизонта он встречен в непрерывной по-

следовательности образцов 171, 172 и 173. Существенно, что в обр. 173 обнаружены также *Chiasmolithus grandis*, *Nannotetrina mexicana* и *Rhabdosphaera gladius*, переотложенные из среднего эоцена.

В пшехском горизонте находки *D. saipanensis* и *D. barbadiensis* отмечены на разных уровнях: первый — в образцах 180, 182, 187, второй — в образцах 177 (единственный обломок дискоастера), 180, 187 и 194. В ассоциациях из всех образцов присутствуют переотложенные эоценовые виды, причем в обр. 187 переотложение носит массовый характер. Следовательно, достоверно автохтонные *D. saipanensis* и *D. barbadiensis* прослеживаются до обр. 172. Скорее всего, част розетковидных дискоастеров из обр. 173 тоже автохтонна, но доказательств пока нет.

По фораминиферам (определение Э. М. Бугровой) олигоценовый планктон появляется в разрезе с обр. 172. Уровень исчезновения розетковидных дискоастеров практически совпадает с границей эоцена—олигоцена по планктонным фораминиферам и одновременно с границей белоглинского пшехского горизонтов. Таким образом подтвердился вывод, сделанный ранее при изучении этого же разреза [3].

2. Верхний предел эпибол *Coccolithus subdistichus*. Относительно многочисленные экземпляры этого вида прослеживаются до обр. 175 (слоя 35) — основания пшехского горизонта. Выше его численность падает резко и синхронно с общим количественным и качественным обеднением наофлоры. Следовательно, уровень обр. 175 можно определить только не ниже подзоны CP 16a *Coccolithus subdistichus*, по шкале Д. Бакри.

3. Исчезновение *Coccolithus subdistichus*. Единичные экземпляры *C. subdistichus* встречаются практически постоянно до обр. 185, выше они найдены в образцах 189 и 192. Уровень обр. 185 (середина пшехского горизонта) кажется нам наиболее вероятной верхней границей зоны NP 21 *Ericsonia subdisticha* (по шкале Э. Мартини), но, может быть, она проходит и несколько выше (уровень обр. 189).

4. Исчезновение *Coccolithus formosus*. В разрезе по р. Кубани единичные *C. formosus* прослежены по всей толще пшехского и полбинского горизонтов. У нас нет сомнений в автохтонности большей части пшехских экземпляров: они встречаются независимо от находок форм из более древних отложений. В полбинском же горизонте по р. Кубани экземпляры *C. formosus* ассоциируются с переотложенными ранне-среднеэоценовыми видами. Однако в образцах из местонахождения полбинского горизонта по рекам Фарс и Крис-хеви и на Волго-Донском междуречье находки *C. formosus* не сопровождаются достоверно переотложенным наннопланктоном.

Сопоставление верхней части пшехских отложений с подзоной CP 16b *Coccolithus formosus* (по шкале Д. Бакри), с нашей точки зрения, безусловно возможно. Но и принадлежности к этой подзоне отложений полбинского горизонта (всего или части) полностью исключить нельзя.

5. Исчезновение *Reticulofenestra umbilica*. Этот уровень в разрезе по р. Кубани достоверно не фиксируется. Экземпляры *R. umbilica* присутствуют во всех образцах из пшехских отложений. Распределение *R. umbilica* в полбинском горизонте имеет те же особенности, что и *C. formosus*. В нижней части горизонта Морозкиной балки находки *R. umbilica* столь редки (даже на фоне общей количественной обедненности комплекса), что вопрос об их автохтонности остается для нас неясным. Учитывая это, осадки полбинского горизонта и нижней части горизонта Морозкиной балки можно сопоставить только с нерасчлененными зонами NP 22 *Helicosphaera reticulata* — NP 23 *Sphenolithus predistentus* (по шкале Э. Мартини) или с нерасчлененными подзоной CP 16 с *Reticulofenestra hillae* — зоной CP 17 *Sphenolithus predistentus* (по шкале Д. Бакри).

Хотя наннопланктон белоглинского горизонта и нижней части майкопской серии неоднократно изучался разными специалистами [2, 3], до сих пор не существует общепринятого варианта зонального деления этого интервала. Большинство исследователей [2, 3, 6, 7, 8] считают, что подошва зоны NP 21

Ericsonia subdisticha соответствует границе эоцена—олигоцена на территории Крыма и Предкавказья и практически совпадает с подошвой майкопской серии. Есть и другая точка зрения [2], согласно которой зона NP 21 имеет позднеэоценовый возраст и выделяется в верхней части белоглинского горизонта Крыма, на Северном Кавказе ее аналоги не обнаружены. Соответственно майкопская серия начинается с отложений либо зоны NP 21, либо зоны NP 22. С теми или иными оговорками полбинский горизонт коррелируется [2, 4] с зоной NP 23.

Напомним, что наннопланктон — единственная сейчас зональная группа ископаемых в майкопских отложениях. Поэтому определение со всей доступной точностью их зональной принадлежности приобретает особенное значение и для палеогеновой стратиграфии юга СССР, и для корреляции с одновозрастными отложениями других регионов (прежде всего, Западной Европы).

Послойное изучение наннопланктона верхней части белоглинского горизонта Морозкиной балки позволяет сделать следующие выводы.

1. Подошва зоны NP 21 *Ericsonia subdisticha* (по шкале Э. Мартини) или, что то же самое, подошва подзоны CP 16a *Coccolithus subdistichus* (по шкале Д. Бакри) совпадает с границей эоцена—олигоцена (определенной по планктонным фораминиферам) и с границей белоглинского горизонта с майкопской серией.

2. Пшехский горизонт коррелируется с зонами NP 21 *Ericsonia subdisticha* и NP 22 *Helicosphaera reticulata* (по шкале Э. Мартини) и с подзонами CP 16a *Coccolithus subdistichus* и CP 16b *Coccolithus formosus* (по шкале Д. Бакри).

3. Надежные доказательства принадлежности полбинских отложений к зоне NP 23 отсутствуют. Полбинский горизонт и нижняя часть горизонта Морозкиной балки по наннопланктону могут сопоставляться с нерасчлененными осадками зон NP 22 *Helicosphaera reticulata* — NP 23 *Sphenolithus predistentus* (по шкале Э. Мартини) и подзоны CP 16c *Reticulofenestra umbilica* — зоны CP 17 *Sphenolithus predistentus* (по шкале Д. Бакри).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева-Григорьевич А. С. Про стратиграфические положения зоны *Ericsonia subdisticha* (нанопланктон) у Крыма. — Доп. АН УРСР, 1972. Сер. Б, № 12, с. 1059—1061.
2. Андреева-Григорьевич А. А. Наннопланктон пограничных эоценовых—олигоценых отложений Армении и Северного Кавказа. — Палеонтологический сб., 1981, № 18, с. 57—62.
3. Веселов А. А., Люльева С. А., Савенко Н. Г. Про между эоцену олигоцену на Північному Кавказі. — Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1975, № 10, с. 875—878.
4. Веселов А. А., Люльева С. А. Возраст полбинского горизонта олигоцену юга СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 18, с. 67—71.
5. Воронина А. А., Попов С. В. Соленовский горизонт Восточного Паратетиса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 9, с. 41—53.
6. Крашенинников В. А., Музылев Н. Г. Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа. — Вопросы микропалеонтологии, 1977, вып. 18, с. 212—224.
7. Музылев Н. Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по наннопланктону. М.: Наука, 1980. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 348).
8. Носовский М. Ф., Коненкова И. Д., Богданович Е. М. О границе эоцена и олигодена на юге Украины. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, 1984, с. 82—94.
9. Martini E. Standart tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. — In: Proc. 11 Plankt. Conf. Roma, 1970; Roma, 1971, p. 739—785.
10. Okada H., Bukry D. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation. — Marine micropaleontology, 1980, N 5, p. 321—325.

УДК 551.762.3(470.62)

П. В. БИГУН (СевКавНИИГаз)

Келловейские отложения Западной Кубани

В отличие от Восточной Кубани, где келловейские отложения широко развиты (рис. 1), имеют значительную мощность и вскрыты большим количеством скважин, в Западной Кубани соответствующие им по стратиграфическому положению отложения практически не изучены. Так, в пределах Тимашевской ступени и Западно-Кубанского прогиба они пройдены всего лишь 11 скважинами с единичными отборами керн. Свыше 10 скважин вскрыли эти отложения на юго-восточном замыкании прогиба в условиях их сравнительно неглубокого залегания (площади Победа, Самурская, Безводная и Дагестанская). Далее на юго-восток они полностью выклиниваются. Существует мнение о незначительной их мощности и фрагментарном развитии [1].

В пределах платформенной части Западно-Кубанского прогиба и Тимашевской ступени до недавнего времени не было выявлено ни одной залежи с промышленными запасами углеводородов в мезозойских отложениях (в 1985 г. в результате бурения Суворовской параметрической скважины открыта залежь газа в нижнемеловых отложениях). Одна из причин этого — слабая изученность геологического строения территории, которая оценивается как прогнозная (имеется фонд глубокозалегающих структур — Южно-Мышастовская, Красносельская, Динская). Для ввода данных структур в поисковое бурение необходимо детальное изучение разреза мезозойских отложений и определение характера размещения коллекторов. С этой целью было развернуто параметрическое бурение, в результате которого установлена промышленная газоносность нижнемеловых отложений, а также значительно изменились сложившиеся представления о генетическом типе и особенностях распростране-

ния терригенных келловейских отложений. Последние могут оказаться перспективными на нефть и газ.

В большинстве случаев келловейские отложения на рассматриваемой территории выделялись условно. К ним относились терригенные сероцветные образования, залегающие под известковой толщей оксфорда—киммериджа или под красноцветами киммериджа—титона. В последнем случае они выделялись иногда в качестве базальной сероцветной пачки. Отложения, как правило, мощностью 30—70 м, повсеместно залегают с несогласием на глинистых и вулканогенных породах нижней—средней юры, имеют прибрежно-морское происхождение.

В скв. 1 (Казачья площадь) келловейские отложения подстилаются вулканогенными (рис. 2) предположительно ранне-среднеюрского возраста и перекрываются существенно мергельной толщей мощностью 170 м с комплексом (*Astarte cf. pulla* Roem., *Astarte cf. minima* Phillips, *Modiola* sp. indet., позднебайос-келловейского возраста (интервал 4574—4579 м). Представлены серыми кварцевыми разнородными неотсортированными глинистыми песчаниками с гравием и шламозитом с медианным размером обломков 0,18 мм (максимум 1,6 мм), а также серыми алевролитами с тонкими прослоями черных аргиллитов, содержащими углистые остатки стяжения пирита. Сходные образования вскрыты скв. 3 (Западно-Медведовская площадь), скв. 2 (Медведовская площадь). В первой они представлены серыми крупнозернистыми сильноизвестковистыми песчаниками с углистыми остатками и прослоями аргиллитов во второй — в верхней части разреза обнаружены туфогенные песчаники (см. рис. 2).

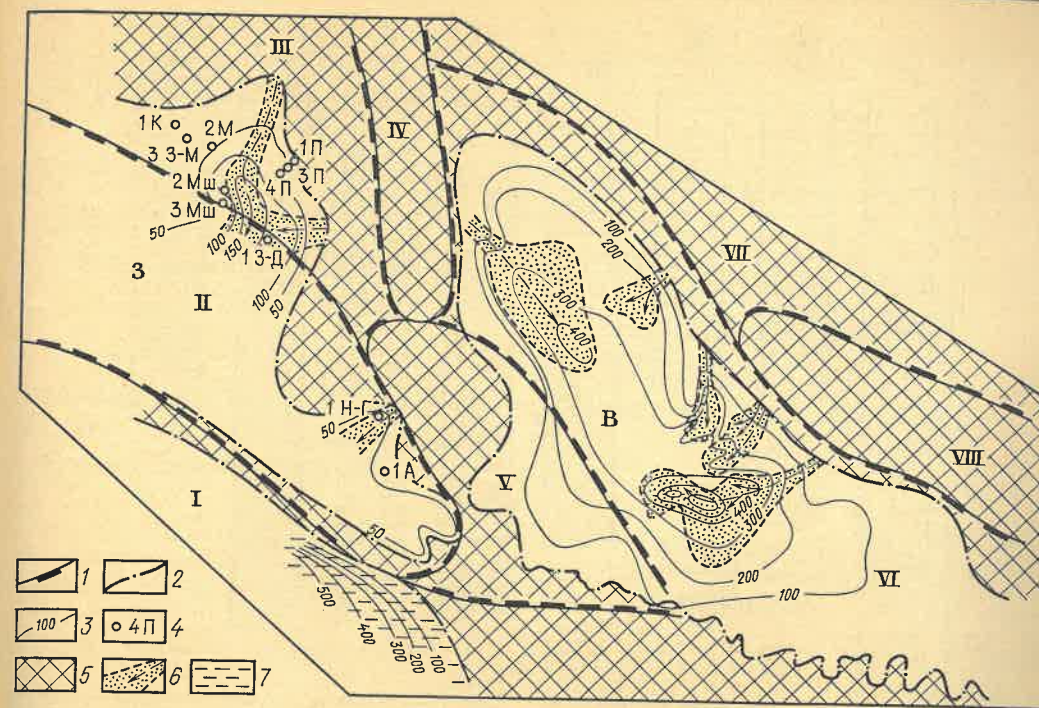


Рис. 1. Схема распространения келловейских отложений в Западно-Предкавказье

1 — границы основных тектонических элементов: I — мегантиклинорий Большого Кавказа, II — Западно-Кубанский прогиб, III — Тимашевская ступень, IV — Каневско-Березанский вал, V — Адыгейский выступ, VI — Восточно-Кубанская впадина, VII — Расшеватско-Кропоткинская зона поднятий, VIII — Армавири-Невинномисский вал; 2 — границы распространения келловейских отложений и зон с преобладанием морских условий седиментации; 3 — изопахиты, м; 4 — номер скважины с указанием площади (А — Арешинская, 3-Д — Западно-Динская, 3-М — Западно-Медведовская, К — Казачья, М — Медведовская, Н-Г — Новогурийская, П — Платиновская); 5 — зоны с преобладанием аллювиально-дельтовых обстановок седиментации (стрелкой показано направление переноса обломочного материала); 6 — флишевые отложения Западного Кавказа; 7 — флишевые отложения Восточно-Кубанский келловейские бассейны седиментации

К югу от указанной территории (Мышастовская площадь) келловейские отложения залегают на глинистых осадках средней юры. В скв. 3 они представлены серыми крупнозернистыми песчаниками алевролитами, в кровле которых отмечаются песчаные органогенно-обломочные известняки с оолитами. Выше них из толщ темно-серых мергелей (интервал 5454—5461 м) определены *Liosrea sandalina* (Goldf.), *L. cf. accuminata* Sow., *Astarte* sp. indet., *Oxytoma* ex gr. *munsteri* (Bonn.), *Pina* sp. indet. позднеюрского возраста. В скв. 2 мощность отложений несколько увеличивается; на основании микрофауны они датируются келловеем—оксфордом—киммериджем. На Платиновской площади келловейские отложения представлены серыми с зеленоватым оттенком кварцевыми песчанистыми алевролитами.

Параметрической скв. 1 (Западно-Динская площадь) вскрыты келловейские отложения, отличающиеся как по мощности, так и по составу (см. рис. 2). Здесь на среднеюрских аргиллитах несогласно залегают горизонт (мощностью 20 м) светло-серых мелкообломочных гравелитов с горизонтальной отдельностью и обломками размером до 5—6 мм. Гравелиты литокластически-кварцевые с каолинит-гидрослюдистым (до 15%) цементом, местами встречается карбонат. Среди нека-

таных и полуокатанных обломков преобладают кварц, ожелезненные аргиллиты, аргиллиты с прожилками кварца, кварцевые алевролиты и эффузивы кислого состава. Выше залегает толща мощностью 65 м, состоящая из прослоев песчаников (2—15 м) и аргиллитов (2—8 м). Песчаники кварцевые разнородные (размером обломков 0,15—0,5 мм), плохоотсортированные, светло-серые, содержат крупные углефицированные растительные остатки; цемент — каолинит-гидрослюдистый и гидрослюдистый. Каолинит нередко является вторичным и замещает гидрослюда и полевые шпаты. В некоторых разностях встречаются зерна карбоната, преимущественно обломочного происхождения.

Глинистые прослои представлены серыми гидрослюдистыми аргиллитами со сферолитами сидерита. Наблюдаются многочисленные различно ориентированные поверхности скольжения (ископаемые почвы). Выше залегает толща (мощностью 40 м) известковистых алевролитов и мелкозернистых кварцевых известково-глинистых алевролитов с отпечатками раковин с заметным рельефом, органогенными обломками, остатками фораминифер (*Lenticulina* aff. *embolica* Mak., *L. aff. tumida* Mjatl., *L. sp.*) и остракод предположительно келловейского возраста (интервал 5316—5320 м). Из темно-серых мергелей (ин-

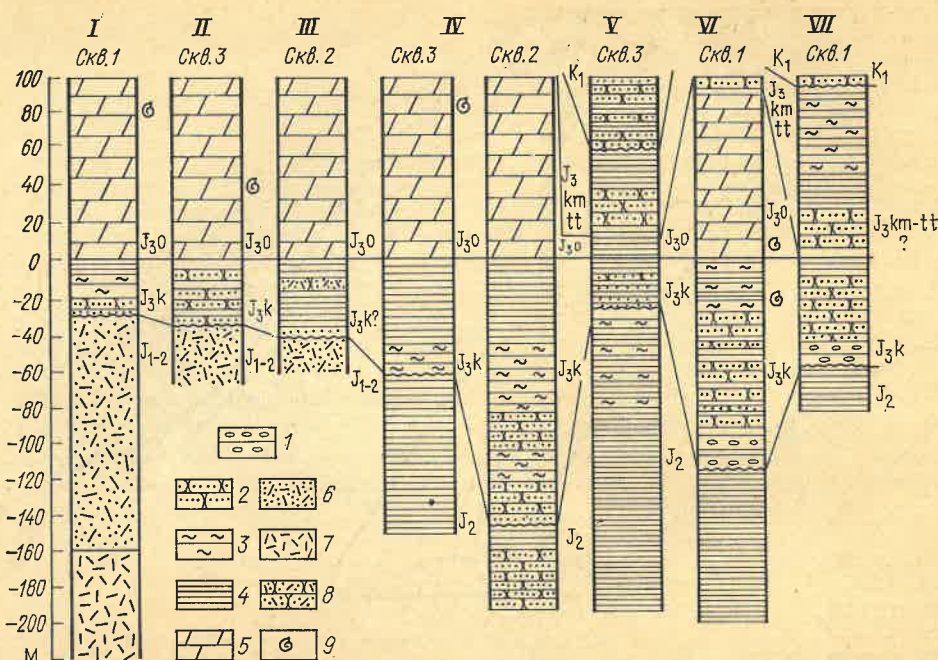


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов келловейских отложений Западной Кубани

Площади: I — Казачья, II — Западно-Медведовская, III — Медведовская, IV — Мышастовская, V — Платнировская, VI — Западно-Динская, VII — Новогурий-

тервал 5285—5292 м) установлены фораминиферы *Pseudocyclamina* sp. (очень много), *Quinqueloculina*? aff. *vitrea* Ant (litt.), *Pseudonodosaria* aff. *humilis* Roem., *Lenticulina* aff. *praerussiensis* Mjatl., *L.* aff. *enodata* Mak., *Astacolus*? aff. *condatus* Hoffm., *Dentalina* sp. и остракоды оксфорд-кимериджского возраста (определения С. А. Бондаренко). Сходные крупнозернистые песчаники и гравелиты (мощностью 62 м) обнаружены в юго-восточной части изучаемой территории на Новогурийской площади.

Таким образом, на ряде площадей в основании морских келловейских осадков выделяется толща грубообломочных пород с каолинитом и углистыми остатками, по-видимому, аллювиального происхождения. Подобные соотношения установлены нами ранее [2] для Восточно-Кубанского бассейна седиментации, где аллювиально-дельтовые образования слагают самую нижнюю часть верхнеюрских отложений и по вертикали, а также по латерали (в юго-западном направлении) сменяются морскими осадками (см. рис. 1).

На основании вышеизложенного можно сделать предположение о широком развитии келловейских отложений в глубокопогруженных зонах Западно-Кубанского прогиба, где существовал самостоятельный бассейн седиментации, обломочный материал в который поступал с речным стоком с Каневско-Березанского вала и Тимашевской ступени. Вероятно, этот бассейн распространялся на северо-запад, в акваторию Азовского моря. Зона с преобладанием аллювиальных осадков к югу и юго-западу сменялась морскими флишевыми образованиями Западного Кавказа (см. рис. 1).

ская; 1 — гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — мергели; 6 — туфы кислого состава; 7 — эффузивы кислого состава; 8 — туфы-песчаники; 9 — местонахождения фауны

Несмотря на незначительное количество и некоторую неоднозначность микропалеонтологических определений, можно считать, что описываемые отложения, вероятнее всего, занимают стратиграфический объем от верхов бата до келловей, что соответствует юбилейной свите Восточной Кубани (В. Л. Егоян, 1975 г.). Это подтверждает сходство тектонических и седиментационных процессов, происходивших в Восточной и Западной Кубани в позднеюрское время. Так, в Восточной Кубани в течение позднеюрского тектонического цикла сформировалась внутриплатформенная Восточно-Кубанская впадина северо-западной ориентировки с полным набором формаций (В. Е. Халин, 1964 г.), присущих одному тектоническому циклу, общей мощностью 2,5 км. По-видимому, есть основания говорить о наличии сходной впадины в Западной Кубани под современной структурой Западно-Кубанского краевого прогиба и Тимашевской ступени. В настоящее время немногочисленными скважинами (см. рис. 1) вскрыты лишь крайние части этой впадины (общей мощностью позднеюрских формаций до 0,8 км). Большая часть ее остается пока не изученной из-за значительных глубин залегания. Однако именно на этой территории, исходя из установленных обстановок седиментации, прогнозируются более полные разрезы келловейских отложений с преобладанием в их составе песчаных образований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байрак И. К. Нефтегазоносность мезозойских краевых прогибов Предкавказья. М.: Наука, 1982.

2. Бигун П. В. Новые данные о геологическом строении и палеогеографии келловейских отложений глубокопогруженных зон Восточной Кубани. — В кн.: Поиски и разведка га-

зовых месторождений на поздних стадиях освоения газодобывающих районов. М., 1984, с. 40—50.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 550.311 : 551.72+521.2

Л. И. САЛОП (ВСЕГЕИ)

Переломный этап в геологическом развитии Земли на рубеже раннего и позднего докембрия и лунно-земные связи

В начале позднего докембрия в интервале времени 1900—1600 млн. лет, который автором относится к раннему неопротозою,* произошли важные глобальные события, определившие резкое изменение многих геологических явлений на протяжении всей последующей эволюции планеты. Вследствие исключительности и яркого выражения в «каменной» летописи докембрия они, естественно, привлекали внимание геологов, но значение их было оценено сравнительно недавно [4, 5]. Вместе с тем причина, обуславливающая совокупность своеобразных глобальных явлений, оставалась загадочной. В статье очень кратко изложены основные геологические, изотопно-геохимические, палеомагнитные и астрономические данные, касающиеся обсуждаемой проблемы, а также приведено их истолкование.

Геологические данные. На протяжении всего раннего неопротозоя, длительность которого превышала 300 млн. лет, на всех континентах имели место весьма интенсивные тектонические движения, выразившиеся в раздроблении земной коры и образовании многочисленных систем разломов, к которым приурочены рифты, грабены и другие тафrogenные структуры. Некоторые из них прослеживаются на сотни и даже тысячи километров, пересекая все более древние структуры континентов.

В приразломных прогибах и грабенах в то время накопились существенно континентальные осадочно-вулканогенные толщи с очень большим количеством субаэральных вулканитов. Осадочные породы имеют преимущественно аллювиальное, озерно-аллювиальное и золовое происхождение. Морские, точнее терригенные прибрежно-морские, отложения среди них отсутствуют или очень редки. Только в самой верхней части рассматриваемого комплекса они встречаются уже в значительном количестве и сложены прибрежными терригенными образованиями с редкими прослоями карбонатов.

Осадочно-вулканогенные толщи на всех континентах весьма похожи и в совокупности представляют собой своеобразный стратиграфический уровень. Для них характерно чередование вулканитов, главным образом кислых и отчасти субщелочных (риолитов, риолито-дацитов и трахириолитов), туфолав (игнимбритов), туфов и обломочных пород — преимущественно псаммитов, псефитов, реже алевроитов. Вулканиты и осадочные породы часто обладают первичной красной окраской. Кислые и субщелочные вулканиты доминируют в средней части полных разрезов, но иногда слагают почти целиком весь вскрытый разрез комплекса, основные и средние (базальты и андезиты-базальты) имеют подчиненное значение, в большом количестве они развиты среди некоторых прибрежно-морских отложений в верхах комплекса. С вулканитами ассо-

* Этот период времени другие геологи относят к концу раннего протерозоя (мезопротозоя) или же к среднему протерозою.

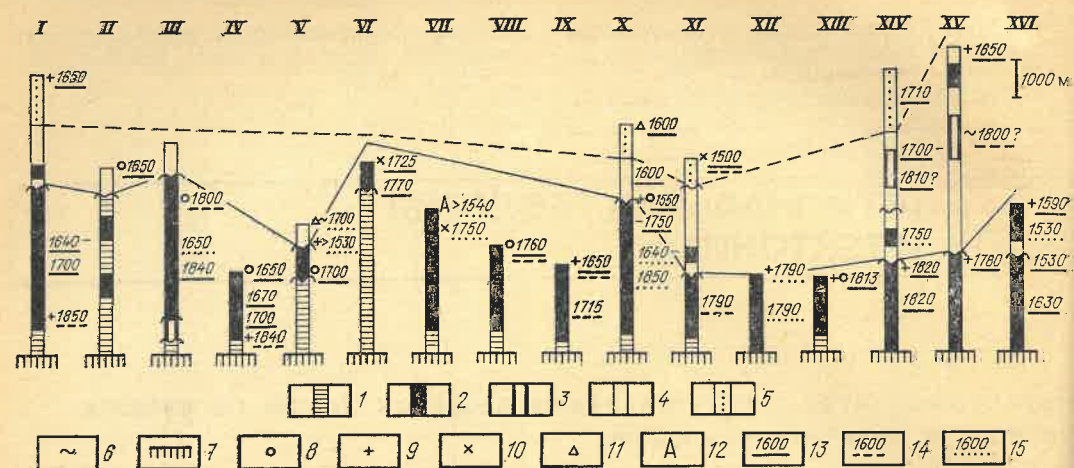


Рис. 1. Строение разрезов нижнего неопротозоя (акитканий) некоторых регионов мира

Разрезы: I — СССР, Прибайкалье, хр. Аkitкан (акитканская надсерия), II — Прибайкалье, Байкальский хребет (анайская серия), III — Алданский щит (элгетейская свита и др.), IV — Швеция (субиотний), V — СССР, Украина (пугачевская и овручская серии), VI — Канада, провинция Черчилл (серия Нижний Дубонт), VII — Канада, п-ов Лабрадор (серия Летития-Лейк), VIII — Южная Гренландия (серия Киписарко), IX — США, штат Аризона (серия Ред Рок), X — Южная Америка, Гвианский щит (серия Кучиверо и Рорайма), XI — Южная Африка, ЮАР (серия Ватерберг), XII — Экваториальная Африка, Танзания (серия Кейт), XIII — Северо-Западная Африка (серия Аюн-Малек), XIV — Северная Австралия (серия Уайтутер и др.), XV — Северо-Восточная

Австралия (серия Аргилла и др.), XVI — Южная Австралия (серия Мунейби и др.); литологический состав: 1 — нижние континентальные терригенные толщи, 2 — кислые вулканы, 3 — основные вулканы, 4 — верхние континентальные терригенные толщи, 5 — прибрежно-морские существенно терригенные толщи; 6 — стратиграфическое несогласие, 7 — угловое несогласие с подстилающими образованиями нижнего докембрия; датированные интрузивные породы (значки справа от колонок): 8 — граниты-рапакиви, 9 — граниты, 10 — сенииты, 11 — диабазы (дайки и силлы), 12 — анортозиты; методы изотопных датировок: 13 — Pb-Sr, 14 — U-Pb, 15 — K-Ar; корреляционная линия: сплошная — граница хибеленского и чайского литостратиграфических комплексов, штриховая — нижняя граница развития прибрежно-морских отложений

пируют комагматичные гипабиссальные и мезоабиссальные интрузии гранитоидного или габброидного состава.

Для осадочных толщ типично чередование пород с различной степенью сортированности обломочного материала. Наряду с грубыми аркозами, литокластическими песчаниками, полимиктовыми конгломератами и агломератовыми брекчиями в некоторых частях разреза присутствуют хорошо сортированные кварциты (кварцито-песчаники), иногда с прослоями высокоглиноземистых сланцев, сформировавшихся в результате переотложения продуктов кор выветривания. В породах часто наблюдаются различные текстурные признаки, определенно указывающие на обстановку осадконакопления, — косая слоистость, многочисленные трещины усыхания, знаки ряби и мегаряби. Весьма широко развиты текстуры сингенетического смятия.

В субиотнических песчаниках Швеции установлены ископаемые эоловые дюны, перемежающиеся в разрезах с дюнами, возникшими во влажных, но

тоже континентальных условиях [13]. Такие образования присутствуют и в других районах. Осадочно-вулканогенные толщи нижнего неопротозоя, широко развитые на всех континентах, в разных районах выделяются под собственными названиями, которые здесь перечислить невозможно (их много десятков). Некоторые из них приведены в подписи к рис. 1. На этом рисунке крайне схематично изображено общее строение разрезов. Мощность серий (надсерий) колеблется в широких пределах, в отдельных районах достигает 10 км.

Наиболее полные и относительно хорошо изученные разрезы раннего неопротозоя находятся в Байкальской горной области (хр. Аkitкан) и Северной Австралии — на плите Кимберли и в ее обрамлении, а также в мантильных зонах Пайн-Крик и Лейчхардт [5, рис. 35 и 43]. В качестве обобщающего названия (синонима) нижнего неопротозоя предложен термин «акитканий». Австралийские геологи выделяют соответствующие образования как средний протерозой или карпентарий.

Рассматриваемые отложения повсюду залегают резко несогласно на различных более древних породах докембрия и перекрываются, как правило, также несогласно более молодыми толщами неопротозоя, относимыми уже к рифею. Строение подразделений нижнего неопротозоя довольно сложное. В ряде районов они состоят из двух или нескольких серий, разделенных несогласиями, и внутри самих серий часто бывают перерывы. Для вулканических и plutонических пород имеется большое число изотопных датировок, полученных различными методами. Наиболее достоверные определения возраста (преимущественно Rb-Sr изохронным и U-Pb по циркону методами) обычно располагаются в интервале времени от 1850 до 1600 млн. лет; единичные датировки указывают как на несколько более ранних (до 1900—1930 млн. лет), так и на более поздний (до 1500 млн. лет) возраст вулканитов. Многочисленные хорошие U-Pb датировки крупных массивов гранитов приходятся на время 1750 ± 50 млн. лет.

Проявления интрузивного магматизма в раннем неопротозое связаны пространственно и генетически с кислыми вулканитами. Широко распространены разнообразные гранитоиды — калиевые существенно микроклиновые граниты, граносенииты, гранодиориты и отчасти монзониты. Некоторые микрограниты и гранит-порфиры приурочены к нижней части мощных покровов кислых лав и представляют собой их полнокристаллические разновидности, но чаще такие же граниты слагают самостоятельные тела, прорывающие риолиты и заключенные в них осадочные толщи.

Широко развиты и крупные секущие массивы гранитоидов мезоабиссального типа, обнаруживающие не столь явную связь с вулканитами. Их сходство с последними представляется весьма вероятным на основании близости многих черт минерального и химического состава, а также вследствие приуроченности к районам развития осадочно-вулканогенных толщ; обычно они размещаются в зонах разломов, ранее контролировавших излияния лав. В результате возобновления движений по разломам эти породы вме-

сте с вмещающими вулканитами подвергались сильному расщеплению и приобретали гнейсовидный облик. Вместе с тем в них постоянно присутствуют ксенолиты риолитов и гранит-порфиров, а сами породы в отдельных участках имеют гранофировую структуру, типичную для многих кислых лав и их субвулканических производных. Постмагматическая флюоритовая минерализация, сопровождающая в ряде мест кислые лавы, обычна и для гранитоидов.

Исключительно характерны граниты рапакиви, с которыми нередко ассоциируют анортозиты и габброиды. Основные интрузии всегда предшествовали внедрению кислой магмы, но вскоре после формирования гранитов иногда снова происходили небольшие интрузии основной магмы, обусловившие возникновение даек диабазов, долеритов и габбро-норитов. В некоторых сложных массивах рапакиви присутствуют две генерации даек диабазов, разделяющие различные этапы внедрения гранитной магмы. Плутонические тела рапакиви нередко имеют большие размеры (до 30 тыс. км², массив Паргуаза в Венесуэле). Многие массивы представляют собой лакколитоподобные плоские, почти горизонтальные тела, подошва которых располагается на границе Конрада.

Рапакиви обычно ассоциируют с кислыми лавами и часто содержат их ксенолиты, однако пространственная связь их с последними не такая тесная, как у вышеупомянутых комагматических гранитов. В то же время рапакиви обнаруживают многие общие геохимические черты с этими гранитами и кислыми лавами. Изотопные датировки подавляющего числа массивов рапакиви находятся в интервале 1820—1600 млн. лет, но известны единичные или немногочисленные тела, имеющие как более древний, так и более молодой возраст.

Анализ геологических и петрологических данных о генезисе рапакиви позволяет считать, что эти своеобразные породы образовались в каких-то особых термальных и тектонических условиях, господствовавших в раннем неопротозое. К ним относятся: весьма длительный период термальной активности, общее растяжение земной коры

и преимущественное развитие дизъюнктивной тектоники. Магмообразование в значительной мере было обусловлено снижением давления в приразломных зонах растяжения, а также в нижней части земной коры или даже в подкоровом слое.

Геологические наблюдения и изотопные датировки свидетельствуют о том, что интрузии рапакиви, как и других гранитоидов, происходили неоднократно на протяжении всего раннего неопротозоя. Этим интенсивные процессы гранитоидного плутонизма раннего неопротозоя резко отличаются от проявлений кислой магмы в течение всей геологической истории, которые, как правило, были приурочены к эпохам диастрофизма, разделенным длительными атектоническими паузами. В ряде случаев установлено значительное расхождение радиометрических возрастов, полученных U-Pb методом по циркону и Rb-Sr методом по валовым пробам кислых лав и коматических гранитов. Цирконовые датировки всегда показывают более древний возраст, чем рубидий-стронциевые. В Швеции, например, цирконы из гранитов и лав датировались в 1840 млн. лет, а валовые пробы этих же пород — около 1645 ± 20 млн. лет [7]. Аналогичные результаты получены и для соответствующих пород Байкальской горной области.

Расхождение значений возраста слишком велико, чтобы его можно было объяснить только различным вре-

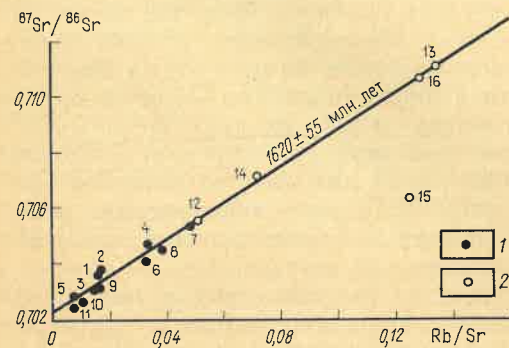


Рис. 2. Рубидий-стронциевая мантийная изохрона для кайнозойских океанических и мезозойских континентальных толеитовых базальтов [8]

1 — океанические, 2 — континентальные ассоциации; 1—8 — толеитовые базальты различных групп островов; 9—11 — толеитовые базальты океанического дна; 12—16 — континентальные толеиты (долериты) из Антарктиды, Южной Африки, Южной Америки и Тасмании

менем спонтанного закрытия U-Pb и Rb-Sr систем. Более вероятно, что датировки по циркону отражают время образования лав и гранитов, а Rb-Sr датировки — окончание продолжительного прогрева пород, в течение которого осуществлялась гомогенизация изотопов Rb и Sr.

Изотопно-геохимические данные. Сущность тектоно-магматических явлений раннего неопротозоя в значительной мере раскрывают изотопно-геохимические исследования позднемезозойских и кайнозойских базальтов, удивительно сохранивших «память» о рассматриваемых событиях отдаленного прошлого. К. Брукс и др. [8], исследуя изотопный состав мезозойско-кайнозойских толеитовых базальтов океанических островов и срединно-океанических хребтов, а также молодых континентальных долеритов толеитового состава, установили, что в них усредненные значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr, определенные по многим образцам из отдельных групп выходов (или островов), обнаруживают четкую положительную корреляцию на Rb-Sr изохронной диаграмме (рис. 2). Полученная аппроксимирующая линия, наклон которой отвечает возрасту 1620 ± 55 млн. лет, трактуется как мантийная изохрона, характеризующая время возникновения и обособления химически изолированной астеносферы в прежде однородной мантии.

Реальность датировки этого чрезвычайно важного геологического события подтверждается изотопными исследованиями молодых океанических базальтов Pb-Pb методом, проведенными М. Татсумото [17]. Они также показали возраст мантийной изохроны в интервале 1500—1800 млн. лет. С. Саном [15, 16] и другими авторами в общем получены аналогичные результаты, согласно которым мантийные Rb-Sr и Pb-Pb изохроны отвечают довольно длительному периоду — от 1900 (2000) до 1600 (1500) млн. лет (рис. 3). Геологическая трактовка мантийной изохроны несколько лет назад была дискуссионной; но сейчас почти все исследователи разделяют мнение К. Брукса и др.

Как видно, возраст мантийной изохроны очень хорошо совпадает с вре-

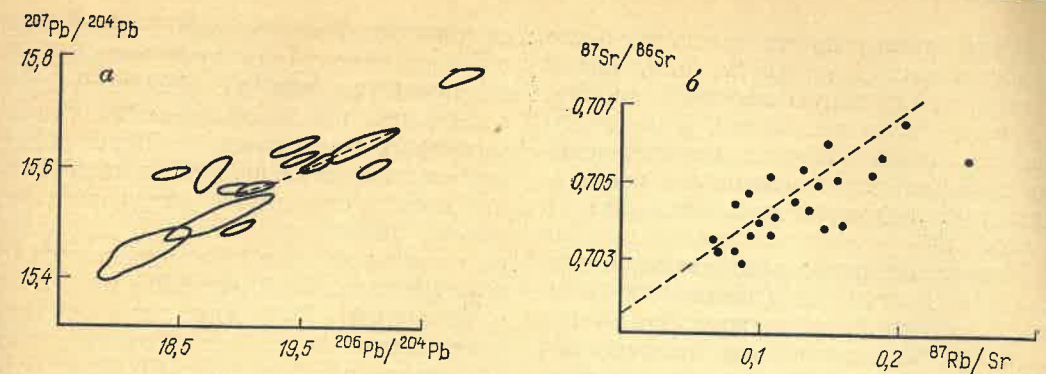


Рис. 3. Соотношение изотопов свинца (а) и стронция (б) в щелочных базальтах и толеитах океанических областей [16]

Наклон пунктирной линии соответствует возрасту около 1,8 млрд. лет

менем проявления глобальных тектоно-магматических событий раннего неопротозоя. Поскольку мезозойско-кайнозойские базальты являются продуктом плавления современной астеносферы, которая возникла уже 1900—1600 млн. лет назад, можно полагать, что все другие базиты, образовавшиеся после рассматриваемых событий — от рифея до настоящего времени — также являются ее дериватами. Как считают многие авторы, астеносфера до неопротозоя не существовала или была локальной и едва выраженной. Следовательно, термально-тектонические процессы раннего неопротозоя знаменовали крупнейший перелом в

геохимической и тектоно-магматической эволюции нашей планеты.

Палеомагнитные данные. Проведенный П. Шмидтом и Б. Эмблтоном [14] анализ данных о палеомагнетизме докембрийских пород Африки, Австралии, Северной Америки и Гренландии, сформировавшихся в интервале 2,3—1,6 млрд. лет, позволил установить, что магнитные полюса, определенные на всех упомянутых континентах, в течение каждого отрезка времени в пределах указанного интервала располагались кучно (один около другого) в общей полосе их блуждания (рис. 4). Очевидно в конце мезопротозоя и в раннем неопротозое кон-

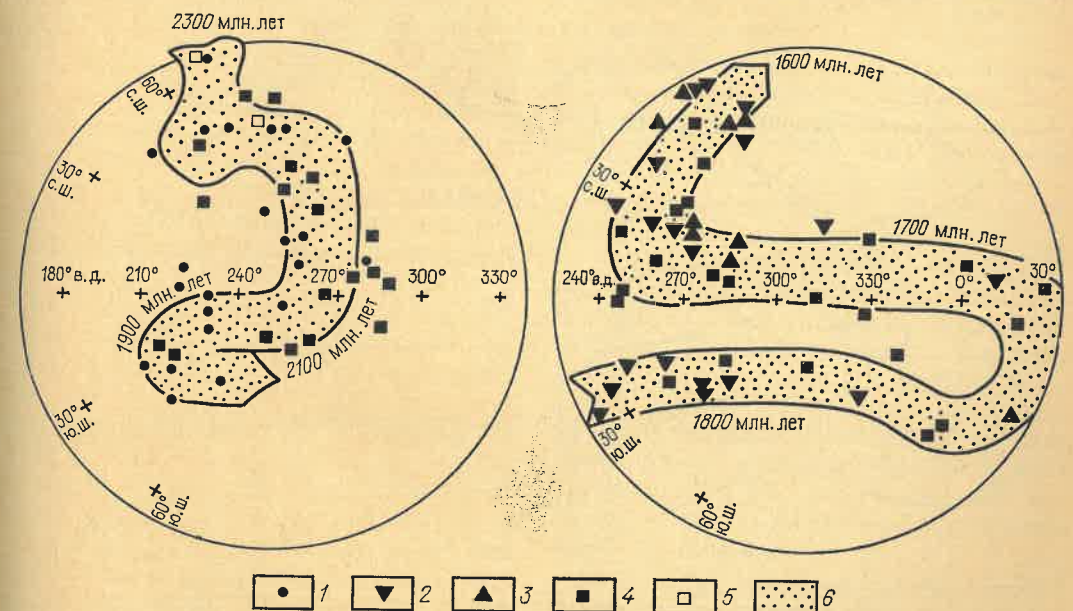


Рис. 4. Сферическая проекция общего пути кажущегося перемещения магнитных полюсов для различных континентов [14]

6 Советская геология № 1 — 1987 г.

1—4 — полюса: 1 — Африки, 2 — Австралии, 3 — Гренландии, 4 — Северной Америки; 5 — то же, для обратной стороны полушария; 6 — путь перемещения

тиненты занимали то же положение относительно друг друга, или, иначе говоря, имели такую же ориентировку, как и в настоящее время, и никакого значительного поворота («хаотического дрейфа») континентов по отношению друг к другу в этом интервале не было.

Названные авторы полагают, что в позднем докембрии (после 1600 млн. лет) тектонический режим Земли изменился. Для него было типично общее значительное (в два раза) расширение планеты, а затем, уже в фанерозое, такой же его глобальной особенностью явился дрейф континентов (литосферных плит). Вопрос о подобном изменении режимов нам представляется весьма спорным, а предполагаемое грандиозное расширение Земли — ничем не обоснованным и даже противоречащим известным геологическим и физическим данным. Кроме того, совершенно неправдоподобно, чтобы континенты (или литосферные плиты), испытавшие в фанерозое значительные горизонтальные перемещения и вращения, в настоящее время снова приняли положение, которое они занимали в докембрии.

Общий путь кажущегося перемещения магнитных полюсов показан П. Шмидтом и Б. Эмблтоном на двух

сферических проекциях Земли, несколько повернутых друг относительно друга (см. рис. 4). Если этот путь изобразить на одной общей (поликонической) проекции, то будет ясно, что «магнитная дорожка» представляет собой огромную эллипсовидную петлю, вытянутую широтно в приэкваториальной зоне, а ее сравнительно прямые начальный (от 2300 млн. лет) и конечный (1600 млн. лет) отрезки соединяются в районе современного Северного полюса (рис. 5). Как видно, собственно магнитная петля возникла в интервале времени 1900 (2000)—1650 млн. лет, т. е. в раннем неопротозое (ее мы предлагаем называть «акитканская петля»).

Не останавливаясь подробно на обсуждении палеомагнитных данных, отметим, что изложенные выше результаты палеомагнитных исследований лучше всего могут быть объяснены или перемещением магнитного полюса относительно неподвижной литосферы, или (и) перемещением литосферы в целом (или одинаково дрейфующих крупных ее частей) относительно нижней мантии при неподвижном положении полюса. При этом мы хотим главным образом обратить внимание на существование в раннем неопротозое какого-то исключительного глобально-

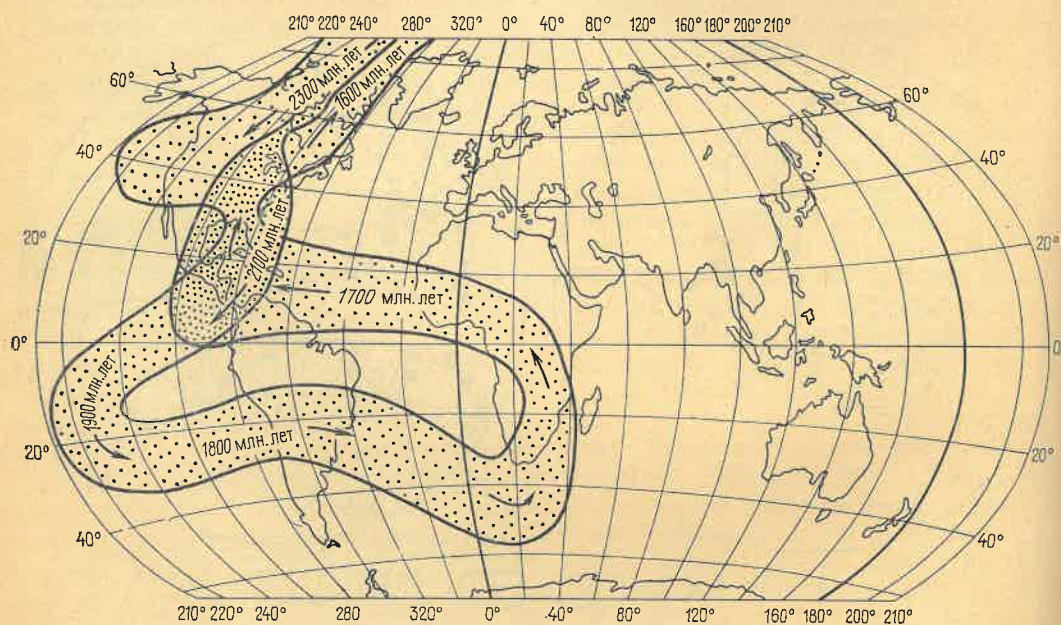


Рис. 5. Поликоническая проекция общего пути кажущегося перемещения магнитных полюсов, показанного на рис. 4

го события, обусловившего резкое изменение геомагнитного поля, нашедшее отражение в образовании гигантской «акитканской петли». В течение всей последующей геологической истории (и, возможно, предыдущей, для которой надежные палеомагнитные данные отсутствуют) такие события не происходили. Известны только небольшие, намного меньшие, чем описанные выше, изгибы траектории перемещения полюса, причем их образование было приурочено к крупным диастрофическим эпохам (например, «гринвильская излучина», связанная с одноименным орогенезом).

Астрономические данные. Рассмотрим явления, которые могли бы иметь место в эволюции гравитационной системы Земля—Луна и непосредственно влиять на ход геологических событий в раннем неопротозое. Большинство ученых признают гипотезу о захвате Луны, ранее возникшей в том же протопланетном облаке, что и Земля. В результате гравитационного взаимодействия Луна, постепенно приближаясь к нашей планете, была захвачена в ее орбиту и стала спутником. Проследивая историю движения Луны по орбите в геологическом прошлом, У. Манк и Г. Макдональд [1, 10], Х. Герстенкорн [9], а также многие другие астрономы установили, что Луна в интервале времени 1000—2000 млн. лет находилась очень близко к Земле, а позднее начала удаляться от нее. Непосредственными астрономическими наблюдениями и письменными свидетельствами (в том числе древними рукописями) о солнечных затмениях отмечено уменьшение скорости вращения Земли на две секунды за 105 лет.

Данные изучения ископаемых кораллов, на которых фиксированы сезонные (суточные) пояски, показывают, что с начала силура (т. е. с 440 млн. лет) продолжительность года уменьшилась от 407 до 365 сут. (в настоящее время), соответственно возросла продолжительность самих суток от 21,5 до 24 час. Это могло произойти только в результате уменьшения скорости вращения Земли вокруг своей оси и одновременного возрастания расстояния между Землей и Луной.

Все замедление орбитального движения Луны и преимущественное замедление вращения Земли были обусловлены приливным взаимодействием этих двух тел.

Однако на систему Земля—Луна влияют многие факторы, которые трудно учесть. Поэтому ее эволюцию можно рассчитать только очень приблизительно. К таким факторам относятся: распространение в прошлом мелководных эпиконтинентальных морей, поглощающих значительную часть приливной энергии; вязкость астеносферы, изменяющаяся в зависимости от термального режима недр; горизонтальные и вертикальные перемещения крупных масс литосферы и подстилающей мантии; изменение формы Земли.

Х. Герстенкорн, экстраполируя известные данные, первоначально считал, что Луна должна была находиться на кратчайшем расстоянии от Земли примерно 2,5 млрд. лет назад. Кратчайшее расстояние он принимал равным приблизительно трем земным радиусам (R_g), что почти совпадает с пределом Роша ($2,8 R_g$), внутри которого массивный спутник разбивается на части. Впоследствии этот исследователь установил, что такое сближение должно было произойти между 1600 и 1400 млн. лет. По расчетам Г. Макдональда, самое тесное соседство Луны и Земли (на расстоянии $2,72 R_g$) имело место 1,79 млрд. лет назад. Тогда и произошло событие, названное У. Манком [12] «событием Герстенкорна». У. Манк охарактеризовал его как крупную катастрофу — высокие (до 1 км) океанские приливы по несколько раз в сутки обрушивались на сушу, диссипируя энергию, достаточную для полного испарения океанов. Это должно было сопровождаться образованием мощной атмосферы, которая обусловила дополнительный сильный разогрев вследствие парникового эффекта. Тогда можно предположить, что все указанные явления должны были бы уничтожить жизнь на Земле.

Между тем в геологической летописи Земли такие катаклизмы не фиксируются. Своеобразные, во многом необычные события раннего неопрото-

зоя, о которых говорилось выше, не имели столь катастрофического выражения. Признаки грандиозной океанической абразии суши неизвестны и, по-видимому, отсутствуют; эпиконтинентальные моря резко сократились, но следы существования воды на поверхности суши в виде русловых потоков и озерных отложений фиксируются вполне отчетливо. Органические остатки, правда редкие, все же имеются в локально вклинивающихся прибрежно-морских отложениях, особенно в тех, которые слагают верхнюю часть акиткания. Вместе с тем температура на поверхности планеты была высокой, о чем свидетельствуют присутствие многочисленных следов усыхания, широкое развитие золотых отложений, красная окраска многих пород и другие признаки жаркого климата. Вероятно, тогда действительно происходило очень сильное испарение воды, но предполагаемого чудовищного разогревания, безусловно, не было.

К сожалению, для рассматриваемого времени нет изотопных данных о палеотемпературе морской воды. Однако можно предполагать, что температура земной поверхности была тогда несколько выше, чем в мезопротозое (60°C , по отношениям $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ и δD [5]). Но температура даже порядка 100°C не могла быть губительной для синезеленых бактерий, поскольку в настоящее время они живут и размножаются в кипящей воде источников. Об отсутствии катастрофического разогревания свидетельствуют также данные изучения горных пород поверхности Луны, при котором не обнаружено резких повышений температуры после 3 млрд. лет существования спутника.

Итак, можно считать, что «событие Герстенкорна» в том виде, как его представляли В. Манк и другие авторы, не существовало. К этому выводу сейчас пришли многие исследователи (А. С. Монин, 1979 г.; Дж. Смит, 1980 г.; В. В. Орленок, 1983 г. и др.). По новым расчетам Д. Миньяра [11], наибольшее сближение Земли и Луны имело место не вблизи зоны Роша, а на расстоянии примерно 10 земных радиусов (в настоящее время Луна

находится на расстоянии 60 Rg).^{*} Поэтому многие явления, которые предсказывали У. Манк и Х. Герстенкорн, проявились в заметно ослабленном виде; но тем не менее они должны были бы быть очень значительными, так как возрастание приливной энергии обратно пропорционально третьей степени расстояния между Луной и Землей.

Период сближения, отразившийся в рассмотренных нами явлениях, судя по изотопным датировкам, был длительным и происходил в интервале 1900 (2000)—1600 млн. лет. Можно полагать, что его начало частично совпадало с концом карельского диастрофизма, завершившего мезопротозойскую эру 2000—1900 млн. лет назад.

Подробное изложение всевозможных геологических аспектов гравитационного воздействия в системе Земля—Луна ввиду их исключительной важности для понимания явлений геодинамики, возникавших в течение всей последующей истории нашей планеты, будет приведено в специальной работе. Здесь только весьма кратко отметим, как должно было отразиться действие приливных сил на геологических процессах раннего неопротозоя. Прежде всего, очевидно, они были ответственны за весьма интенсивные деформации земной коры, выразившиеся в образовании частой сети разломов, в том числе очень крупных и проникающих глубоко в недра. Эти разломы непрерывно возникали, и движения по ним возобновлялись в результате регулярного перекатывания по несколько раз в сутки (особенно сильно дважды в сутки) высоких (около 80 м, по Д. Миньяру) твердых приливных волн, обуславливая, с одной стороны, сильное повышение температуры земной коры и подстилающей верхней мантии, а с другой — снижение там давления. Последнее должно было способствовать уменьшению температуры плавления вещества в верхней части планеты и, следовательно, интенсивному проявлению процессов магматизма.

^{*} По Д. Миньяру, имеющиеся данные не позволяют точно рассчитать время наибольшего сближения планет, во всяком случае, это событие произошло раньше 1 млрд. лет.

Исследования астрономов и геофизиков [2] показывают, что приливные силы, кроме того, вызывают регулярное чередование объемного расширения и сжатия вещества Земли, особенно ее верхних оболочек. Все это, несомненно, должно было в большой мере способствовать обособлению в верхней мантии слоя пониженной плотности и вязкости, или, иначе говоря, астеносферы. Как мы знаем, такое явление и произошло в раннем неопротозое. Возникновение астеносферы должно было бы привести (и привело) к сильному изменению тектонического режима планеты. Поскольку Земля вращается вокруг своей оси быстрее, чем Луна вокруг Земли, возникают мощные приливные силы, с которыми связано перемещение твердых волн земной коры и литосферы в целом по астеносфере в направлении с востока на запад, навстречу вращению Земли. При этом вследствие приливного трения становятся возможными даже отрыв отдельных частей литосферы и их горизонтальное перемещение. Не исключено, что начальная стадия заложения Палеоатлантического океана проявилась уже в раннем неопротозое и выразилась в раздроблении древнего фундамента, дрейфе его отдельных блоков к западу.

Весьма существенно, что в начале неопротозоя наряду с внутриконтинентальными геосинклиналями, исключительно характерными для мезопротозоя, возникли и затем в рифее получили широкое распространение мобильные зоны, расположенные на окраинах океанов вблизи больших континентальных массивов (парагеосинклинали). Важно также отметить, что в неопротозое древний Тихий океан (Палеоцифик) в границах, близких к современным, обрамлял рифейские парагеосинклинали [5]. Как известно, такие окраинные геосинклинали — характернейшие элементы тектонической структуры всего неопротозойского мегахрона [3].

Гипотеза о крупных горизонтальных и вертикальных перемещениях масс, а также других явлениях, вызванных приливными силами (разогрев недр, образование астеносферы, интенсивный магматизм и пр.), вполне согла-

суется с высказанным ранее предположением о возможных причинах возникновения «акитканской петли» в кажущемся (или действительном) перемещении магнитного полюса, так как, кроме дрейфа литосферы, в условиях близкого расположения Луны могли произойти резкие изменения ориентировки оси вращения Земли и соответственно оси магнитного диполя. Не исключена и другая причина возникновения «акитканской петли». Известно, что в лунных породах обнаружена остаточная намагниченность, указывающая на существование в прошлом на Луне магнитного поля. При сближении Луны с Землей воздействие ее магнитного поля должно было непременно сказаться на магнитном поле Земли.

Судя по геологическим материалам и радиометрическим датировкам больших интрузивных масс гранитов, максимум тектоно-магматической активности в период сближения Луны и Земли и соответственно кратчайшее расстояние между этими двумя планетарными телами, вероятно, имели место около 1750 млн. лет назад, после чего началось постепенное расхождение планет. Обращает внимание, что примерно в то же время на «акитканской петле» отмечается резкий поворот траектории в обратном — западном направлении с постепенным выходом к северному полюсу.

Находит объяснение с точки зрения указанной гипотезы и факт широкого распространения в раннем неопротозое рапакиви и анортозитов. Приуроченность зон высоких температур к верхней мантии (астеносфере) и к подошве земной коры, вероятно, обусловила: расположение на границе этих оболочек магматических очагов, питавших интрузии рапакиви; размещение последних вблизи границы Конрада; чередование внедрений основной и кислой магмы и, наконец, присутствие в рапакиви «брошированных» зерен оливина. Уменьшение силы тяжести и объемное расширение верхних оболочек Земли, а также ламинарное течение вещества во время перемещения твердых приливных волн должны были способствовать образованию орбитальной структуры в рапакиви и сегрегации плагноклазовой фракции в

анортозитах. Как полагают некоторые исследователи (например, М. Флауэр, 1984 г.), непереносимыми условиями образования анортозитов являются аномальная среда и дилатация (расширение) вещества в процессе магмообразования.

В отношении проблемы образования океанов ранний неопротозойский этап представляет особый интерес. Как подчеркивалось выше, несмотря на господствовавшие тогда особые термальные (климатические) условия, на континентах все это время существовали отдельные мелководные бассейны, а в конце этапа — даже значительные эпиконтинентальные моря. Поэтому идея о полном испарении воды с земной поверхности представляется совершенно несостоятельной. Но можно считать доказанным факт очень сильного осушения в то время территории, занятой и тогда, и теперь континентами. Известно, что весьма значительные водные массы в виде океанов и внутренних морей существовали уже на самых ранних этапах развития планеты, начиная с катархея. В мезопротозое (2800—2000 млн. лет), т. е. перед началом рассматриваемого этапа, на всех континентах располагались обширные эпиконтинентальные моря.

Возникает вопрос, куда они исчезли в начале неопротозоя? Единственно возможным может быть такой ответ: вода с континентов перетекла в глубоководные и обширные океанические бассейны, которые и тогда помещались где-то в пределах современных океанов. Характерно, что и на современных континентах, кроме их окраин, во все времена отсутствовали настоящие пелагические осадочные отложения, столь типичные для океанов [6]. Таким образом, океаны и континенты являются устойчивыми морфоструктурами Земли первого порядка.

УДК 551.24 : 553.061.2 (477.61/.62)

В. Ф. ЗАРЯ (ПГО «Донбассгеология»)

О роли поперечных структур в размещении оруденения в Никитовском рудном поле

Основные закономерности размещения оруденения в Никитовском рудном поле, описанные ранее, по мере накоп-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М.: Мир, 1964.
2. Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968.
3. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Поздний докембрий и палеозой континентов. Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Л., 1984.
4. Салон Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973.
5. Салон Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982.
6. Хворова И. В. Основные черты седиментации в палеозойских геосинклинальных бассейнах и ее сравнение с седиментацией в современных океанах. — В кн.: Докл. советских геологов на XXVII сессии МГК. Т. 6, ч. 1. М., 1984, с. 3—8.
7. Aberg G., Persson L. Radiometric dating of Precambrian rocks in Småland, SW Sweden. — Geol. Foren. Stockholm Förhandl., 1984, vol. 106, no 4, p. 319—325.
8. Brooks C., Hart S. R. Rb-Sr mantle isochrons and variations in the chemistry of Gondwanaland's lithosphere. — Nature, 1978, vol. 271, no 5642, p. 220—223.
9. Gerstenkorn H. The earliest past history of the Earth-Moon system. — Icarus, 1969, vol. 11, p. 245—274.
10. MacDonald G. J. F. Tidal friction. — Rev. Geophys., 1964, vol. 2, no 3, p. 467—541.
11. Mignard D. F. The evolution of Lunar orbit revisited I and II. — The Moon and Planets, 1979, v. 20, no 3, p. 301—315; 1980, vol. 23, no 2, p. 185—201.
12. Munk W. Once again tidal friction. — Q. J. Roy. Astron. Soc., 1968, vol. 9, p. 352—375.
13. Pulvertaft T. C. Aeolian dune and wet interdune sedimentation in the Middle Proterozoic Dala sandstone, Sweden. — Sediment. Geol., 1985, vol. 44, no 1, 2, p. 93—111.
14. Schmidt P. W., Embleton B. J. A geotectonic paradox. Has the Earth expanded? — J. Geophys., 1981, vol. 49, no 1, p. 20—26.
15. Sun S. S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean island and ocean arc. — Philos. Trans. Roy. Soc. Vol. 297. London, A, 1980, p. 409—445.
16. Sun S. S., Hanson G. N. Evolution of the mantle: geochemical evidences from alkali basalts. — Geology, 1975, vol. 3, no 3, p. 297—302.
17. Tatsumoto M. Isotopic composition of lead in oceanic basalts and implication to mantle evolution. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 38, no 1, p. 63—87.

ления фактического материала уточнялись и расширялись. Вскрытие глубоких горизонтов (1—1,5 км) позволи-

ло не только осветить их строение, но и выявить ряд ранее не замеченных закономерностей на верхних уровнях рудного поля [6 и др.]. Мало изученным осталось влияние на размещение оруденения поперечных структур.

Никитовское рудное поле приурочено к своду Горловской антиклинали, усложняющей западный фланг Главной антиклинали Донбасса. Антиклиналь сложена терригенными образованиями среднекаменноугольного возраста, представляющими собой ритмично чередующиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники, различные по фациальной природе. С континентальными фациями ассоциируют угольные пласты, с морскими — известняки. Примечательной особенностью разреза являются мощные (до 30—100 м) пачки разнородных песчаников, образовавшиеся в условиях палеодолин и вмещающие оруденение.

Сводовая часть антиклинали нарушена системой продольных разрывов, из которых наиболее крупный — Осевой надвиг, прослеженный через всю Горловскую антиклиналь. Секущий надвиг, известный как рудоконтролирующий разрыв Никитовского рудного поля, является восточным фрагментом Осевого надвига, а не обособленной структурой, как это представляется некоторым исследователям [11, 12].

Морфологические особенности Главной антиклинали как складки общего смятия были predetermined генетической связью с Центральнотонбасским глубинным разломом, простирающимся параллельно оси Днепро-Донецкого прогиба, и с системой субмеридиональных и субширотных разломов фундамента, обусловивших ступенчато-блоковое погружение оси антиклинали с востока на запад.

Общепризнано, что определяющее влияние на размещение оруденения на рудном поле оказали продольные разрывные нарушения (надвиги): Железнянский, Секущий, Чернобугорский и др. Эти разрывы образуют взаимосвязанную систему «древовидного» типа, усложняющуюся на верхних горизонтах и упрощающуюся с глубиной. По простирацию рудного поля «древовидный» характер взаимоотношения разрывов в пространстве сохраняется, усложняясь с востока на запад. Секу-

щий (Осевой) надвиг при этом является стержневой структурой [3].

Ртутное оруденение размещается в сводовой и присводовой частях антиклинали как в зонах перечисленных выше надвигов, так и в мощных пластах песчаников (чернокурганских, софиевских, чегарникских, бормутских), пересеченных продольными нарушениями. При этом надвиги в процессе рудообразования играли роль подводящих каналов, открытых полостей и разгруженных зон, не только служивших местами отложения руд, но и выполнявших роль физико-химических барьеров, которые способствовали изменению в пространстве параметров гидротермальных растворов [5]. На рудном поле развито два типа ртутного оруденения: внутрислоевое и зон разломов. Первый связан с мощными пачками разнородных песчаников и распространен в восточной части рудного поля. Оруденение второго типа характерно для западной части поля и связано с зонами разломов без признаков литологического контроля.

Выявлена приуроченность оруденения к брахиантиклиналям, где оно сконцентрировано в поперечных, диагональных и продольных трещинах (Софиевская брахиантиклиналь) или в штокерковых зонах в области перегиба рудовмещающих песчаников в своде антиклинали, при этом отмечаются комбинации с поперечными и другими жилами (Чегарникская брахиантиклиналь). Между брахиантиклиналями рудоносность уменьшается или прерывается.

В поперечном разрезе антиклинали в распределении оруденения наблюдается асимметрия: на южном крыле максимальная глубина оруденения 150—200 м, на северном оно опускается по песчаникам более чем на 0,5 км. Это обусловлено генетическими особенностями рудообразования [5]. Ведущим типом оруденения на северном крыле в софиевских и чегарникских песчаниках является штокерковое, усложняющееся рудными столбами. Этот тип характерен и для бормутского рудного яруса [6].

Неравномерность распределения оруденения обусловлена структурной неоднородностью антиклинали. В основу представления о структурной не-

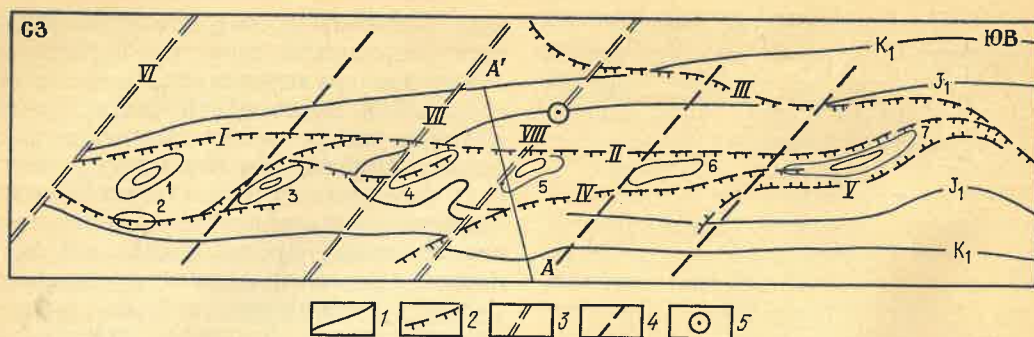


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Никитовского рудного поля

1 — выходы пластов-известняков на поверхность; 2 — надвиги: I — Чернобугорский, II — Секущий, III — Железнянский, IV — Чегарский, V — Восточно-Чегарникский; 3 — разломы первого порядка: VI — Запад-

ный, VII — Заводской, VIII — Софиевский; 4 — разломы второго порядка; 5 — Мичуринское месторождение; брахиантклинали: 1 — Большой Черный Бугор, 2 — Малый Черный Бугор, 3 — Черная Курганка, 4 — Катушка, 5 — Софиевская, 6 — Полукупол Новый, 7 — Чегарникская

однородности сводовой части Горловской антиклинали положена схема изменчивости морфологической формы антиклинали по вертикали и латерали, позволяющая выделить три типа структурной зональности: вертикальную, продольную и поперечную [3].

Вертикальная зональность выделена по смене концентрической верхней части антиклинали на подобную глубоких горизонтов. Контрастность смены подчеркивается развитием в концентрической части, на перегибах свода в крыльях, двух продольных разрывов сколового типа, падающих к осевой плоскости антиклинали и сходящихся на уровне «подобной» части. Эти разрывы в концентрической части образуют тектонический клин, где породы приподняты вверх по типу горста (рис. 1).

Такие сопряженные пары в различных частях рудного поля образуют надвиги: Секущий-Софиевский, Секущий-Новый, Секущий-Восточно-Чегарникский и др. Проследивая границу

между концентрической и подобной частями антиклинали по простиранию рудного поля, легко заметить ее ступенчатый характер. На фоне практически прямолинейного положения в пространстве наблюдаются участки резкого (на 0,3—0,5 км) опускания, происходящего в интервале первой сотни метров. Все аномальные структурные зоны (ступени) приурочены к западным периклиналям брахиантклинали. При этом закономерно опускание западных блоков относительно восточных.

По гипсометрическому положению названной выше границы в пространстве по простиранию рудного поля было выделено три блока (участка) с различным взаимоотношением складчатых и разрывных структур и характером распределения оруденения (рис. 2), что легло в основу продольной зональности. Граница между Восточным и Центральным участками приурочена к западной периклинали Софиевской брахиантклинали и выде-



Рис. 2. Геологический разрез Никитовского рудного поля

1 — внутрипластовый тип оруденения; 2 — оруденение зон разломов; 3 — граница между концентрической и подобной частями антиклинали; 4 — линия

пересечения кровли песчаников с осевой плоскостью антиклинали; 5 — поперечные разломы (см. рис. 1); 6 — граница между морфологическими типами рудных тел

ляется по опусканию границы между концентрической и подобной частями антиклинали на 0,3 км. Следует отметить кулисообразное положение Катушкинской брахиантклинали относительно Софиевской, свидетельствующее о перераспределении деформаций в пространстве, в поднятом и опущенном крыле ступени (рис. 3). На Восточном участке наиболее интенсивные деформации развивались на переходе свода в южное крыло, где и сформировалась Софиевская брахиантклинали. На Центральном участке более деформирован переход свода в северное крыло, отражением чего является Катушкинская брахиантклинали. Как видно из рис. 3, перераспределение деформаций произошло на весьма ограниченном пространстве.

Морфология Софиевской брахиантклинали свидетельствует о формировании ее в условиях интенсивного продольного сжатия при ограниченном движении материала в горизонтальном направлении. Проявилось это в первую очередь в весьма крутом (до 40—45°) погружении шарнира брахискладки в западном направлении и значительном (до 50°) развороте ее оси относительно оси Горловской антиклинали. При этом в районе западной периклинали отмечается угловатый перегиб слоев в своде, сопровождающийся зоной дробления, проходящей вдоль оси брахискладки [9].

На переходе между Софийской и Катушкинской брахиантклиналими Секущий надвиг расщепляется на несколько ветвей и появляются новые разрывы: Чернобугорский и Катушкинский надвиги.

Анализ структурной ситуации в этой части Горловской антиклинали позволил сделать вывод о связи всех отложений с поперечным нарушением скрытого типа, генетически связанным с разломом фундамента. Это нарушение проявилось в палеозойском структурном этаже серией мелкоамплитудных разрывов, образующих зону повышенной трещиноватости шириной до 200—300 м. Брахиантклинали представляет собой надразломную складку, развивающуюся в зоне поперечного разлома. На геологической карте рассматриваемый поперечный разлом, названный Софиевским, интерпрети-

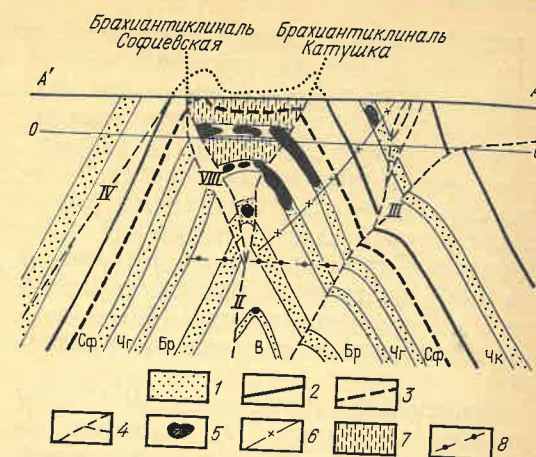


Рис. 3. Геологический разрез А'-А центральной части рудного поля

1 — рудовмещающие песчаники: Чк — чернокурганские, Сф — софиевские, Чг — чегарникские, Бр — бормутские, В — веровские; 2 — пласты известняка; 3 — пласты угля; 4 — разрывные нарушения (см. рис. 1); 5 — рудные тела; 6 — условная линия смены относительного градиента давления; 7 — зона развития жильного оруденения; 8 — граница между концентрической и подобной частями антиклинали

руется по развитию в южном крыле антиклинали системы Чегарских надвигов, простирающихся согласно с поперечным разломом. На северном крыле антиклинали с поперечным разломом согласуется смена знака движения по типу шарнира по Железнянскому надвигу и резкое изменение его простирания при переходе в северное крыло.

Направление Софиевского поперечного разлома совпадает с установленной системой нарушений фундамента, в частности с Горловским надвигом, отражающим в палеозойском структурном этаже Донецко-Кадиевский поперечный глубинный разлом. Ориентировка трещиноватости в пространстве дает основание предполагать сбросовые движения в зоне поперечного разлома с перемещением Центрального блока к северо-востоку по типу правого сдвига.

Особенности оруденения бормутского рудного яруса были рассмотрены ранее [6]. Из рис. 1—3 видно, что ртутное оруденение развито в бормутских песчаниках в пределах Центрального участка, когда они находятся в концентрической части складки, в блокированной сходящимися разрывами зоне выше границы концентрической и подобных частей антиклинали. Восточнее при резком подъеме этой гра-

ницы в зоне поперечного разлома и при переходе песчаников из концентрической части в подобную за пределы тектонического клина (ниже названной границы) оруденение в бормутских песчаниках выклинивается. Приведенные данные в свое время послужили основой для отрицательной оценки перспектив бормутских песчаников на всей восточной половине рудного поля (Восточный участок), что и было подтверждено последующей практикой.

В последнее время в печати [1] появилось сообщение об открытии на Никитовском ртутном месторождении в софиевских песчаниках нового структурно-морфологического типа рудных тел — ртутно-сурьмяных жил, ориентированных нормально к простиранию песчаников и падающих в восточном направлении под углом от 50 до 70°. Подчеркивается исключительная приуроченность жил к глубоким горизонтам месторождения.

Анализ новых материалов показал, что в нижних горизонтах (330—450 м) развито штокерковое оруденение, аналогичное тому, которое встречалось и в более верхних уровнях месторождения. Отличием нижних уровней от верхних, как правильно отмечают авторы работы [1], является более низкая концентрация оруденения на нижних горизонтах, позволяющая относить его к категории бедных. Что же касается поперечных зон повышенной концентрации ртути (жил), то они отмечались в пределах штокеркового оруденения и на более высоких уровнях. По своему генезису это рудные столбы, контролирующиеся не только поперечными, но и продольными трещинами и узлами их пересечений. Являясь по типу концентрационными и морфологическими, рудные столбы имеют форму от линейно-продолговатых до изометричных и различную ориентировку относительно простирания пород. Почему рудные столбы обращают на себя внимание лишь в глубоких горизонтах? Причиной служит более контрастная концентрация в них ртути на фоне бедного оруденения, вынуждающая вести селективную добычу. На верхних горизонтах контрастность содержаний в рудных столбах менее выражена, и они в большинстве

случаев при добыче не выделялись среди общей массы руд. Таким образом, говорить о новом структурно-морфологическом типе рудных тел нет оснований.

Систематизация материала не только по данному, но и по другим участкам и рудным ярусам позволила наметить вертикальную минеральную зональность, характеризующуюся сменой по падению сурьмяно-ртутного оруденения ртутно-сурьмяным, а в перспективе, на более глубоких уровнях, и сурьмяным. Рассмотренный пример в софиевских песчаниках конкретно указывает на такой переход, а общее выклинивание сурьмяно-ртутного оруденения носит струйчатый характер с концентрацией в трещинах или проницаемых частях пачек песчаников.

Интерес представляют поперечные трещины, контролирующие рудные столбы. Эти трещины сгруппированы в полосу шириной около 200—250 м, приуроченную к зоне Софиевского поперечного разлома и генетически связанную с последним.

С Софиевским поперечным разломом связывается Мичуринское месторождение. Оно расположено на северном крыле антиклинали на расстоянии 0,5 км от ее свода. Оруденение концентрируется в самом верхнем из рудовмещающих горизонтов — чернокурганском. Анализ показал, что месторождение сформировалось на пересечении чернокурганских песчаников Софиевским поперечным разломом и последнего с Железнянским надвигом, являющимся рудоподводящим каналом [5]. За пределами зоны влияния поперечного разлома оруденение резко затухает.

Не исключено, что аналогичные софиевскому ярусу поперечные трещины с концентрированным ртутно-сурьмяным оруденением будут встречены и в зоне пересечения Софиевским поперечным разломом чегарникских песчаников, расположенных в стратиграфическом разрезе ниже софиевских.

Ранее указывалось на развитие в приповерхностной части Софиевской брахиантиклинали поперечных жил, контролирующихся крутопадающими трещинами отрыва (см. рис. 1). Образование их связывалось с условиями растяжения на внешней стороне изги-

бающейся брахиантиклинали. Согласно новым данным, образование поперечных трещин имеет не локальный характер, а обусловлено региональными эндогенными причинами (движениями по Софиевскому поперечному разлому).

Как видно из изложенного, трещины распространяются вдоль зоны поперечного разлома на большую глубину, контролируя в приповерхностной части (верхний уровень рудной колонны) распределение жил, а на глубине — размещение рудных столбов среди штокеркового типа оруденения.

С Софиевским поперечным разломом генетически связана восточная граница рудного блока в софиевских песчаниках. В пределах Центрального участка, т. е. западнее этого разлома, вертикальный размах оруденения измеряется 0,5 км. При переходе через разлом оруденение довольно резко выклинивается. Линия выклинивания практически имеет прямолинейный характер, совпадая с элементами зоны разлома. Восточнее его в рудовмещающих песчаниках сохраняются участки лишь слабой рассеянной минерализации.

Второй уступ в положении границы между концентрической и подобной частями антиклинали выделяется в районе западной периклинали Катушинской брахиантиклинали. Амплитуда его достигает 0,5 км. В отличие от Софиевского уступа, описываемый не сопровождается заметными структурными осложнениями. Влияние этого поперечного разлома, названного Заводским, на размещение оруденения сказалось на смене внутрислового оруденения оруденением типа зон разломов (см. рис. 2).

В зоне Заводского поперечного разлома заметно приподнят уровень минералообразования, что хорошо заметно по вертикальному перемещению зон минеральных ассоциаций по сравнению с прилегающими участками. На несколько сот метров приподнята зона развития тосудита, хлорита и сульфосолей, характеризующих нижние части рудной колонны [4]. Западный поперечный разлом предполагается западнее периклинали Чернобугорских брахиантиклиналей. Отражением его в южном крыле антиклинали является

Артемовский надвиг, а в северном — система Шумских сбросов.

Ввиду отсутствия фактического материала по глубоким горизонтам положение границы концентрической и подобной частей антиклинали здесь не установлено, однако ряд геологических данных свидетельствует о наличии поперечного разлома. Среди них в первую очередь следует указать на изменение морфологических черт Горловской антиклинали. Так, если в рудном поле восточнее поперечного разлома антиклиналь характеризуется двугорбой сундучной формой с прогнутым сводом и контрастными осложнениями в зоне перехода свода в крылья (брахиантиклинали Большого и Малого Черного Бугра), то западнее разлома антиклиналь изменяет свою форму на простую, исчезают осложняющие свод антиклинали брахискладки, резко уменьшается рудоносность. Западный поперечный разлом служит естественной границей Никитовского рудного поля.

Описанные поперечные разломы (Софиевский, Заводской, Западный) являются относительно крупными структурами, заметно выделяющимися по различным структурным осложнениям. Вероятно, в пределах рудного поля имеются поперечные структуры и более мелкого (второго) порядка. Их признаки намечаются в районе западных периклиналий Чегарникской, Полукуполов Нового и Чернокурганской брахиантиклиналей.

Развитие поперечных структур в восточной части Горловской антиклинали было предопределено региональными причинами, связанными с формированием Центрального поперечного поднятия Донбасса и обрамляющего его с запада поперечного Донецко-Кадиевского глубинного разлома. В пределах Главной антиклинали отражением последнего в палеозойском структурном этаже является Горловский надвиг, разделяющий две различные по морфологии антиклинали: Ольховатско-Волынцевскую в восточном блоке и Горловскую в западном. По положению между концентрической и подобной частями границы видно, что Горловская антиклиналь опущена по отношению к Ольховатско-Волынцевской примерно на 1 км, что согласуется и

с амплитудой смещения по Горловскому надвигу (около 0,8 км).

Рассмотренные поперечные разломы развивались последовательно к западу от Горловского надвига, имели те же, что и надвиг, элементы залегания и направление смещения (по типу правого сдвига), т. е. они генетически связаны между собой движениями по Донецко-Кадиевскому разлому.

Специфичность тектонических условий в зоне развития поперечных структур обусловила усложнение свода антиклинали (сундучная двугорбая форма с брахиантиклиналями). Это дает основание говорить о том, что Никитовское рудное поле сформировалось над аномальной в структурном отношении зоной, не имеющей аналогов в других частях Главной антиклинали и обусловившей интенсивную гидротермальную деятельность.

Поперечные разломы в совокупности с продольными повысили проницаемость антиклинали для рудоносных растворов и в пределах уровня минералообразования контролировали их движение, а также влияли на динамику. Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что на некоторых участках поперечные разломы существенно изменяли гидродинамику системы, ограничивая движение потоков в одних направлениях и концентрируя в других. Наиболее проницаемыми участками служили брахиантиклинали, генетически связанные с поперечными разломами и несущие наибольшее количество руды.

Скрытый характер поперечных зон не позволил выявить их в начальные этапы изучения рудного поля, и лишь комплексный анализ огромного фактического материала дал возможность установить эти зоны и обосновать не-

которые особенности размещения оруденения. Необходимо направить исследования на поиски аналогичных поперечных зон в других частях Главной антиклинали.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багатаев Р. М., Полукеев Л. И., Шурова Л. В. Новый структурно-морфологический тип рудных тел на Никитовском месторождении.— Цветная металлургия, 1984, № 3, с. 5—7.
2. Геология ртутных месторождений и рудопроявлений Украины. Киев: Наукова думка, 1975, с. 5—152.
3. Заря В. Ф. Особенности структуры Никитовского рудного поля.— Геология рудных месторождений, 1979, № 2, с. 69—74.
4. Заря В. Ф. О вертикальной минеральной зональности на Никитовском рудном поле.— Геология рудных месторождений, 1980 № 5, с. 102—107.
5. Заря В. Ф. Особенности размещения оруденения на Никитовском рудном поле.— Геология рудных месторождений, 1984, № 1, с. 42—51.
6. Заря В. Ф., Ольховский Н. Я., Григорьева Л. И. О новом рудном ярусе на Никитовском рудном месторождении.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 3, с. 652—654.
7. Захаров Е. Е., Королев Н. И. Структура рудного поля, минеральный состав и генезис Никитовского месторождения в Донбассе. М.: Изд-во АН СССР, 1940.
8. Коваленко А. П., Заря В. Ф., Большаков А. П. Структура и зональность Никитовского рудного поля.— Сов. геология, 1978, № 10, с. 95—108.
9. Корчемагин В. А., Панов Б. С. Об особенностях формирования брахиантиклинальных складок Никитовского рудного поля.— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 3, с. 653—656.
10. Металлогения ртути. М.: Недра, 1976.
11. Никольский И. Л. Геология ртутных месторождений Центрального района Донецкого бассейна. Донецк: Донецк. индуст. ин-т, 1959.
12. Никольский И. Л., Кирикилица С. И., Корчемагин В. А. Структура Никитовского рудного поля.— Геол. журнал, 1983, т. 43, № 3, с. 102—107.
13. Рудные месторождения СССР. Т. 2. М.: Недра, 1978.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.323.6(470.1)

Л. И. ЛУКЬЯНОВА, А. В. БЕЛЬСКИЙ (ВСЕГЕИ)

Кимберлитовый магматизм на Приполярном Урале

Проблема поисков кимберлитов на Урале до сих пор актуальна. Основная сложность заключается в том, что

Уральская складчатая область испытывала различные режимы развития, и во время некоторых из них кимбер-

литы могли быть уничтожены (метаморфизированы, преобразованы в коры выветривания, размыты). На западном склоне Приполярного Урала мы изучали своеобразные ультраосновные субвулканические породы, рассматриваемые ранее как промежуточные между меймечитами и кимберлитами [8], но новые данные о составе, химических особенностях этих пород и их минералов позволили отнести их к кимберлитам.

Район развития кимберлитового магматизма характеризуется трехъярусным строением, как это установлено по геолого-геофизическим данным. Здесь отмечается крупный блок с повышенной плотностью, представляющий собой образование типа срединного массива, который залегает на глубине менее 4 км и обрамлен с запада и юго-запада структурами, подобными рифтогенным. Основание блока сложено глубоко метаморфизованными породами кристаллического архейско-нижнепротерозойского фундамента. Это часть Тазовско-Баренцовой платформы, существовавшей до начала среднего рифея. Кимберлитовые тела приурочены к области пересечения субширотных региональных разломов, фиксирующих зону сочленения Восточно-Европейской платформы и Николайшорского срединного массива, и меридионального разлома. Район кимберлитового магматизма совпадает с крупной кольцевой морфоструктурой, выделяемой на многих картах по комплексу признаков, и приурочен непосредственно к сопряжению этой структуры с более мелкой (диаметром около 50 км). Морфоструктуры такого типа могут быть связаны с мантийными диапирами. Кристаллические образования фундамента перекрываются рифейскими осадочными и осадочно-вулканогенными породами. В геологическом строении района распространения кимберлитовых тел принимают участие отложения хобеинской и мороинской свит верхнего протерозоя—кембрия. Хобеинская свита верхнего протерозоя представлена терригенными породами: сланцами кварц-хлорит-серпичитового состава, алевролитистыми песчаниками, метаалевролитами существенно кварцевого состава; отложения интенсивно смяты, их мощность

2000—2500 м. Породы мороинской свиты верхнего протерозоя—кембрия, залегающие на хобеинской свите, представлены нижней толщей, в состав которой входят туфы, зеленые вулканогенные сланцы, порфиритоиды с линзами мраморизованных известняков и пачками парасланцев мощностью 1000—1300 м. На отложениях докембрия залегают осадочно-метаморфизованные породы ордовика (тельпосская, хыдейская, шугорская свиты).

Кимберлиты образуют ряд естественных обнажений по рекам Хартес и Керасынгя, протекающим в южной части Ляпинского антиклинория. Тела кимберлитов приурочены к полосе распространения нижней толщи морсинской свиты, контакты между ними и вмещающими породами резкие. Выходы кимберлитов фиксируются локальными магнитными аномалиями. По данным расчетов, тела кимберлитов падают на восток под углами 45—74°, мощность их около 600 м, глубина залегания до 200 м. Наиболее крупное тело вытянуто в меридиональном направлении на 1,2 км, его большая часть не вскрыта эрозией.

Кимберлиты, отнесенные нами к хартесскому комплексу, представляют собой неравномерно зернистые, плотные, темно-зеленые, испещренные на свежем сколе частыми «оспинами» агрегатами округлой формы размерами до 5 мм. Включения округлой формы, видимые микроскопически, составляют около 60 % объема породы и представлены серпентинизированным оливином. Оливин включений имеет несколько уплощенную и удлинненную округлую форму, при этом наблюдается преимущественная ориентировка включений в одном направлении, близком к направлению линий контактов кимберлитов с вмещающими породами.

Структура кимберлитов порфировая с микролитовой основной массой. Вкрапления представлены оливином (65—80 %), замещенным почти полностью хризолитом с примесью лизардита, талька, реже карбоната. Микролиты основной массы полностью замещены вторичными продуктами и не поддаются диагностике. Судя по форме, они представлены оливином и пироксеном. Характерно присутствие

в породе крупных серпентинизированных включений, по форме и неоднородному строению отличающихся от порфировых выделений. Они представлены дезинтегрированными и оплавленными обломками мантийных гипербазитов, присутствующих в кимберлитах в качестве ксенолитов, а кроме того автолитов кимберлитов.

Акцессорные минералы выражены клино- и ортопироксенами, хромшпинелидом, ильменитом, гранатом. Они выделены из протолок и их состав изучен при помощи электронного микронзонда. Анализ химического состава оливина из кимберлитов хартесского комплекса (табл. 1) показал полное тождество его с оливинами из кимберлитов и включений в алмазах других регионов [12], в частности с оливинами из включений в уральских алмазах. От оливинов других ультраосновных пород, в том числе меймечитов, перидотитов и оливинитов Маймеча-Котуйской провинции, изучаемые породы отличаются повышенным содержанием Cr_2O_3 , что свидетельствует о более глубинном характере начальных этапов их кристаллизации [4, 10].

Ильменит имеет переменный состав (табл. 2), что, по-видимому, отражает изменения материнской среды на двух этапах кристаллизации породы. Ильменит ранней генерации является почти чистым железистым минералом, содержащим незначительные примеси Cr_2O_3 и MgO , что отличает его от пикроильменитов кимберлитов. Для хартесского комплекса характерно значительное обогащение MnO (16,5 %). Ильменит, содержащий MnO от 4,7 до 21,4 %, определяется как промежуточный между ильменитом и пиррофанитом и является манганойльменитом. Высокое содержание пиррофанита и практически полное отсутствие гейкита может охарактеризовать условия кристаллизации манганойльменита как гипабиссальные, при этом состав материнской среды должен обладать повышенным потенциалом щелочей. Очевидно, марганцем были обогащены первичные расплавы, так как в хромшпинелидах хартесского комплекса, явно относящихся к начальным этапам кристаллизации, содержания его повышенные. Подобные ильмениты известны в бразильских алмазах, а так-

же в кимберлитовых дайках Табабуко (Кот-д'Ивуар) и встречаются в ксенолитах алмазоносных эклогитов. Ряд исследователей [7] считает, что ильмениты с большим содержанием MnO характерны для эклогитового алмазного парагенезиса.

Хромшпинелиды из изучаемых кимберлитов разделяются на три группы. Первая группа — хромшпинелиды, относящиеся к богатой магнием разновидности (пикрохромиты) с содержанием Cr_2O_3 60 % и MgO от 9 до 15 %. Для нее выявляется следующая тенденция в составе: переменное взаимосвязанное содержание MgO , MnO , FeO при постоянном Cr_2O_3 и Al_2O_3 и низком содержании TiO_2 . При уменьшении содержания MgO увеличивается концентрация FeO и MnO , что приводит к постепенному переходу к хромитам следующей группы.

Вторая группа — хромшпинелиды, характеризующиеся большим содержанием хромитовой составляющей при низком содержании MgO . Здесь отмечаются те же соотношения в составе: при постоянном содержании Cr_2O_3 и Al_2O_3 и низком TiO_2 происходит увеличение содержания FeO и MnO и уменьшение MgO . Обе группы характеризуются низким количеством Fe^{3+} , что свидетельствует о восстановительном характере среды [10].

Третья группа хромшпинелидов представлена шпинелью с низкой железистостью. Такой состав хромшпинелидов характерен для лерцолитового парагенезиса. Как следует из ряда работ [7, 10], в хромшпинелидах из основной массы кимберлитов содержание Cr_2O_3 не достигает даже 60 %. Хромиты из ксенолитов перидотитов в кимберлитах из алмазов и сростков с ними характеризуются такими же содержаниями Cr_2O_3 . На компонентной диаграмме составов хромшпинелидов алмазной ассоциации, кимберлитов, ультрамафитов и кимберлитов хартесского комплекса (рис. 1) видно, что хромшпинелиды изучаемых кимберлитов располагаются в поле хромшпинелидов алмазной ассоциации (включения, сростки с алмазами) и в поле хромитов из метеоритов. Они имеют ведущий тренд состава $\text{Fe}^{2+}\text{Cr}-\text{AlMgX}-\text{Fe}^{3+}(\text{Ti})$, которой отражает изменение условий кристаллизации минера-

Химический состав минералов в кимберлитах хартесского комплекса, %

Таблица 1

Минерал	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O
Оливин	40,87	—	0,42	0,05	9,16	0,21	49,25	0,04	—
Гранаты	37,0	0,13	18,35	—	12,9	19,28	0,41	10,84	0,07
альмандин-спессартин-нового ряда	36,0	0,19	19,01	—	19,51	18,42	1,36	3,19	—
Гранаты пироп-альмандинового ряда	36,6	—	20,18	—	21,96	10,57	1,66	8,13	—
Диопсиды	38,16	—	20,24	—	21,2	0,39	9,75	6,37	—
Гранаты	37,49	0,24	21,17	—	21,75	0,53	8,17	7,89	—
пироп-альмандинового ряда	38,6	0,14	21,78	—	25,46	0,61	6,94	6,69	0,04
Диопсиды	38,03	0,07	22,03	0,07	28,11	0,56	9,52	1,09	0,06
Гранаты	37,51	—	21,6	—	32,64	1,12	6,81	0,22	—
Диопсиды	36,71	0,12	20,48	0,08	28,5	1,07	4,11	8,37	0,04
Гранаты	51,82	0,38	4,65	0,94	2,49	—	15,35	24,33	—
Диопсиды	52,16	0,72	3,35	0,10	8,77	0,09	16,07	18,83	—
Гиперстен	52,25	0,15	1,41	0,04	10,72	0,60	12,87	21,43	—
Энстатит	51,25	0,20	—	—	28,07	0,41	19,24	0,56	—
Энстатит	56,76	—	1,59	0,64	5,66	0,14	33,67	1,40	—

Продолжение

Минерал	Кристаллохимические элементы									
	Si	Ti	Al	Cr	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	K
Оливин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гранаты	3,000	0,008	1,778	—	0,214	0,665	1,331	0,05	0,947	—
альмандин-спессартин-нового ряда	3,000	—	1,872	—	0,128	1,233	1,392	0,169	0,285	0,007
Гранаты	2,961	—	1,886	—	0,114	1,372	0,725	0,200	0,704	—
Гранаты	3,000	—	1,890	—	0,110	1,288	0,026	1,147	0,539	—
пироп-альмандинового ряда	2,944	0,014	1,917	—	0,083	1,345	0,035	0,956	0,664	—
Диопсиды	2,276	0,008	1,964	—	0,036	1,606	0,040	0,798	0,553	0,04
Гранаты	2,939	0,004	1,949	0,004	0,047	1,770	0,037	1,097	0,090	0,006
Диопсиды	2,953	—	1,957	—	0,043	2,106	0,015	0,800	0,019	—
Гранаты	2,911	0,007	1,831	0,006	0,163	1,727	0,072	0,486	0,711	0,004
Диопсиды	1,902	0,011	0,201	0,027	0,021	0,005	—	0,839	0,943	—
Гранаты	1,933	0,02	0,146	0,003	0,008	0,264	0,003	0,887	0,737	—
Гиперстен	1,975	0,004	0,064	0,001	0,214	0,215	0,019	0,724	0,875	—
Энстатит	1,963	0,006	—	—	0,031	0,871	0,013	0,097	0,022	—
Энстатит	1,964	—	0,065	0,018	—	0,785	0,004	0,953	0,051	—

Продолжение

Минерал	$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$	Минералы									
		Пироп	Альмандин	Андралит	Гроссуляр	Спессартин	Уваровит	Са-компонент	f	Диопсид	Энстатит
Оливин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гранаты	—	1,66	22,16	10,7	20,86	44,36	—	31,56	98,9	—	—
альмандин-спессартин-нового ряда	—	5,63	41,1	6,4	3,1	43,4	—	9,5	93,4	—	—
Гранаты	—	6,66	45,73	5,7	17,76	24,16	—	23,29	92,9	—	—
Гранаты	52,8	38,23	42,93	5,5	12,48	0,86	—	17,98	68,4	—	—
пироп-альмандинового ряда	58,9	31,86	44,83	4,15	18,0	1,16	—	22,15	72,6	—	—
Диопсиды	66,8	26,6	53,53	1,8	16,63	1,33	—	18,43	78,5	—	—
Гранаты	61,7	36,56	59,0	2,35	0,46	1,23	0,2	3,01	74,7	—	—
Диопсиды	72,4	26,66	70,24	—	0,63	2,5	—	0,63	82,7	—	—
Гранаты	78,0	16,2	57,56	8,15	15,26	2,4	0,3	23,71	87,3	—	—
Диопсиды	—	—	—	—	—	—	—	—	8,3	83,9	—
Гранаты	—	—	—	—	—	—	—	—	23,5	73,7	15,0
Гиперстен	—	—	—	—	—	—	—	—	31,8	53,6	15,0
Энстатит	—	—	—	—	—	—	—	—	45,1	2,2	11,0
Энстатит	—	—	—	—	—	—	—	—	45,0	—	95,0

Химический состав рудных минералов
в кимберлитах хартесского комплекса и других пород, %

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Ми	
										Якоб-сит	Галак-сит
Ильмениты	—	52,34	—	0,10	44,48	—	2,84	0,17	—	—	—
	—	54,65	—	0,09	28,61	—	16,55	0,47	—	—	—
Шпинель	—	0,48	42,34	25,11	2,56	8,90	0,15	19,50	—	—	0,4
Пикрохромиты	—	0,18	5,6	63,94	—	14,07	0,1	15,4	—	—	0,3
	—	0,17	5,58	61,98	—	17,08	0,32	15,17	—	—	0,9
	—	0,18	5,64	62,09	—	14,54	0,07	15,1	—	—	0,2
	—	0,15	5,66	63,07	—	14,83	0,19	15,17	—	—	0,5
	—	0,614	5,33	60,7	—	17,49	2,09	12,93	0,12	—	5,9
Хромиты	0,19	0,21	5,43	57,47	—	29,6	3,8	2,15	—	6,15	5,45
	0,11	0,10	4,61	53,5	—	26,8	3,35	2,28	—	5,35	5,85
	0,11	0,18	6,3	57,42	—	29,3	3,41	2,83	—	6,0	4,2
	0,13	0,28	6,13	57,62	—	30,92	3,59	3,12	—	8,05	2,45
	0,11	0,13	6,4	60,44	—	22,41	1,93	8,2	—	5,5	0,1
Хромшпинелид из терригенных толщ и россыпей на за- падном склоне Среднего Урала [9]	—	0,05	6,40	61,10	—	20,31	3,90	5,60	—	—	—
Хромшпинелид из песчаников кидря- совской свиты нижнего ордовика Южного Урала [6]	—	0,07	5,48	64,71	1,92	18,11	1,92	8,64	—	—	—

лов, главным образом фактора давления и pO_2 . Небольшие содержания окисного железа указывают на низкий окислительный потенциал среды при кристаллизации этих минералов, что вероятнее всего связано с большими глубинами в начале процесса кристаллизации.

Разнообразие в составе хромшпинелидов из кимберлитов хартесского комплекса можно объяснить наличием хромитов из ксенолитов ультраосновных пород различного состава (дунитов, перидотитов), а также изменением условий кристаллизации, вероятнее всего, температуры и активности кислорода. Основная масса хромитов и пикрохромитов кристаллизовалась в начальную стадию образования породы в условиях низкого потенциала кислорода и на больших глубинах, и лишь небольшая часть шпинелей связана с более поздними стадиями кристаллизации пород из расплава повышенной глиноземистости. В целом хромшпинелиды изучаемых кимберли-

тов значительно отличаются по составу от хромшпинелидов ультрамафитов и близки по составу к хромшпинелидам из кимберлитов и уральских алмазов и сростков с ними [12]. Присутствие в хромшпинелидах хартесского комплекса более высокого содержания MnO, в отличие от хромшпинелидов из кимберлитов других регионов и Сибири, по-видимому, объясняется региональными отличиями условий формирования пород, так как повышенное содержание MnO характерно для рудных минералов Урала. Аналогичные хромшпинелиды до сих пор на Урале были известны лишь в терригенно-осадочных образованиях — предполагаемых вторичных коллекторах алмазов [6, 9].

В результате изучения гранатов из кимберлитов хартесского комплекса было выделено две группы гранатов: светло-малиновые пироп-альмандины и розовато-красные альмандин-спескартины.

Таблица 2

налы						Кристаллохимические элементы							
Шпинель	Пикрохромит	Хромит	Ульвошпинель	Магнетит	Магнезиоферрит	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
82,00	3,35	—	—	2,1	12,15	—	0,012	0,701	0,067	0,293	0,021	0,004	0,975
10,75	64,05	18,3	0,2	6,4	—	—	0,005	0,215	1,647	0,134	0,249	0,003	0,748
10,8	63,6	17,0	0,2	7,5	—	—	0,004	0,216	0,612	0,168	0,217	0,009	0,744
11,0	63,6	17,65	0,25	7,35	—	—	0,005	0,22	1,625	0,151	0,252	0,002	0,746
10,9	63,0	18,25	0,2	6,95	—	—	0,004	0,218	1,629	0,149	0,256	0,005	0,739
10,5	54,10	26,23	—	3,3	—	—	0,003	0,210	1,608	0,184	0,294	0,059	0,646
6,05	5,55	76,2	0,3	—	—	0,007	0,006	0,230	1,635	0,123	0,768	0,116	0,116
4,9	8,5	75,0	0,15	—	—	0,041	0,003	0,215	1,670	0,107	0,754	0,112	0,134
8,95	6,05	74,45	0,25	—	—	0,004	0,005	0,263	1,61	0,12	0,748	0,102	0,150
10,05	6,05	72,8	0,4	—	—	0,005	0,008	0,250	1,577	0,161	0,754	0,105	0,161
12,85	28,75	52,55	0,15	—	—	0,004	0,003	0,257	1,626	0,11	0,528	0,056	0,416
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	0,002	0,219	1,729	0,049	0,511	0,055	0,434

В каждой группе выделяются подгруппы: с содержанием Са-компонента до 10 %, от 10 до 17 % и более 17 % [10]. В целом пироп-альмандины хартесского комплекса во многом сходны с пироп-альмандинами из включений в уральские алмазы [12] и из ксенолитов алмазоносных эклогитов в кимберлитах [10]. О близких условиях образования пироп-альмандинов из кимберлитов хартесского комплекса и пироп-альмандинов алмазной ассоциации свидетельствует примесь Na₂O, которая характерна для гранатов алмазоносных эклогитов и связывается с высоким давлением и особенностью алмазного эклогитового парагенезиса [10]. На компонентной диаграмме составов гранатов из кимберлитов хартесского комплекса и других пород (рис. 2) часть пироп-альмандинов хартесского комплекса попадает в поле гранатов эклогитовой ассоциации, другая — в поле пироп-альмандинов в алмазах Урала и других регио-

Изученные клинопироксены представлены в основном диопсидами переменного состава. Содержание Cr₂O₃, Al₂O₃, FeO, MgO в них изменяется в небольших пределах. Различные значения Ca(Mg+Ca) свидетельствуют о смене температурных условий во время кристаллизации пород. По своему составу они аналогичны диопсидам из включений в алмазы и кимберлитов других регионов [10]. Ортопироксены представлены энстатитом и гиперстенном. Энстатит характеризуется повышенной хромистостью и минимальной железистостью, что свидетельствует о значительных давлениях и температурах их образования. Химические составы энстатитов из кимберлитов хартесского комплекса и включений в алмазы, а также из кимберлитов других регионов близки [10]. Магнезиальность энстатита из кимберлитов хартесского комплекса максимальная, содержание энстатитовой молекулы достигает 95 %, что характерно для ортопироксенов включений в ал-

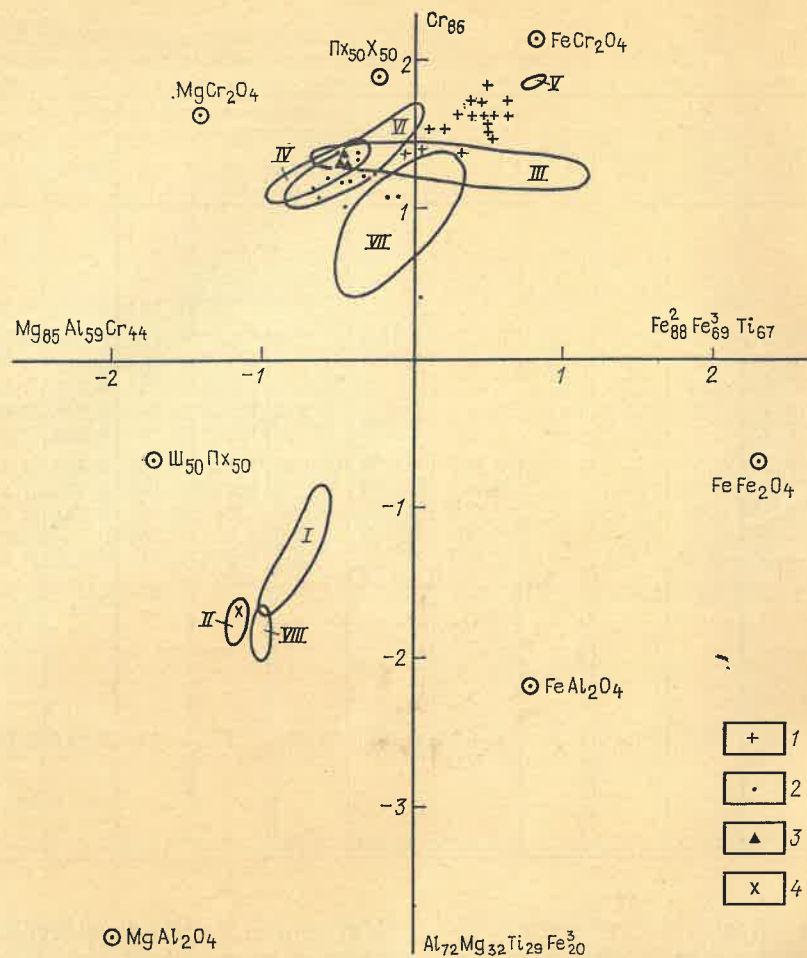


Рис. 1. Компонентная диаграмма составов хромшпинелидов алмазной ассоциации, кимберлитов, ультрамафитов [1, 12] и кимберлитов хартесского комплекса

I — пикрохромиты (Пх) из кимберлитов хартесского комплекса; 2 — хромиты (Х) из кимберлитов хартесского комплекса; 3 — хромшпинелиды из включений в уральские алмазы; 4 — шпинель (Ш) из кимберлитов хартесского комплекса; I—VIII — поля хромшпинелидов: I — из верхних горизонтов

стратифицированных интрузий, Урал (перидотиты); II — то же, массив Крока (перидотиты мантийных диапиров); III — из метеоритов; IV — из включений в алмазы (Сибирь, Венесуэла, Гана); V — из включений в алмазы (Африка); VI — из сростков с алмазами (Сибирь); VII — из кимберлитов (Сибирь); VIII — из «островодужных» базальтов, богатых Al_2O_3 ; цифры при элементах — компонентные нагрузки

мазы и гранатовых перидотитов [10].

Такое различие в условиях образования и в составах пироксенов из изученных кимберлитов можно объяснить присутствием в кимберлитах хартесского комплекса пироксенов как из ксенолитов глубинных ультрамафитов, так и из самих кимберлитов.

Таким образом, изучение минералов кимберлитов хартесского комплекса показало, что они относятся к двум типам алмазного парагенезиса: ультраосновному (оливин, энстатит, хромшпинелид, диопсид) и эклогитовому (пироп-альмандин, манганомельнит, ильменит). По оливин-хромшпинелево-

му термометру Е. Д. Джексона сделана оценка температуры кристаллизации пород. Полученные расчетные температуры, достигающие $1800^\circ C$, видимо, завышенные, поэтому нами сделаны расчеты температур исходя из предположения, что все железо в хромшпинелидах на начальной стадии кристаллизации было в закисной форме, температура начальной кристаллизации $1430^\circ C$, что соответствует температурам, рассчитанным по другим методам. Особенности изоморфизма хромшпинелидов кимберлитов хартесского комплекса, подобные изоморфизму хромшпинелидов наиболее глу-

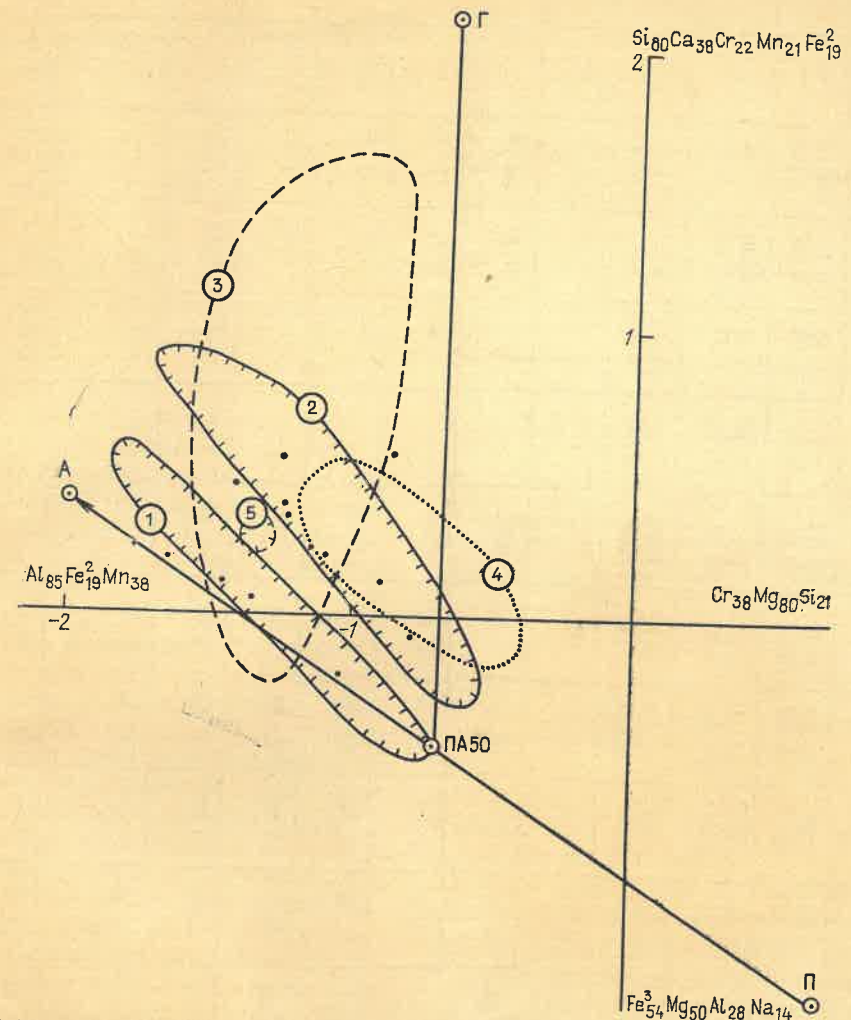


Рис. 2. Компонентная диаграмма составов гранатов из кимберлитов хартесского комплекса и других пород [1]

1 — гранаты в базальтах эклогитовой ассоциации; 2 — гранаты в базальтах коровой ассоциации; 3 — пироп-альмандины из алмазов Урала и алмазов

других регионов; 4 — гранаты из ультрамафических вулканических брекчий и пикритов Урала; 5 — гранаты в эклогитах и их ксенолитах Южного Урала; миналы: Г — гранат, П — пироп; А — альмандин; ПА — пироп-альмандин

бинных перидотитовых ксенолитов из кимберлитов, позволяют оценивать давление как равное или превышающее $40 \cdot 10^2$ МПа.

Кимберлиты хартесского комплекса по химическому составу образуют неоднородную группу (табл. 3), что связано с их разнообразием и различной степенью гидротермальных преобразований. На диаграмме Si/Mg—Mg/Fe (рис. 3) кимберлиты резко делятся на две группы: одна ложится в поле кимберлитов в правую, наиболее магниальную их часть, другая приурочена к верхней границе поля кимберлитов. По содержанию Na_2O и K_2O кимберлиты также делятся на две группы,

причем одна попадает в поле алмазных пород ультраосновного (первого) типа, вторая тяготеет к полю пикритовых порфиритов. Определены редкие щелочи в кимберлитах хартесского комплекса (Li_2O , Rb_2O , Cs_2O). По данным [5], кимберлитовые породы по отношению K/Rb в большинстве случаев попадают в полосу главного тренда с K/Rb 150—300.

Значение отношений K/Rb кимберлитов хартесского комплекса близки к главному тренду для кимберлитов [5] и наиболее сходны со средними значениями отношений K/Rb по Малоботубинскому и Белозиминскому полям [5]. Исходя из того что закономерное

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	CO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	П.л.п.	H ₂ O ⁺	Cr ₂ O ₃
Кимберлиты хартесского комплекса	39,65 39,00	0,18 0,37	4,52 7,82	5,67 8,54	2,79 3,72	1,62 4,78	32,62 26,69	0,17 0,14	0,12 0,27	3,32 0,55	1,46 1,08	0,19 0,35	10,70 7,07	—	—
Среднее для кимберлитов хартесского комплекса	36,76 41,04	0,45 0,08	7,79 4,43	7,57 6,38	3,91 2,84	4,95 2,63	22,76 31,20	0,15 0,14	0,27 0,11	4,34 1,68	3,97 1,14	0,48 0,23	7,46 9,26	—	—
Магматический кимберлит трубки «Полярная»	32,23 29,72	1,91 0,21	2,77 6,51	8,04 10,17	16,20 2,58	5,84 6,00	32,63 29,80	0,10 0,14	0,34 0,32	— 2,96	0,07 0,30	0,27 —	14,02 10,80	—	—
Среднее для меймечитов [4]	37,20	1,48	2,17	6,18	6,00	3,91	33,84	0,16	0,17	0,63	0,14	0,18	7,33	—	—
Среднее для дайковых меймечитов [4]	37,90	1,49	2,37	4,95	6,92	3,76	34,13	0,14	0,19	—	0,27	0,26	6,38	—	—
Кимберлит, США, Були-Парк [5]	47,50	0,08	1,38	4,34	2,37	0,65	31,26	0,12	0,02	—	0,37	0,11	12,03	—	—
Слюдяной кимберлит, США	35,51	0,77	3,49	4,07	4,89	4,48	35,28	0,15	0,37	—	1,70	0,31	8,78	—	—
Кимберлит, Восточно-Европейская платформа	42,70	0,73	2,65	3,90	3,60	3,33	29,33	0,11	0,62	—	0,47	1,40	0,14	11,33	0,15
Кимберлит, Южная Африка [5]	39,00	0,95	5,52	5,51	4,32	6,30	22,65	0,05	0,45	2,04	1,72	1,59	9,72	—	—
Ксенолит дунит-перидотитового состава в кимберлите хартесского комплекса	38,61	0,23	3,37	4,07	3,18	0,46	35,15	0,35	—	—	0,1	0,1	—	11,61	2,54
Автолиты включения в кимберлите хартесского комплекса	40,86	0,49	4,53	7,31	4,20	4,85	27,41	0,19	—	—	1,44	0,11	—	7,46	0,36

уменьшение отношения K/Rb является критерием дифференциации. Дифференциация исходного расплава изучаемых кимберлитов и кимберлитов Сибири сходна. Главным носителем K и Rb служит слюда, которая распределена в изучаемых кимберлитах неравномерно. Слюда является носителем Li [5], содержание которого в кимберлитах хартесского комплекса сопоставимо с содержанием в кимберлитах других регионов, но несколько ниже, чем в пикритовых порфирах.

По данным [5], очень важны межэлементные отношения SiO₂/MgO и MgO/ΣFeO. По отношению SiO₂/MgO (0,9—1,5) кимберлиты, как правило, надежно отличаются от щелочных базальтоидов, базальтов и более кислых пород. Отношение MgO/ΣFeO находится в пределах 2,0—6,0. Как видно из табл. 3 кимберлиты полностью ложатся в эти пределы, чем отличаются от меймечитов и пикритов Маймеча-Котуйской провинции. Стронций распределен в изучаемых кимберлитах также очень неравномерно, его содержание в отдельных образцах различается в 10 раз, что связано со значительным увеличением содержания карбоната. В этом случае они сопоставимы с содержаниями кимберлитов центральных полей, но в основном все же ниже их и в несколько раз превышают кларковые содержания для ультраосновных пород. По отношению Sr/Rb изучаемые кимберлиты попадают в поле кимберлитов Сибири и других регионов [5]. Вариации содержаний элементов группы железа невелики (рис. 4). По количеству V и Cr изучаемые кимберлиты отличаются от мантийных и альпинотипных гипербазитов. Как и кимберлиты Якутии, они содержат меньше Cr, но больше V. Концентрации Cr и Co в кимберлитах хартесского комплекса ниже, чем в ультраосновных мантийных породах, и попадают в поле содержаний Cr и Co в кимберлитах других регионов, а содержание Co и Ni в уральских кимберлитах приближается к самым низким концентрациям этих элементов в кимберлитах других регионов. Отношения Ni и Co в исследуемых кимберлитах ниже, чем в ультрабазитах Сибири, и выше, чем в базальтах. По

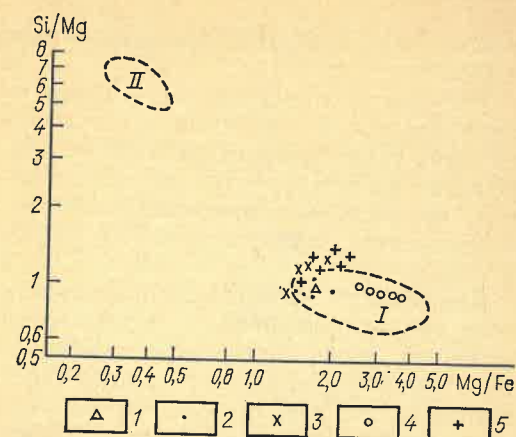


Рис. 3. Диаграмма отношений Si/Mg и Mg/Fe. I — поле кимберлитов Якутии [3]; II — поле траппов разновозрастных формаций Сибири [4]; 1 — пикритовые порфиры Маймеча-Котуйской провинции [4]; 2 — пикриты антипинского комплекса; 3 — пикриты кусьинского комплекса; 4 — кимберлиты хартесского комплекса; 5 — метакимберлиты хартесского комплекса.

распределению сидерофильных элементов в кимберлитах Урала можно видеть, что они существенно отличаются от щелочных базальтов и ультрамафитов и ложатся в поле распределений этих элементов для кимберлитов других регионов.

Среди включений в кимберлитах встречаются ксенолиты и автолиты. Автолиты представляют собой обломки округлой формы мелкозернистого массивного безядерного кимберлита, находящегося в матрице более крупнозернистого массивного кимберлита. Состав автолита по сравнению с составом кимберлита отличается несколько повышенным содержанием

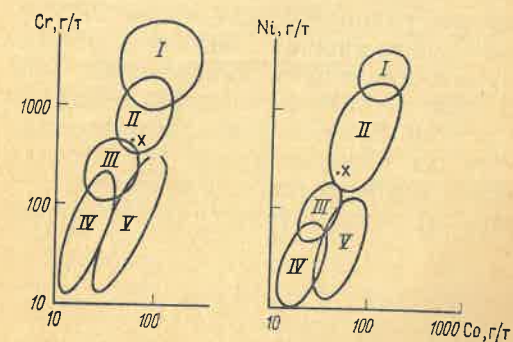


Рис. 4. Диаграмма распределения Cr и Co, Ni и Co [5]. Поля: I — мантийных пород; II — кимберлитов; III — толеитов; IV — щелочных оливиновых базальтов; V — калиевых базальтов; X — кимберлиты хартесского комплекса.

Fe_2O_3 , TiO_2 , FeO , CaO и пониженным MgO .

Ксенолиты представлены серпентинизированными дунитами и гарцбургитами, аналогичными по составу ксенолитам из кимберлитов других регионов, но несколько отличаются от них повышенным содержанием TiO_2 , Al_2O_3 и Cr_2O_3 .

Анализируя фактический материал, текстурно-структурные особенности строения рассматриваемых кимберлитов, можно предположить следующее. Данные тела кимберлитов, по-видимому, принадлежат ко второму главному текстурному типу кимберлитов — кимберлиту гипабиссальному, представленному дайками и глубинными частями диатрем, где они переходят в подводные каналы. Об этом свидетельствуют наличие ксенолитов глубинных гипербазитов и единичные ксенолиты вмещающих пород в краевых частях тел, отщепление которых возможно и в начальную стадию внедрения. Флюидалность также свидетельствует о дифференциации течения. Все эти данные позволяют предположить, что, по-видимому, кимберлиты хартесского комплекса являются либо дайками, либо глубинными частями диатрем.

Известны тела кимберлитов, в которых пикроильменит также отсутствует, а пироп столь редок, что при штурфовом опробовании, которое было проведено для кимберлитов хартесского комплекса, не может быть обнаружен. Косвенным признаком кимберлитов, близких к охарактеризованным в данной работе, на Северном Урале и в других районах Урала являются марганецсодержащие высокохромистые хромшпинелиды в такатинских гравийных песчаниках среднего девона на Среднем Урале и в кидрясовских песчаниках Южного Урала [6]. Присутствие кимберлитов в виде трубок, сложенных «магматическим» кимберли-

том, или массивных кимберлитов нижних частей трубок, сохранившихся от размыва, имеет важное значение для понимания истории развития Уральской складчатой области и проведения поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасаров Э. А. Сравнительная характеристика и особенности вариаций аксессуарных хромшпинелидов. — В кн.: Состав и свойства глубинных пород земной коры и верхней мантии платформ. М., 1983, с. 191—221.
2. Багдасаров Э. А., Порошин Е. Е., Смирнов Ю. Д. Особенности эволюции состава гранатов ультрамафитов, мафических и родственных им пород. Зап. ВМО, вып. 4, 1980, с. 443—452.
3. Благулькина В. А. Петрохимические типы кимберлитов Сибири. — Сов. геология, 1969, № 7, с. 60—70.
4. Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. М.: Наука, 1975.
5. Геохимия кимберлитов/И. П. Илупин, Ф. В. Каминский, Е. В. Францесон и др. М.: Недра, 1978.
6. Исаев В. А., Малахов И. А., Воронина А. К. Хромшпинелиды из песчаников кидрясовской свиты нижнего ордовика Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1984, т. 278, № 5, с. 1205—1209.
7. Лазько Е. Е. Минералы — спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. М.: Недра, 1979.
8. Лукьянова Л. И. О проявлении своеобразного ультраосновного магматизма на севере Урала. — Докл. АН СССР, 1983, т. 269, № 3, с. 698—702.
9. Малахов И. А., Зильберман Е. М., Чернышева Е. М. Изучение состава типоморфных минералов из ультраосновных вулканитов, терригенных толщ и россыпей на западном склоне Среднего Урала. — Тр. ЦНИГРИ, вып. 153, 1980, с. 96—108.
10. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974.
11. Соболев Н. В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии. — Геология и геофизика, 1975, № 11, с. 7—24.
12. Шеманина Е. И., Богомольная Л. С. Включения в уральские алмазы и вероятный тип их первичных источников. — Тр. ЦНИГРИ, 1980, вып. 153, с. 89—95.

О происхождении гранулитового слоя протокры Земли (на примере Анабарского щита)

Проблема архея, многие годы интересующая исследователей, сложна и до сих пор не решена. Особенности (кат)-архейских кристаллических пород заключаются в необычности их минерального состава и петрографической структуры, неповторимости свойств в последующие геологические эпохи, колоссальной длительности образования, становлении в условиях очень высоких температур и давлений, отсутствии грубообломочных толщ, следов межформационных размывов, перерывов и т. д.

Многие крупные геологи XIX в. (Б. Котта, Э. Эйхвальд и др.) древнейшие толщ плутонических сланцев, гнейсов и гранитов — пород, относимых теперь к раннедокембрийским кристаллическим образованиям щитов и срединных массивов, считали продуктами остывания первичной коры Земли. В дальнейшем стала преобладать точка зрения, согласно которой первичная кора была многократно переработана метаморфическими процессами и нигде не сохранилась [13]. В настоящее время наиболее распространено мнение о том, что катархейско-архейские гнейсо-гранулитовые (кристаллосланцево-гранито-гнейсовые) толщ щитов представляют собой супракрустальные образования, т. е. продукты гранулитового и амфиболитового метаморфизма (и ультраметаморфизма) первичных вулканических и осадочных пород при высоких температуре (900—950 °C) и давлении ($5 \cdot 10^8$ — $10 \cdot 10^8$ Па). В качестве бесспорных доказательств приводятся наличие теневой полосчатости, ритмичной прямой и косой слоистости пород, присутствие кварцитов, мраморов и высокоглиноземистых пород в разрезе, толеитовый состав меланократовых и дацитовый лейкократовых слоев («бимодальность вулканизма») и другие признаки.

Близость структур некоторых архейских пород к метасоматическим позволила ряду исследователей отнести их к метаморфогенно-метасоматическим образованиям, возникшим по первичному пироксен-гранулитовому субстра-

ту. Б. Я. Хорева [14, 15] высказала мнение о том, что раннедокембрийские толщ не принадлежат к супракрустальным образованиям и слагают первичную высокотемпературную кору Земли. Однако конкретный механизм становления протокры и генезис слагающих ее пород автором не были раскрыты и трактуются ошибочно.

Традиционная трактовка раннедокембрийских толщ как супракрустальных не позволяет объяснить ряд наблюдаемых противоречий, относимых к парадоксам архея [9 и др.]. Существование главных из них состоит в следующем. Образование глубокометаморфизованных пород за счет прогрессивного регионального метаморфизма предполагает существование уже к началу архея вулканогенно-осадочного субстрата. В связи с этим частично по аналогии с Луной постулируется, что на Земле в катархее имел место особый «лунный» этап базальтового вулканизма, когда здесь уже были (или появились с осадками и атмосфера. Тем самым допускаются достаточно низкие температуры на поверхности Земли (≤ 100 — 300 °C).

С другой стороны, необходимым условием метаморфизма в гранулитовой фации являются высокие температура и давление, что заставляет исследователей допускать погружение вулканогенно-терригенных толщ на глубину 30—35 км и последующую инверсию тектонических движений. Поскольку сейчас архейские образования выходят на поверхность, встает вопрос, куда делась (и откуда взялась) огромная по объему покрывка перекрывавших гранулиты пород. Геологические факты свидетельствуют о незначительном эрозионном срезе кристаллической толщ на щитах (не больше первых километров по мощности) и, естественно, еще меньшем в фундаменте платформ, где отсутствуют осадки коррелятивного состава и мощности. Породы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма перекрываются протерозойскими (или архейскими?) отложениями, отвечающими низким сту-

пеням метаморфизма, или вулканитами зеленокаменных поясов практически без временного перерыва и следов размыва. Далее, если исходный субстрат был основным по составу, неясно, за счет каких процессов и источников вещества образовались «серые гнейсы», граниты и мигматиты (гнейсо-мигматитовые толщи). К парадоксам архея относится и «загадка анортозитов» (возникновение, возраст и т. д.).

В целях разрешения парадоксов исследователи прибегают к различным искусственным построениям: глубинному прогрессивному метаморфизму и полиметаморфизму субстрата, регрессивному метаморфизму подстилающих эклогитов, гранитизации гранулитов, высокому тепловому потоку и повышенному геотермическому градиенту в архее [15], внезапному резкому повышению температуры до 1000°C и атмосферного давления до $8 \cdot 10^8$ Па во второй половине архея [13] и даже расширению Земли [9]. Все они не согласуются с известными и новыми фактами, в частности по докембрию Анабарского щита.

Анабарский щит — крупный (50 тыс. км²) фрагмент древнейшей литосферы, «законсервированный» в пределах Сибирской платформы. Он служит оптимальным полигоном для реставрации условий становления архейской толщи, так как здесь слабо проявились процессы протерозойско-фанерозойской тектоно-магматической активизации (рифейский карбонатитовый и триасовый трапповый дайковый комплексы). На основании результатов практически непрерывного изучения разреза и опробования через 200 м по близширотному региональному (протяженностью 245 км) профилю вкост северо-северо-западного ($320\text{--}340^{\circ}$) простирания большинства толщ и структур щита, а также дешифрирования космоснимков ERTS NASA масштаба 1:1 000 000 и интерпретации имеющихся данных [1, 10—12], автор попытался установить первичную природу катархейско-раннепротерозойских (?) ($\geq 3,5\text{--}1,8$ млрд. лет) кристаллических образований гранулитового слоя, обнажающегося на щите.

Геолого-тектоническое строение Анабарского щита. На первом этапе гео-

логического картирования в разрезе щита выделены четыре стратиграфические серии пород гранулитовой фации метаморфизма архейского возраста общей мощностью 20—25 км (снизу вверх): далдынская (преобладают мезо- и меланократовые 2Пи* «плаггиогнейсы», Пи-Пл кристаллосланцы), верхнеанабарская (лейкократовые Ги, прочие «гнейсы и плаггиогнейсы»), верхнеламауйская (Би-Ро и Ро «плаггиогнейсы, гнейсы», амфиболиты) и хапчанская (преимущественно Би-Гр, Ги-Би, салитовые «плаггиогнейсы и гнейсы», высокоглиноземистые «гнейсы», «мраморы и кальциты» [12]. Им приписывалось супракратальное происхождение. Самая древняя далдынская серия распространена в близцентральной части щита, верхнеанабарская и верхнеламауйская — по периферии, хапчанская — в краевых частях, особенно на северо-востоке. Считается, что толщи, слагающие серии, иногда чередуются (в плане) в виде узких полос. Характерный полосовидный структурный рисунок метаморфических толщ обусловлен [10, 12] сводово-складчатым, антиклинорно-синклинорным строением щита. Авторами геологических карт особо оговаривается, что пликвативные складчатые структуры выделяются исключительно на основании пространственной корреляции с учетом площадного размещения метаморфических толщ, иными словами, их рисовка зависит только от литолого-стратиграфической идентификации.

В 1960—1970 гг. под влиянием идей гранитизации и фациальности метаморфизма верхнеламауйская серия с преобладанием в составе амфиболовых пород трансформирована в верхнеархейско-нижнепротерозойский верхнеламауйский комплекс диафторированных и полиметаморфических пород амфиболитовой фации, будто бы наложенных на гранулитовые образования далдынской и верх-

* Пи — пироксен, Гр — гранат, Би — биотит, Ро — обыкновенная роговая обманка, Ги — гиперстен, Ди — диопсид, Са — салит, Пл — плаггиоклаз, Ри — рибекит, Ал — альмандин, Ан — андрадит, Кп — калиево-натриевый полевой шпат, Ми — микролин, Кв — кварц, Си — силлиманит, Ко — кордиерит, Г — графит, Ск — скаполит, Ка — кальцит, До — доломит, Ма — магнетит, Фл — флогопит, Ап — апатит.

неанабарской серий [1, 11]. В частности, согласно [1], раннеархейский фундамент Анабарского щита разбит на шесть глыб, сложенных слабо переработанным гранулитовым субстратом (рис. 1). Глыбы разделены пятью линейными зонами смятия и дробления, выполненными породами верхнеламауйского комплекса (в объеме одноименной серии) с реликтами ассоциаций гранулитовой фации метаморфизма. Итак, в этот период отказались от модели сводово-складчатого строения щита в пользу альтернативной модели глыбово-дизъюнктивного строения.

Считалось [12], что древняя «ось» Анабарского щита располагается на несколько десятков километров восточнее центральной его части. На основании геологической съемки [8] свод щита был «перемещен» к западу, в район Далдыно-Джелиндинского антиклинория. По нашим данным, срединная линия находится еще западнее, на правом берегу р. Далдын, непосредственно в центральной части щита, где на поверхности развиты наиболее глубинные и высокотемпературные гранулиты (Гр-Пи-Пл основные эклогитоподобные кристаллосланцы). Кроме того было подтверждено, что по обе стороны от центрально-срединной зоны щита азимут падения пород изменяется на противоположный (с западных румбов на восточные) при преобладающем моноклинальном залегании толщ, как отмечалось еще О. О. Баклундом [10]. Это вполне согласуется с различиями западной и восточной частей щита по набору пород, зеркально-симметричной векторной анизотропии их петрографических свойств и т. п.

По вещественно-фациальным, структурно-тектоническим и космодешифрированным признакам построена схематическая структурно-вещественная «нуклеарная» модель Анабарского щита (рис. 2). В пределах его выделены два смежно-изолированных чашеподобных блока (Западно-Анабарский и Восточно-Анабарский) с противоположным падением пород при сравнительно крутом ($40\text{--}50^{\circ}$) залегании в центре щита и нередкого пологом ($10\text{--}20^{\circ}$) у краев, являющиеся сегментами крупных нуклеарных областей в фундаменте

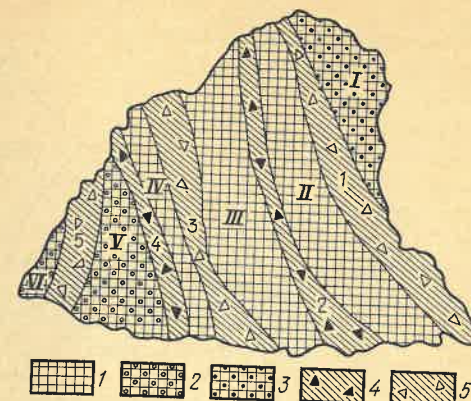


Рис. 1. Схема метаморфических фаций и тектонического районирования Анабарского щита [1]. Метаморфические комплексы: 1 — анабарский гранулитовый повышенных давлений и температур, 2 — маганский гранулитовый умеренных давлений и температур, 3 — хапчанский гранулитовый относительно низких давлений и умеренных температур, 4 — верхнеламауйский диафторированный пород амфиболитовой фации, 5 — верхнеламауйский полиметаморфический пород амфиболитовой фации; глыбы AR₁ фундамента: I — Попыгайская, II — Джелиндинская, III — Далдынская, IV — Ильинская, V — Верхнекуонамская, VI — Западная; AR₂—PR₁ зоны смятия: 1 — Билляхская, 2 — Харакская, 3 — Котуйкан-Монхголинская, 4 — Ламауйская, 5 — Маганская

восточной части Сибирской платформы. Блоки состоят из серии последовательных структурно-фациальных зон, конформных разделу между блоками. Выделены 11 зон и 25 подзон. В роли чередующихся «складчатых метаморфических толщ» и пород «наложенных тектонических зон» выступают подразделения типа ритмов различных состава и порядка, образующие структурно-фациальные зоны с термобарическими по природе границами, унаследованными позднее позднеархейскими, позднеархейско-раннепротерозойскими и раннепротерозойскими (?) разломами.

Граница между блоками представляет собой срединно-осевую линию, прослеживающуюся в плане в виде Котуйкан-Далдынского глубинного разлома скрытого типа S-образной формы. Она унаследовала положение первичного древнейшего погребенного срединного раздела, вала, который трассируется на поверхности единственным в пределах щита мощным роением комплекса параллельных даек ультрамафитов позднеархейского возраста (?), ступенчатым изгибом северной границы щита, характерными крутыми подворотами долин рек Котуйкан и Далдын тектонического заложения и фиксируется (со смещением на 5—7 км

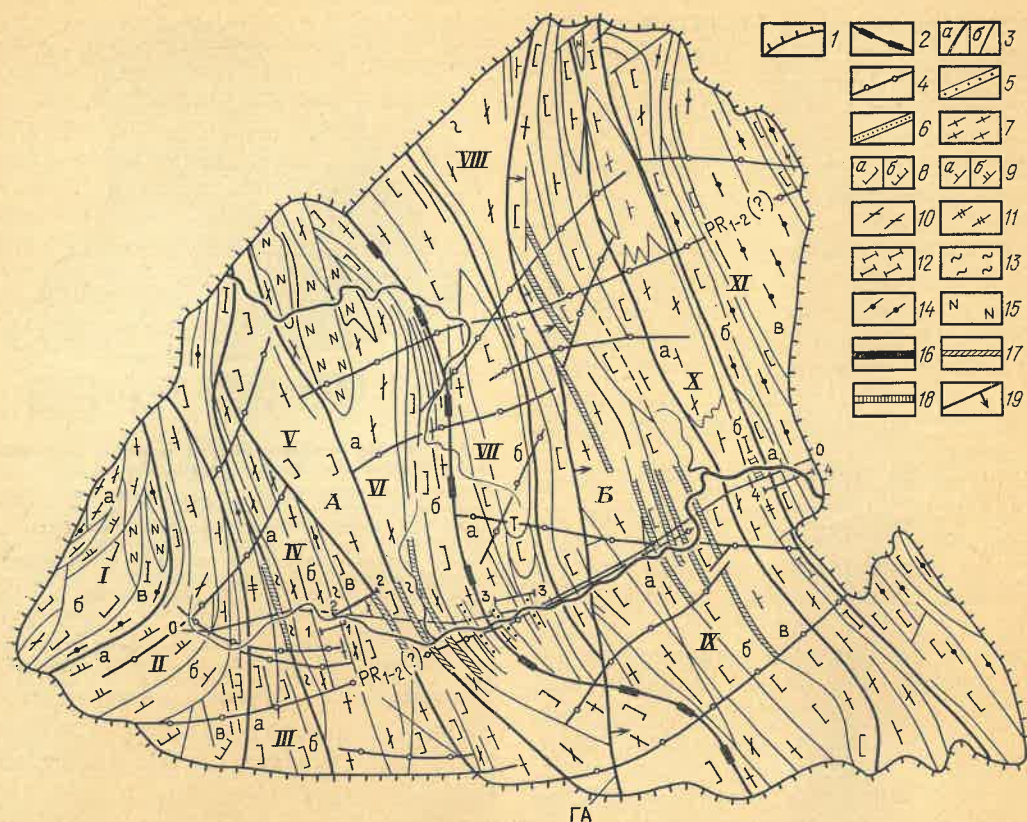


Рис. 2. Схема структурно-вещественного районирования Анабарского щита

1 — граница щита; 2 — предполагаемая граница между главными структурными элементами щита (зона Котуйкан-Далдынского разлома AR_2 ?); Западно-Анабарским (А) и Восточно-Анабарским (Б) блоками; 3 — границы между структурно-фациальными зонами, унаследованные разломами AR_2 — PR_1 (?), и подзонами, отдельными мощными горизонтами, пачками, ритмами пород (б): I — Маганская (а — гнейсогранитово-серогнейсовая, б — плагиоклазит-эндербитовая, в — биотит-альмандин-плаггиогнейсовая подзоны), II — Верхнекуонамская (а — сиеночарнокитовая, б — чарнокитовая, в — чарноэндербитовая подзоны), III — Балаганахская (а — биотит-альмандин-плаггиогнейс-эндербитовая, б — клинопироксен-кристаллосланцево-чарнокитово-эндербитовая подзоны), IV — Ламуйская (а — гнейсогранитово-серогнейсовая, б — (Ро-2Пи-Пл) кристаллосланцево-гнейсогранитово-серогнейсовая, в — серогнейсово-эндербитовая подзоны), V — Алы-Юряхская эндербит-(Ро-2Пи-Пл) кристаллосланцевая, VI — Котуйкан-Монхоодинская (а — плагиоклазит-гнейсогранитово-серогнейсовая, б — эклогит-(Ро-2Пи-Пл) кристаллосланцево-эндербитовая подзоны), VII — Котуйкан-Далдынская (а — эклогит-эндербитово-(Ро-2Пи-Пл) кристаллосланцевая, б — (2Пи-Пл) кристаллосланцево-эндербитовая подзоны), VIII — Ченгелехская серогнейсово-чарнокитово-эндербитовая, IX — Хатырык-

Джелиндинская (а — (Ро-2Пи-Пл) кристаллосланцево-эндербитовая, б — эндербитовая, в — чарнокитово-эндербитовая подзоны), X — Билляхская (а — чарнокитово-серогнейсовая, б — клинопироксен-кристаллосланцево-щелочногнейсовая подзоны), XI — Попугайская (а — эндербитовая, б — эндербит-биотит-альмандин-плаггиогнейсовая, в — биотит-альмандин-плаггиогнейсовая подзоны); 4 — разломы PR_1 (?), PR_1 —2 (?) и Т (ГА — Главный Анабарский шов PR_1 ?); 5 — эклогитоподобные и гранатовые основные кристаллосланцы; 6 — 2Пи-Пл кристаллосланцы, пироксенолиты; 7 — ортопироксеновые кристаллосланцы (Ро-2Пи-Пл и др.); 8 — эндербиты (а), чарноэндербиты (б); 9 — чарнокиты (а), сиеночарнокиты (б); 10 — «серые гнейсы», включая амфиболиты; 11 — клинопироксеновые породы (кристаллосланцы, плаггиогнейсы, гнейсы и др.); 12 — «щелочные гнейсы» (салит-ортоклазовые); 13 — Би плаггиогнейсы, гнейсоплаггиограниты и гнейсограниты; 14 — Би-Ал, Ал, Си-, Ко- и (или) графитсодержащие породы (плаггиогнейсы и др.); 15 — плагиоклазиты и связанные с ними породы; 16 — итабиты; 17 — силекситы («кварциты»); 18 — кальцититы («мраморы»); 19 — направление падения поверхности сместителя; 0-0 — региональный, 1-1, 2-2, 3-3, 4-4 — сопряженные профили (материалы по профилю 3-3 собраны В. С. Шалаевым); эклогитоподобные кристаллосланцы, силекситы и кальцититы показаны в районе профилей внемасштабным знаком

к западу) гравитационной ступенью, проявленной до глубины 40 км (М. З. Глуховский, 1981 г., А. А. Духовский [2]).

Принципиальные отличия (помимо различий в деталях рисовки) приведенной схемы районирования от известных связаны с новым геологическим содержанием, вкладываемым в

понимание инфраструктуры и вещественного выполнения щита, а также с существенно иной интерпретацией происхождения слагающих его пород наряду с петрографическим изучением и систематикой докембрийских горных пород на современном уровне.

Минеральные парагенезисы и фациальные серии горных пород Анабар-

ского щита (результаты петрографического, петрохимического и геохимического изучения). Определены типоморфные петрографические черты, присущие архейским образованиям щита: мостово-гранулитовая, «метадiorитовая», «гранобластовая» и другие структуры; массивная или полосчатая, «гнейсовидная» текстуры; заметное развитие гиперстена; плаггиоуклон пород; наличие пород от содержащих незначительное количество того или иного минерала (гиперстен, амфибол и др.) до анхимономинеральных (гиперстениты, амфиболиты и т. д.); присутствие первичных антипертитовых и пертитовых структур распада твердых растворов плагиоклаза и ортоклаза, структур распада пироксенов; наличие первичных обыкновенной роговой обманки, диопсида, биотита. Типоморфные структуры гранулитов обнаруживают отдаленное сходство с габбро-норитовой, гипидиоморфнозернистой, гистеромагматической и другими структурами. Однако они не являются реликтами структур бывших магматических пород, как ошибочно считается, а представляют собой структуры, которые только намечаются в архейских образованиях, а позднее, в протерозое и фанерозое, становятся типоморфными для соответствующих им по химическому составу интрузивных горных пород.

По комплексу микропризнаков в выборке из 1400 шлифов выявлена генеральная последовательность кристаллизации главных порообразующих минералов: гранат пироп-альмандиновый (?) — гиперстен — плагиоклаз — обыкновенная роговая обманка — диопсид (салит) — биотит и альмандин. Установлен единый ряд кристаллических пород, объединенных в шесть фациальных серий по наличию и относительному количеству ведущих, или критических, минералов: серия А, переходная к плаггиоэклогитовой (Гр пироп-альмандиновой ряда): эклогитоподобные Гр-Би-Ро-2Пи-Пл кристаллосланцы бескварцевые и кварцевые — Гр и Гр-Пи амфиболиты; серия В, ортопироксен-гранулитовая, или ортопироксен-кристаллосланцево-эндербит-чарнокитовая (Ги): Ги-Пл и 2П-Пл кристаллосланцы — Ро-2Пи-Пл кристаллосланцы (В') — эндербиты (мела-

эндербиты, эндербиты, лейкоэндербиты) — чарноэндербиты и чарнокиты (В') — силекситы, или гнейсокварциты ($Kb \pm Bi \pm Al \pm Pl$ и др.); серия С, плагиоклаз-гранулитовая, «анортозитовая», или плагиоклазит-иотунитовая (Пл): Пи и Ро плагиоклазиты («габбро-норит-анортозиты», «габбро-анортозиты», «габбро-амфиболиты») — плагиоклазиты — корундовые, гроссуляр-андрадитовые плагиоклазиты (?) — иотуниты; серия D, амфибол-гранулитовая, или «серогнейсовая»* (Ро): Би-Ро-Пл и Ро-Пл кристаллосланцы — амфиболиты — Би-Ро плаггиогнейсы и гнейсоплаггиограниты — Би-Ро гнейсограниты — Би-Ро гнейсосиениты — Ми силекситы ($Kb \pm Mi \pm Kp \pm Bi$ и др.); серия Е, клинопироксен-гранулитовая, или клинопироксен-кристаллосланцево-щелочногнейсовая (Ди или Са): Ди-Пл кристаллосланцы — Ди плаггиогнейсы и гнейсоплаггиограниты — Ди гнейсограниты — Са** ($\pm Ri \pm An \pm Sfen$) гнейсограносиениты и гнейсосиениты («щелочные гнейсы») — кальцититы («мраморы и кальцифиры») ($Ka \pm Do \pm Sa \pm Fl \pm Sk \pm G \pm Ap$ и др.); серия F, биотит- и (или) альмандин-гранулитовая (Би и (или) Ал): Ал-Би-Пл кристаллосланцы — Би и Би-Ал плаггиогнейсы, гнейсоплаггиограниты и гнейсограниты — Си-Ко-Би-Ал гнейсоплаггиограниты — силекситоподобные породы ($Kb \pm Kp \pm Si$ и др.).

В целом основность и меланократовость пород уменьшаются, а кислотность, лейкократовость и, как правило, щелочность увеличиваются от начала к концу серий. Роль основных высокотемпературных кристаллосланцев соответствующего состава заметно снижается, тогда как плаггиогнейсов и гнейсо(плаггио)гранитов, т. е. средних и кислых более низкотемпературных пород, возрастает от серии А к F.

Серии образуют единый генетический ряд архейских пород в связи с их структурно-вещественной общностью (непрерывно-последовательная смена минеральных парагенезисов) и пространственно-временной совмещенностью в разрезе. Критическими назва-

* Данные образования впервые отнесены к «комплексу серых гнейсов», широко представленному на большинстве щитов земного шара.

** С повышенным содержанием натрия за счет эгириновой (?) молекулы.

ны минералы, обуславливающие специфику парагенезисов и главенствующие на том или ином этапе кристаллизации (первые на фронте ликвидуса или ведущие в слое затвердевания). Реакционно-перитектические соотношения между темноцветными минералами и их инконгруэнтный характер обеспечивают при высоких температуре и давлении реакционные соотношения между «соседними» парагенезисами, т. е. горными породами, смежными в серии и качественно отличающимися на один минерал в парагенезисе (появление нового минерала в количестве 5 % и более вместо раннего минерала). Последовательно-реакционные взаимоотношения фемических минеральных фаз определяют процесс становления всей кристаллической толщи арха.

Фаціальным сериям свойственна петрохимическая специализация: А и В — магнезиально-железистосиликатная, D — известково-железистосиликатная, С — высокоглиноземистая, Е — силикатно-щелочно-известковая, F — глиноземистая. Амплитуда дифференциации для членов главных серий по SiO_2 без конечных членов следующая: В — 49—64—70 %, С — 45—58 %, D — 48—52—60 и 70 %, Е — 49, 55—57—62—70 и 74 %, F — 57—64, 69—74 и 76 % (по данным 270 силикатных анализов вдоль профилей из коллекции автора). На тройных диаграммах SiO_2 — ΣFe — Σ щелочей, SiO_2 — CaO — Σ щелочей и CaO — ΣFe — Σ щелочей линии дифференциации серий субпараллельны и сдвинуты относительно друг друга, т. е. распределение петрогенных компонентов пород серий имеет поступательно-ритмичный характер.

Особенности геохимической специализации пород фаціальных серий, выражающиеся в субпараллельности линейных соотношений кларков для пар когерентных элементов Ni/Co, Cr/V, Rb/Sr, U/Th, выбранных в качестве индикаторов процесса дифференциации архейской толщи (по данным 3000 спектральных анализов), также свидетельствуют о фракционировании редких и рассеянных элементов с тенденцией к ритмичному распределению их по разрезу в процессе становления кристаллической толщи.

Следует отметить наличие пироксеновых парагенезисов среди беспироксеновых (амфиболовых) и биотит-амфиболовых) в виде переслаивания самостоятельных горизонтов тех и других пород, но не в виде сохранившихся «реликтов» пироксен-гранулитового «субстрата». Закономерное положение в разрезе амфиболовых парагенезисов определяется положением Ро в ряду последовательности кристаллизации ликвидусных минералов между Ги (и Пл) и Ди (или Са). Эти наблюдения наряду с геологическими данными и результатами фаціального анализа показывают, что образования верхне-ламуийского комплекса зон смятия не относятся к продуктам наложения амфиболитовой фации на более ранние породы далдынской и верхнеанабарской стратиграфических серий гранулитовой фации, как отмечалось в работах [1, 11], да и сами зоны смятия отсутствуют.

Хорошо известным фактом является наличие структурно-вещественных признаков гранулитовой фации метаморфизма у «интрузивных» пород щита — анортозитов, порфиробластических Би-Ро гранодиоритов и других, по [10, 12]. Одинаковая степень «метаморфизма» обоих образований, по нашему мнению, свидетельствует не только об одновременном формировании, но и об едином механизме становления этих «интрузий» с толщей «вмещающих» пород, что не противоречит новейшим данным радиологического датирования пород. Минеральные парагенезисы, химический состав, структура и текстура пород редких «интрузивных массивов» тождественны таковым менее мощных горизонтов плагиоклазитов и «серых гнейсов», обнаруженных нами в разрезе толщи.

Особенности структуры и текстуры вертикального разреза Анабарского щита. Для толщи пород характерна сквозная первичная полосчатость (расслоенность, *layering*) различных масштабов (от микрослоев мощностью доли миллиметров до «мегаслоев» мощностью сотни метров) в виде переслаивания основных разновидностей кристаллических пород.

Разрез сложен особыми по форме телами с согласными относительно друг друга контактами и конформными

ми северо-северо-западной инфра-структуре щита. Это геометрически правильные, плоскопараллельные и линзовидные горизонты и слои независимо от минерального и химического состава пород с четкими ограничениями, выдержанные по мощности и составу. Они чередуются в разрезе*, образуя слоистые структурно-вещественные ассоциации с элементами однотипности (меланократовые — лейкократовые, основные — кислые снизу вверх) и повторяемости (ритмичности) тел по вертикали. Устанавливается упорядоченность разреза, выражающаяся в наличии текстурных подразделений различных порядков, среди которых по частоте встречаемости и преобладанию гранулитов того или иного состава нами выделены в направлении возрастающей сложности: пачка слоев или горизонтов, ритмы (серия пачек), макоритмы (серия ритмов), мегаритмы (серия макоритмов) и далее сводный разрез Анабарского щита.

Примеры строения многослойных пачек: переслаивание горизонтов Ро-2Пи-Пл и 2Пи-Пл кристаллосланцев, Ро-2Пи-Пл кристаллосланцев и эндербитов, Би-Ро-Пл кристаллосланцев и плагиогнейсов, Би и Би-Ал плагиогнейсов; элементарной, двухслойной пачки: Ро-2Пи-Пл кристаллосланец, эндербит (микроритм). Примеры строения более или менее полных завершенных ритмов: экологитоподобные кристаллосланцы (с Ро-2Пи-Пл кристаллосланцами) — Пи кристаллосланцы (с эндербитами) — эндербиты — силекситы, Пи кристаллосланцы — эндербиты — силекситы, (мела)эндербиты — лейкоэндербиты — силекситы, меланократовые щелочные гнейсы — мезократовые — лейкократовые щелочные гнейсограниты — «мраморы». Элементарный двучленный ритм: Пи кристаллосланцы (преобладают в пачке) — эндербиты; Би-Ро плагиогнейсы — Би-Ро гнейсо- (плагио)граниты. Пример строения макоритма эндербитового состава, который может включать до четырех—шести ритмов: эндербиты (с Пи кристаллосланцами) — силекситы (горизонт) — эндербиты (с кристаллосланцами и чарно-

китами) — силекситы — эндербиты (с кристаллосланцами и сиеночарнокитами) — силекситы — эндербиты (с чарноэндербитами) — силекситы — эндербиты — силекситы — эндербиты и чарнокиты — силекситы. Элементарный макоритм: «серые гнейсы» (Би-Ро-Пл и Ро-Пл кристаллосланцы и плагиогнейсы) — Би-Ро и Би гнейсограниты — Ми силекситы. Примеры мегаритмов с данными о вещественной анизотропии, строении и количестве приведены ниже.

От начала к концу отмеченного выше ряда текстурных подразделений увеличиваются количество слоев (от первых единиц — десятков горизонтов в пачке до нескольких сотен в мегаритме), мощность и, следовательно, объем подразделений (от метров — десятков метров для пачки до 4—6 км для мегаритма), возрастает контрастность видов пород, слагающих подразделения, изменяются меланократовость, кислотность — щелочность (основность), плотность, $T_{\text{ликв}}$ и $T_{\text{солид}}$, т. е. степень гомодромности и тугоплавкости гранулитов. Во всех случаях снизу вверх по разрезу подразделений происходит смена основных и высокотемпературных гранулитов более кислыми и низкотемпературными.

Обратив внимание на ритмичность разреза, геологи [8] в ходе новейшей геологической съемки северной части Анабарского щита перешли к картированию на основании выделения ритмопачек как главных картировочных элементов, соответствующих, по их мнению, объему «толщ или свит». Установлен следующий ряд подразделений: слои — ритмогоризонты — ритмопачеты — ритмопачки (14) — ритмоциклы (2). Считается, что ритмопачет состоит из серии ритмогоризонтов и т. д. Иначе говоря, для гранулитовой толщи Анабарского щита характерна массивно-стратифицированная ритмичная текстура слоистого разреза.

В многокилометровом разрезе толщи нет следов каких-либо перерывов, несогласий и базальных отложений (см. также [10]) и, напротив, наблюдается постепенное изменение состава толщи от древних к более молодым «литолого-стратиграфическим» подразделениям. Статистические закономерности распространения групп гор-

* Это отмечалось еще в 30-х годах при первых мелкомасштабных работах.

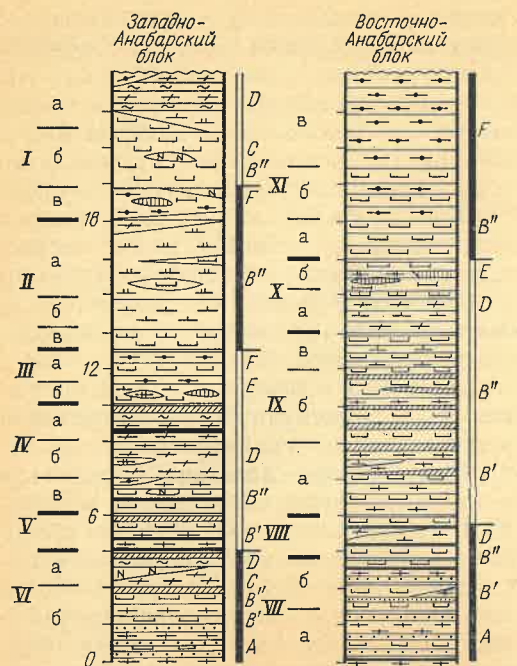


Рис. 3. Состав и строение ритмически-стратиформного разреза Анабарского щита
А, В', В'', С, D, E, F — фациальные серии; остальные усл. обозн. см. рис. 2

ных пород в разрезе сводятся к ритмично-направленной смене фациальных серий от А до F снизу вверх по разрезу, что также проливает свет на особенности становления архейской толщи. Специфика становления приводит помимо прочего к возникновению в разрезе спорадических горизонтов, обогащенных практически любым из петрогенных (не исключая акцессорных) компонентов физико-химической системы вплоть до анхимономинеральных пород, например «железистых кварцитов» или итабиритов ($\text{Ma} \pm \text{Kb} \pm \text{Gi} \pm \text{Di} \pm \text{Al}$ и др.).

В сериях четко (слабо в С и E) совмещены феннеровская и боуэновская тенденции дифференциации с некоторым опережением первой во времени: приуроченность линз итабиритов к нижним — средним частям разреза, а силекситов — исключительно к верхним частям ритмов и макроритмов. В отличие от горизонтов более тугоплавких дифференциатов (плагноклазитов, амфиболитов и т. п.), конечные члены, замыкающие «вилку» фациальных серий (по аналогии с реакционными сериями минералов Боуэна), представлены горизонтами легкоплав-

ких компонентов с самыми низкими $T_{\text{крист}}$, плотностью и теплотой плавления. К последним для алюмосиликатных серий А, В, D, в меньшей степени F относится кремнезем, вследствие чего в верхах (макро)ритмов образуются горизонты силекситов (серии А, В, D) и силекситоподобных пород (серия F), а силикатно-щелочно-известковой серии E — окись кальция (кальциты — древнейшие гомологи интрузивных карбонатитов). Теплота плавления кальцита, установленная экспериментально по карбонатитам, низкая (175 Дж/(г·моль) [17]).

Западно-Анабарский блок характеризуется более кремнекислым составом пород. Он имеет преимущественно эндербит-чарнокит-серогнейсовое сложение с направленным рядом фациальных серий (А) — В' — В'' — С, D → В' — В'' — D — E, F → В' — F → В'' — C — D... в разрезе четырех мегаритмов от зоны VI к зоне I, в отличие от Восточно-Анабарского блока валового биотит-гранат-плагногнейс-пироксен-кристаллосланцево-эндербитового сложения (ряд серий А — В' — В'' — D → В' — В'' — D — E → В' — F... в разрезе трех мегаритмов от зоны VII к зоне XI). Отмеченная поступательно-латеральная смена фаций обусловлена расслоенно-массивно-стратифицированной ритмичной текстурой вертикального разреза толщ по блокам (рис. 3). В полном разрезе щита насчитывается не менее 21 макроритма, состоящих более чем из 50 ритмов и объединяющихся в семь мегаритмов. Выделяемые нами ритмы трех порядков, как правило, отвечают объему, границам, латеральной и временной последовательности закартированных ранее литолого-стратиграфических пачек, толщ и серий [12] в сводном разрезе региона, тем самым отражая соответствие полнотной информации обширному фактическому материалу площадного картирования: далдынская (фациальные серии А и В, преобладают меланократовые Ро-2Пи-Пл и 2Пи-Пл кристаллосланцы и эндербиты, по нашей классификации) — верхнеанабарская (серия В, преобладают эндербиты и чарнокиты) — верхнелапудинская (серии С и D, преобладают «серые гнейсы») — халчанская (фациальные серии E и F, клинопироксеновые гнейсограниты и

биотит-альмандиновые плагногнейсы) стратиграфические серии.

Минимальная $T_{\text{крист}}$, судя по минеральным парагенезисам и геопалеотермометрическим оценкам [1, 3, 10, 11], составляла 1000—1100 °C для эклогитоподобных и 2Пи-Пл кристаллосланцев, 800—900 °C для эндербитов, чарнокитов и «серых гнейсов», 550—700 °C для гнейсосиенитов, Би-Ал (плагно)гнейсов и, вероятно, 500 °C и ниже для силекситов и кальцититов. Одновременно с температурой падала барофильность от $8 \cdot 10^8$ — $10 \cdot 10^8$ до $4 \cdot 10^8$ — $5 \cdot 10^8$ Па и сокращалось количество минеральных фаз в относительно закрытой физико-химической системе с 7—8 у первых до 1—4 у последних. При таких температурах, как показывают результаты экспериментальных петрографических исследований, породы соответствующих составов изначально должны находиться в расплавленно-гомогенном состоянии, с чем согласуются данные петрографического, петрохимического, геохимического и петролого-фациального изучения пород щита.

Смена фациальных серий в последовательности зон I—VI Западно-Анабарского и VII—XI Восточно-Анабарского блоков снизу вверх по разрезам толщ отвечает смене парагенезисов по мере снижения температур затвердевания пород. В свою очередь, последовательность парагенезисов обуславливается порядком кристаллизации главных ликвидусных минералов, установленным нами эмпирически, что явилось решающим фактором, определившим состав, строение и анизотропию архейского разреза. За ритмичность в строении разреза ранее принималось повторение одноименных толщ, которое неверно трактовалось как результат наложенной складчатости.

Тенденция к увеличению железистости гиперстена и клинопироксенов за счет магнезиальности в одноименных гранулитах вверх по разрезу макроритмов и всей толщи пород — свидетельство дополнительного наличия «скрытой расслоенности» разреза помимо ритмичной микро-, макро- и мегарасслоенности. Рассмотренные и другие основополагающие факты в большинстве случаев установлены на-

ми впервые или независимо от других исследователей [14, 15].

Итак, имеет место векторно-направленная анизотропия пород связанных разрезов в Западно-Анабарском и Восточно-Анабарском блоках, выражающаяся в закономерном омоложении пород, уменьшении роли меланократовых членов, снижении минимальных $T_{\text{крист}}$, тугоплавкости, барофильности и основности пород при одновременном увеличении кислотности, лейкократовости и отчасти щелочности от центральной к краевым (западная и восточная) частям щита или снизу вверх по разрезам. Это обусловлено наличием ритмов закономерного строения и изменяющегося состава по всему разрезу со сменой ранних, высокотемпературных, меланократовых и основных дифференциатов более поздними, низкотемпературными, лейкократовыми, кислыми и щелочными снизу вверх по разрезу ритмов.

Происхождение гранулитового слоя протокры и «парадоксы архея». Появление и становление толщи катархейско-раннепротерозойских (?) образований с охарактеризованным выше комплексом геолого-петрологических признаков связано с процессом автоколебательного ритмично-направленного (снизу вверх) затвердевания слоя расплава исходного кремнекислого состава* мощностью 20—25 км на фоне постепенного его охлаждения. В качестве геологической и физико-химической модели вещественной анизотропии, строения, дифференциации и кристаллизации расслоенно-стратиформной раннедокембрийской толщи гранулитов служат расслоенные интрузивы типа Скергаарда, Бушвельда, Стилуотера, Маскокса и близкие им по строению дифференцированные тела с тождественным механизмом периодического (автоволнового) ритмично-направленного затвердевания от подошвы к кровле массивов [5—7].

Модельные объекты (интрузивы) и (кат)архейская гранулитовая толща, несмотря на различия в вещественном выполнении и прочих признаках (мощ-

* Рассчитанный средневзвешенный состав (по 214 анализам), %: SiO_2 60,7, TiO_2 0,7, Al_2O_3 14,9, Fe_2O_3 2,9, FeO 4,6, MnO 0,1, MgO 3,6, CaO 5,7, Na_2O 3,5, K_2O 1,9, P_2O_5 0,1, п. п. н. 1,0, Σ 99,7.

ность, длительность затвердевания, интенсивность теплообмена и др.), имеют аналогичные формы тел пород (слои, линзы, горизонты), внутреннюю структуру и текстуру разреза, а также направленность дифференциации: фенероовскую (соответственно «критические» рудоносные горизонты и горизонты итабиритов) и боуэновскую (гранофиры у кровли интрузивов и силекситы в верхних частях ритмов гранулитов) и т. д. Расслоенные интрузивы имитируют механизм формирования как гранулитовой толщи в целом, так и отдельных полных «саморазвивающихся» ритмов, венчающихся силекситами, кальцититами и силекситоподобными породами.

Для изучения процесса затвердевания полифациально-расслоенных интрузивов ранее была применена теория затвердевания, заимствованная из тепловой теории литья и описывающая кристаллизацию металлических и каменных отливок [4, 16], с привлечением термодинамики необратимых процессов и физико-химической петрологии. Данная теория может служить физико-химической основой для объяснения структурно-вещественных свойств древнейших кристаллических образований только при учете особенностей термодинамических и экологических условий становления гранулитовой толщи, существовавших в позднепланетарную, или догеологическую, стадию развития Земли.

Минералы, минеральные парагенезисы, фациальные серии, границы слоев и ритмов различных порядков гранулитов первичны. Согласно теории затвердевания, фронт затвердевания в сечении состоит из слоя затвердевания (зона кристаллизации), залегающего на предшествующем слое, перекрывающего зону кристаллизации застойного слоя (диффузионная зона расплава) и вышележащей толщи расплава. Верхняя и нижняя границы слоя затвердевания отвечают изотермическим поверхностям ликвидуса и солидуса, нормальных вектору гравитационного поля и (или) конформных ограничениям первичных нуклеарных форм. Этим объясняются устойчивость парагенезисов по простиранию и смена их вкрест простиранья слоев, выклинивание горизонтов и другие призна-

ки архейских кристаллических пород, не говоря уже о полном отсутствии реликтов гипотетического исходного субстрата и следов прогрессивного метаморфизма в гранулитах.

Физико-химическая обстановка появления минеральных парагенезисов гранулитов определяется эффектом «концентрационного переохлаждения» [4, 16] при решающей роли температурного и концентрационного факторов на фоне автоколебательного режима кристаллизации. Слой затвердевания соприкасается не с зоной жидкого расплава, а с расплавом диффузионной зоны, $T_{ликв}$ которого ниже температуры расплава жидкой зоны из-за отеснения фронтом кристаллизации в диффузионную зону менее тугоплавких компонентов. Поэтому выделяющиеся из расплава минералы отвечают ликвидусу застойного слоя и являются более низкотемпературными по сравнению с парагенезисами предшествующего слоя. Анизотропия состава, повторяемость слоев и т. п. определяются волновой природой флуктуаций температуры и концентрации, обусловленных, в свою очередь, различиями скоростей тепло- и массообмена. В соответствии с механизмом затвердевания расслоенность (в данном случае первичная полосчатость в виде переслаивания гранулитов) является не результатом процесса ликвации в традиционном понимании (возникновение границы раздела между двумя несмешивающимися жидкими фазами), а следствием сосуществования фронта затвердевания с перекрывающей его зоной жидкого расплава [16].

Специфика условий возникновения и становления гранулитового слоя протокры является от многих факторов. Главными из них являются: а) затвердевание из расплава внешней (на время $\geq 2-3,5$ млрд. лет назад) оболочки планеты; б) низкий адиабатический градиент dT/dH при $T_{нач}$ на поверхности около 1100°C вследствие малой теплопроводности исходного расплава и наличия плотной протяженной раскаленной кислотно-восстановительной первичной атмосферы (H_2 , CO_2 , N_2 , NH_3 , CH_4 и др.); в) значительный интервал температур кристаллизации ($\Delta T = T_{ликв} - T_{солид} \approx 1100 - 500 = 600^\circ\text{C}$) при $dT/dH \ll dT/dP$

(градиент температуры плавления); г) высокий градиент общего давления ($P_{гидрост}$ до $10 \cdot 10^8$ Па за счет массы столба расплава и $P_{внешн}$ не меньше $3 \cdot 10^8$ Па за счет массы тяжелой оболочки протоатмосферы) между придонным и верхним уровнями магматического бассейна; д) режим термостатирования с застойными условиями на глубоких и конвекционными тепло- и массопотоками на вышележащих уровнях толщи расплава; е) кристаллизация расплава в особых структурных «отливочных» формах — более или менее смежно-изолированных нуклеарных чашеобразных резервуарах, края которых теперь, по-видимому, маркируются в эрозионном срезе структурно-формационными зонами с эклогитоподобными кристаллосланцами. Приведенные факторы способствовали очень медленному охлаждению протокры оболочки и крайне большой длительности становления гранулитовой толщи (ориентировочно не менее $1-1,5$ млрд. лет), что близко к суммарной длительности катархей и архей и согласуется с радиологическим возрастом пород Анабарского щита. В роли компенсатора «покрышки» перекрывающих гранулиты пород ($P_{внешн}$) выступала мощная горячая первичная атмосфера, окружавшая раскаленный с поверхности, постепенно остывавший земной шар.

Следовательно, протокры Земли, точнее гранулитовый слой, первична, имеет высокотемпературный и высокобарофильный генезис, названный нами магматогенным, поскольку она является продуктом протодифференциации изначально расплавленной внешней оболочки Земли.

Полосчатость, считающаяся остаточным текстурным признаком форм тел бывших вулканических и осадочных пород, в действительности представляет собой первичный признак магматогенной стратификации толщи. «Гнейсокварциты», «мраморы», а также высокоглиноземистые и графитсодержащие гранулиты не принадлежат ни к метавулканическим (и метаминтрузивным), ни к метаосадочным образованиям и имеют, естественно, тот же магматогенный генезис, что и подстилающие и перекрывающие их горизонты единого архейского разреза. От по-

следних они отличаются несколько большей ролью метасоматических (метамагматогенных) процессов в их формировании вследствие кристаллизации при более низких температурах ликвидуса. Основной состав кристаллосланцев и среднекислый лейкократовых горизонтов гранулитов не имеют никакого отношения соответственно к толеитовому и андезит-дацитовому составам эффузивов ввиду отсутствия догранулитового вулканизма в катархее.

Предлагаемая новая трактовка происхождения древнейших пород Земли ликвидирует парадоксы архей, так как нет необходимости искать несуществовавший в катархее вулканогенно-осадочный субстрат, погружать его на большую глубину с последующими метаморфизмом, воздыманием и т. п. или прибегать к иным искусственным построениям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вишневский А. Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 1978.
2. Духовский А. А. Региональные закономерности пространственного размещения кимберлитового магматизма Восточной Сибири по геофизическим данным. — Докл. АН СССР, 1984, т. 275, № 5, с. 1136—1141.
3. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978.
4. Кузнецов А. А. Модель затвердевания сложнопостроенных интрузивных тел. — Докл. АН АрмССР, 1977, т. 64, № 1, с. 55—60.
5. Кузнецов А. А. Геологическая природа архейских образований (на примере Анабарского щита). — В кн.: Петрология, рудоносность и корреляция магматических и метаморфических образований, флюидный режим эндогенных процессов. Иркутск, 1985, с. 103—104.
6. Кузнецов А. А. Фациальные серии магматогенных горных пород катархей и архей Анабарского щита и происхождение протокры. — В кн.: Серии магматических горных пород — происхождение и металлогения. М., 1985, с. 18—19.
7. Кузнецов А. А. Эволюция тектонических подразделений литосферы и флюидно-газовый режим Земли. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М., 1985, с. 29—30.
8. Куликов Ю. П. Картирование ультраметаморфического комплекса анабарид при групповой геологической съемке масштаба $1:200\,000$ в северной части Анабарской антеклизы. — В кн.: Методика картирования метаморфических комплексов. Новосибирск, 1980, с. 113—116.
9. Лишневский Э. Н., Кременецкий А. А. О природе высоких давлений и значениях

Химический состав субщелочных пород Норильского района, %

Т а б л и ц а 1

№ пл	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	SO ₃	П.п.л.	Σ	Λ	F	L	$\frac{K_2O}{K_2O+Na_2O} \cdot 100$
<i>Лейкократовые графидолериты</i>																		
1	51,76	1,56	14,12	1,81	12,14	0,18	3,41	7,15	3,16	2,68	0,80	0,37	сл.	99,43	21	80	62	46
2	48,14	1,76	15,29	1,89	12,64	0,20	3,69	9,32	1,52	1,52	0,40	0,06	1,34	99,48	20	79	55	33
3	49,94	1,92	14,28	6,02	8,26	0,21	3,82	7,98	5,12	0,90	0,70	0,70	0,42	100,22	23	79	59	15
4	51,80	1,92	14,90	5,69	8,04	0,22	3,16	6,20	3,30	2,44	0,98	—	1,45	100,21	21	82	61	42
5	51,60	1,72	14,22	2,64	12,14	0,22	3,24	6,78	3,64	2,80	0,77	0,09	сл.	99,86	23	82	61	43
6	51,24	1,96	14,75	2,35	8,40	0,16	3,34	7,65	2,96	2,32	0,80	0,30	3,16	99,39	20	76	65	44
7	52,38	1,89	15,37	5,01	7,61	0,22	2,80	7,52	3,06	2,26	0,96	0,33	1,28	100,69	19	81	66	43
8	50,86	1,36	15,92	1,83	9,41	0,21	3,34	10,33	3,28	2,22	0,29	0,09	1,56	100,70	21	77	64	40
9	49,94	1,60	13,93	5,13	10,05	0,21	3,34	8,61	3,20	2,26	0,59	0,15	0,47	99,48	21	82	58	41
10	49,70	1,60	15,08	5,48	9,41	0,23	3,52	8,61	3,20	2,22	0,59	0,18	0,79	100,66	22	81	58	41
11	49,88	1,72	14,65	9,03	6,03	0,21	3,52	8,36	3,02	2,12	0,57	0,18	1,38	100,67	21	80	59	41
12	51,79	1,93	13,65	4,43	7,45	0,18	4,40	7,25	3,54	1,54	0,34	—	3,20	100,00	19	73	62	30
13	51,14	2,42	14,50	4,74	9,14	0,19	3,54	7,47	2,03	2,29	0,81	—	1,92	100,29	17	80	60	53
14	47,70	2,83	14,28	4,35	9,96	0,04	3,70	7,63	2,91	1,56	0,82	—	3,66	99,96	20	79	55	35
15	50,64	0,51	15,14	5,37	8,15	0,23	3,82	7,54	2,53	2,27	1,27	—	2,24	99,94	19	78	59	48
16	49,38	2,20	13,60	6,81	7,32	0,25	3,11	7,84	3,08	1,98	0,48	—	3,89	99,94	21	82	59	40
17	47,74	2,68	15,83	7,73	7,68	0,23	4,46	8,18	3,57	1,16	—	—	2,55	101,89	22	78	53	24
18	53,63	2,08	13,53	4,46	7,76	0,22	3,64	5,56	3,63	2,23	0,68	—	2,70	100,26	20	77	65	39
19	48,43	2,73	14,59	4,38	9,42	0,22	4,01	7,52	2,92	1,42	0,72	—	3,33	99,95	19	77	56	34
20	51,33	2,46	14,30	5,09	8,49	0,20	3,57	7,12	2,41	2,21	0,81	—	1,76	99,83	18	79	60	48
21	51,64	1,91	13,88	4,30	7,69	0,18	4,45	7,26	3,57	1,54	0,34	—	3,24	100,41	19	73	62	30
22	49,22	1,90	13,82	4,68	10,09	0,24	3,67	8,64	3,06	2,02	0,24	0,18	1,44	99,48	21	80	60	40
23	50,60	2,20	14,13	4,51	9,40	0,20	3,47	8,36	3,20	1,79	0,54	—	1,78	100,45	19	80	60	36
24	49,94	2,18	13,29	6,56	7,89	0,24	3,84	3,85	2,95	2,10	0,51	—	2,21	100,55	20	79	58	42
25	50,46	1,97	14,47	4,45	8,94	0,21	3,63	7,83	3,18	2,00	0,65	—	1,91	100,00	20	79	60	39

Графидолериты

26	45,20	2,68	15,35	1,51	14,55	0,23	4,13	7,33	3,32	2,88	1,75	0,24	1,41	100,51	29	79	52	46
27	44,96	3,20	12,80	4,45	12,14	0,34	3,74	8,13	4,06	3,00	1,50	0,38	0,97	99,67	32	82	52	42
28	45,38	3,15	14,96	4,20	11,63	0,22	3,65	8,35	3,74	2,78	0,75	0,24	0,34	99,39	30	81	53	43
29	44,94	2,64	15,54	1,06	14,36	0,24	4,03	7,77	3,77	2,80	1,56	0,30	0,71	99,68	30	79	51	43
30	44,84	2,64	16,06	1,65	14,30	0,24	3,16	7,89	4,20	2,06	1,62	0,13	0,84	99,63	30	84	52	32
31	44,38	2,94	14,93	3,43	12,21	0,24	3,16	8,39	3,60	2,56	1,62	0,28	1,75	99,49	30	83	52	42
32	44,04	2,53	14,95	1,83	12,71	0,25	2,80	8,76	3,28	2,36	1,43	сл.	4,17	99,09	32	84	54	42
33	44,00	2,91	16,34	5,78	9,12	0,33	3,33	9,50	2,78	2,06	1,34	0,13	3,29	100,91	26	82	51	43
34	44,78	2,70	14,88	3,31	12,64	0,24	3,42	8,27	3,32	2,76	1,46	0,36	1,48	99,62	29	82	49	45
35	43,82	2,64	13,69	7,31	8,84	0,20	3,33	8,39	2,66	3,58	1,34	сл.	3,63	99,43	31	83	51	59
36	44,96	3,20	12,50	4,75	12,14	0,34	3,74	8,13	4,06	3,00	1,50	0,38	0,97	99,67	32	82	52	43
37	43,58	2,21	15,02	2,61	13,06	0,23	4,55	8,96	4,34	1,85	—	—	2,31	100,03	31	77	49	30
38	44,24	3,43	14,32	3,20	11,87	0,22	4,57	8,20	3,76	2,45	1,45	—	2,03	99,74	30	77	51	37
39	45,13	2,77	15,23	6,44	9,05	0,11	4,03	8,30	3,57	2,55	1,10	—	2,24	100,51	32	79	52	41
40	44,52	3,60	13,54	3,53	13,94	0,27	4,18	8,64	2,94	2,56	0,46	—	1,16	99,48	30	79	48	46
41	45,36	3,44	13,81	3,52	12,35	0,25	3,80	7,89	4,00	2,43	1,43	—	1,44	99,82	30	81	53	37
42	44,44	3,30	14,26	2,81	11,26	0,24	5,24	7,71	4,00	2,44	1,34	—	2,87	100,25	31	73	52	37
43	45,36	3,40	14,04	3,27	12,40	0,00	3,95	7,68	3,82	2,57	1,45	—	1,67	99,62	29	80	53	40
44	45,58	2,21	15,05	2,61	13,06	0,23	4,55	8,68	4,34	1,85	1,58	—	2,31	100,03	31	78	49	29
45	44,95	2,93	14,70	3,55	12,14	0,24	3,68	8,20	3,62	2,57	1,38	—	1,86	100,00	29	80	51	41

Титан-аегитовые долериты

46	45,96	1,71	15,49	1,58	12,35	0,22	5,01	8,06	3,26	1,38	0,57	—	9,53	99,25	23	73	52	30
47	48,64	1,40	16,05	4,92	6,28	0,14	5,77	10,24	3,00	0,92	0,23	сл.	1,77	99,36	17	66	57	24
48	48,42	2,36	16,60	5,46	6,11	0,29	6,44	9,52	2,66	0,74	0,26	сл.	2,11	99,37	16	64	55	22
49	47,90	1,39	17,02	6,12	8,26	0,23	5,61	7,77	3,06	1,54	0,39	0,02	1,37	100,68	20	72	53	34
50	49,30	2,81	13,32	5,50	7,75	0,29	5,97	7,42	3,28	1,68	0,49	0,09	2,32	99,73	21	69	55	34
51	47,68	3,09	16,20	5,38	7,11	0,20	5,91	4,87	4,50	1,90	0,31	сл.	3,41	100,52	27	66	56	30
52	46,70	1,96	15,91	4,64	9,70	0,28	5,22	8,54	3,66	1,51	0,28	0,11	0,96	99,61	24	73	53	39
53	47,58	1,92	13,85	6,53	8,28	0,30	5,96	6,91	3,24	1,75	0,39	сл.	3,09	99,80	22	70	52	35

№ п/п	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	SO ₃	П.н.п.	Σ	A	F	L	$\frac{K_2O}{K_2O+Na_2O} \cdot 100$
54	45,83	1,94	15,71	5,28	9,42	0,22	6,33	8,79	2,25	1,03	0,40	—	2,51	99,26	17	70	47	32
55	45,53	2,38	15,01	4,01	8,09	0,14	4,94	10,02	2,68	1,20	0,21	—	5,89	100,13	20	71	53	31
56	43,41	1,91	15,40	4,49	10,11	0,15	7,29	7,28	3,53	0,81	0,55	—	4,55	100,29	24	67	45	19
57	48,19	2,39	15,61	4,47	8,70	0,17	5,37	8,48	3,10	1,13	0,30	—	2,52	100,43	19	71	55	27
58	45,77	2,42	14,88	4,86	9,77	0,18	5,55	9,07	3,08	0,63	0,45	—	1,62	98,28	19	73	49	20
59	47,42	0,80	16,20	1,79	10,06	0,21	7,37	10,68	2,78	0,74	0,09	0,07	1,68	99,89	17	61	53	22
60	48,16	0,88	15,62	4,37	6,46	0,18	8,77	9,87	2,92	1,24	0,08	0,31	1,58	100,44	19	55	53	30
61	49,23	1,75	14,58	4,71	8,63	0,15	6,65	7,20	2,78	0,80	0,90	—	2,10	99,68	16	67	55	22
62	47,58	1,73	15,42	4,32	8,55	0,20	6,35	8,69	3,00	1,12	0,34	—	2,70	100,00	18	67	53	27

63	47,52	0,98	15,18	2,61	8,69	0,19	7,71	11,54	1,96	0,30	0,11	0,08	1,70	99,19	12	59	51	13
64	49,26	0,98	14,37	4,37	7,56	0,23	8,42	11,85	2,02	0,38	0,10	0,34	0,63	100,97	11	59	52	16
65	50,30	0,63	15,46	3,90	6,89	0,18	6,75	12,02	2,50	0,41	0,09	сл.	0,67	99,87	13	61	57	14
66	48,62	0,96	16,82	4,43	7,68	0,19	7,04	10,67	2,62	0,66	0,15	—	0,89	100,74	15	63	53	20
67	48,74	1,65	14,38	2,93	10,78	0,19	7,13	10,27	2,21	0,45	0,14	—	1,47	100,34	13	64	51	17
68	48,78	1,04	15,44	3,68	8,31	0,20	7,40	11,26	2,26	0,44	0,12	—	1,07	100,00	12	61	52	16

Долериты

Примечание. 1—25 — лейкократовые трахидолериты (трахибазальты); 1 — междуручей Моген-Галь, 2 — р. Имандла, 3 — р. Аналякан (приток р. Северной); 4 — р. Макус, 5 — р. Хундукар, 6 — р. Имандла, 7 — оз. Лама, 8 — ручей Галь, 9—11 — ручей Туфовый, Норильское плато, 12 — Норильский район («двуполевошпатовый базальт», Г. Д. Маслов), 13 — Норильский район («лабрадоритовый базальт», Г. Д. Маслов), 14 — Норильский район («титан-авгитовый базальт», Г. Д. Маслов), 15 — гора Данту («лабрадоритовый базальт», П. П. Дейнега), 16 — р. Куренка («трахибазальт»), 17 — Норильский район («базальт с титанистым авгитом»), 18 — Норильское плато («трахибазальт»), 19 — «базальт с титанистым авгитом» [8], 20 — «лабрадоритовый базальт» [8], 21 — «двуполевошпатовый базальт» [8], 22 — р. Хакача, 23 — «трахибазальт» юрасской толщи (Л. З. Линков), 24 — «трахибазальт» юрасской свиты [15], 25 — средний состав лейкократового трахидолерита (трахибазальта); 26—45 — трахидолериты (трахибазальты); 26 — р. Имандла, св. ИС-13, 27 — р. Бытык, 28, 29 — р. Хикей, 30, 31 — р. Хенюлах, 34, 35 — оз. Лама, 36 — р. Бытык, 37 — гора Дея («титан-авгитовый долерит», П. П. Дейнега), 38, 39 — р. Хараслах [1], 40 — «трахидолерит субщелочной серии» [15], 41, 42 — «титан-авгитовый долерит» [9], 43 — Ламско-Михандинская мулла («титан-авгитовый долерит») [18], 44 — Хадтайская мулла («титан-авгитовый долерит») [18], 45 — средний состав трахидолерита (трахибазальта); 46—62 — титан-авгитовые долериты (базальты); 46 — р. Имандла, 47, 48 — р. Макус, 49 — р. Бытык, 50, 51 — оз. Глупое, 52 — р. Бугар, 53 — р. Макус, 54 — Норильский район [8], 55 — ручей Пиритовый (Е. А. Черевков), 56 — р. Имандла, 57 — гора Сундук (П. П. Дейнега), 58 — Имандинская мулла («базальт андезитовый»), 59 — р. Макус, 60 — р. Имандла, 61 — ручей Водопадный («базальт андезитовый»), 62 — средний состав титан-авгитового долерита (базальта); 63—68 — долериты: 63 — р. Хакача, 64, 65 — р. Хундукар, 66 — ручей Галь, 67 — «долерит основной серии» [15], 68 — средний состав долерита.

$$A = \frac{K_2O + Na_2O + (SiO_2 - 30)}{K_2O + Na_2O + (SiO_2 - 30) + FeO + MgO} \cdot 100;$$

$$F = \frac{Fe_2O_3 + FeO + MgO}{K_2O + Na_2O + (SiO_2 - 30) + Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100.$$

$$L = \frac{K_2O + Na_2O + (SiO_2 - 30)}{K_2O + Na_2O + (SiO_2 - 30) + Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100.$$

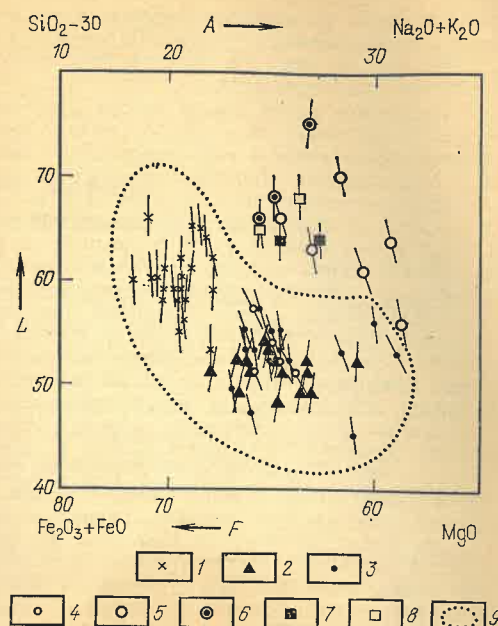
товые долериты — минимальной железистостью. Следовательно, необходимо одновременно учитывать все три параметра, что наглядно реализуется на предлагаемой четверной диаграмме. Кроме различий по трем указанным основным параметрам, каждая разновидность отличается по некоторым второстепенным признакам — содержанию титана, фосфора, удельной калиености и др.

К долеритам ближе всего расположены на диаграмме титан-авгитовые долериты, имеющие сходный уровень лейкократовости, но последние обладают повышенной щелочностью и железистостью, что отражается более крутым положением штрихов. Кроме того, титан-авгитовые долериты отличаются от долеритов увеличенным удельным содержанием калия в сумме щелочей, ощутимо большим количеством фосфора и титана и меньшим — кальция и магния. Почти все породы, данные по которым взяты из литературных источников, отнесены нами к разновидности титан-авгитовых долеритов (базальтов) и называются в этих работах именно так (за исключением базальта андезитового — 61 и трахидолерита — 58), что и определило наш терминологический выбор.

Трахидолериты (трахибазальты) обладают максимально высокой щелочностью, обусловленной, с одной стороны, максимальным суммарным содержанием щелочей (при высоком удельном содержании калия) и, с другой — минимальными количествами кремнезема, не превышающими 46 %. Они содержат меньше магния и больше суммарного железа чем титан-авгитовые долериты. Для этих пород характерно максимально высокое содержание фосфора и титана. По уровню лейкократовости трахидолериты сопоставимы с титан-авгитовыми долеритами и долеритами. К выделенным нами трахидолеритам отнесены породы, фигурирующие под таким же названием, а кроме того некоторые породы, называемые титан-авгитовыми долеритами и титан-авгитовыми трахидолеритами.

Лейкократовые трахидолериты (трахибазальты) обладают максимальным по сравнению с другими разновидностями субщелочных базитов уровнем лейкократовости, т. е. их фигуративные точки находятся в верхней части диаграммы. Это связано в первую очередь с максимально высокими содержаниями кремнезема. По суммарному количеству щелочей данные породы занимают промежуточное положение между титан-авгитовыми долеритами и трахидолеритами, а по железистости сопоставимы с трахидолеритами. По содержанию титана и фосфора они находятся между трахидолеритами и титан-авгитовыми долеритами. Как и трахидолериты, лейкократовые трахидолериты обладают высоким удельным содержанием калия в сумме щелочей. Породы, которые мы относим к разновидности лейкократовых трахидолеритов (трахибазальтов), квалифицировались ранее как двуполевошпатовые базальты, лабрадоритовые базальты, трахидолериты, трахиандезитобазальты, базальты с титанистым авгитом.

Итак, с помощью плоскостной четверной диаграммы совокупность базитов субщелочного ряда Норильского района разделена на три группы с достаточно четкими количест-



Составы субщелочных базитов на четверной плоскостной диаграмме

1 — лейкократовые трахидолериты (трахибазальты); 2 — трахидолериты (трахибазальты); 3 — титан-авгитовые долериты (базальты); 4 — долериты; 5—6 — трахидолериты; 7 — трахибазальты дельканской свиты; 8 — трахиандезитобазальты коготокской свиты; 9 — поле пород Норильского района

венными пределами петрохимических параметров, что может служить основой классификации этих образований. Использование главных и второстепенных характеристик позволяет однозначно относить конкретную породу к одной из трех указанных групп. При этом не исключено обнаружение принципиально новых разновидностей субщелочных базитов. Следует отметить, что кварцсодержащие титанистые габбродолериты северохараслахского типа, выделенного В. А. Федоренко и др. [16, табл. 1, 5], по основным и второстепенным парамет-

Таблица 2

Петрохимические параметры субщелочных базитов

Породы	A	F	L
Лейкократовые трахидолериты (трахибазальты)	17—23 20	73—82 79	53—65 60
Трахидолериты (трахибазальты)	26—33 29	73—82 80	48—55 51
Титан-авгитовые долериты (базальты)	14—27 18	56—73 67	45—57 53
Долериты	11—15 12	59—64 61	51—57 54

рам отвечают выделенным автором титан-авгитовым долеритам, а породы Пясинской интрузии того же типа (см. табл. 1, 6) — лейкократовым трахидолеритам.

В настоящее время мы не можем дать исчерпывающий ответ на вопрос о химизме различных фациальных и возрастных групп субщелочных базитов Норильского района — это предмет самостоятельных исследований. В целом можно допустить, что позднепермские интрузии и эффузивы нижней и средней пачек ивакинской свиты сложены титан-авгитовыми долеритами (базальтами) и трахидолеритами (трахибазальтами). Часть интрузий, рвущих верхнепермские отложения, сложены лейкократовыми трахидолеритами. Верхи ивакинской свиты и юрская толща моронговской свиты сложены лейкократовыми трахибазальтами.

Сравнение петрохимических свойств субщелочных базитов Норильского района с однотипными образованиями других участков Сибирской платформы и мира выявляет существенную специфику первых — уникальность; они не имеют аналогов в известной литературе. В частности, отсутствуют аналоги многих пород, составляющих семь видов основных вулканитов субщелочного ряда, приведенных в современной петрографической сводке [11]. Для сравнения нами пересчитаны и нанесены на диаграмму составы трахибазальтов из указанной работы. Они образуют обособленное от составов Норильских базитов поле в верхнем правом углу диаграммы. Особенности графического изображения свидетельствуют о том, что сравниваемые породы, интерпретируемые как трахибазальты, объединяются лишь сходным уровнем щелочности (в целом он ниже, чем у норильских трахидолеритов и выше, чем у лейкократовых трахидолеритов), но существенно различны по лейкократовости и железистости. По уровню железистости среди них выделяются нормальножелезистые и высокожелезистые разновидности. Железистость последних выше, чем титан-авгитовых долеритов, но ниже, чем трахидолеритов и лейкократовых трахидолеритов. Сравнимые высокожелезистые трахибазальты близки к сходным между собой трахидолеритам дельканской свиты и трахиандезитобазальтам коготокской свиты Маймеча-Котуйской провинции [2], с которыми они образуют единое поле на диаграмме.

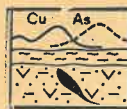
Итак, субщелочные базиты Норильского района существенно отличны от типоморфных трахибазальтов, в первую очередь, более высокой железистостью, что диктует необходимость поисков более правильных видовых определений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипова А. И., Додин Д. А. Новые данные по субщелочному трапповому магматизму в северо-западной части Сибирской платформы (горы Хараелах). — Тр. НИИГА, 1963, т. 133, вып. 1, с. 41—52.
2. Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций. — В кн.: Петрография

восточной Сибири. Т. 1. М., 1962, с. 417—587.

3. Геология Сибирской платформы/Под ред. И. И. Краснова. М.: Наука, 1966.
4. Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность/Под ред. Н. С. Малича и др. М.: Недра, 1974. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 194).
5. Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
6. Годлевский М. Н. Роль магматических комплексов в металлогении западной части Сибирской платформы. — Бюл. ВСЕГЕИ, 1961, № 3, с. 32—42.
7. Атлас пород и руд Норильских медно-никелевых месторождений/Д. А. Додин, Б. Н. Батуев, Б. А. Митенков, В. М. Изюмков. Л.: Недра, 1971.
8. О ранней фазе эффузивного магматизма в Норильском районе/О. А. Дюжиков, Э. Н. Линд, В. С. Нестеровский, Ю. Г. Шестаков. — Геология и геофизика, 1971, № 12, с. 23—34.
9. Золотухин В. В., Щедрин Н. Ф. Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла (северо-запад Сибирской платформы). — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1977, вып. 335.
10. Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Петрография восточной Сибири. Т. 1. М., 1962, с. 5—71.
11. Магматические горные породы. Ч. 1. М.: Наука, 1983.
12. Нагайцева Н. Н., Ленкин Е. Н., Дюжиков О. А. Пермско-триасовая туфоловая толща Сибирской платформы. — В кн.: Стратиграфия Норильского горнопромышленного района. Л., 1975, с. 55—66.
13. Румянцев Н. А. Принцип систематики базальтовых формаций на петрохимической основе. — В кн.: Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск, 1985, с. 86—93. (Тр. ИГиГСО АН СССР, вып. 625).
14. Старицына Г. Н., Томановская Ю. И. Основные этапы развития траппового магматизма Енисейской рудной провинции (северо-западная часть Сибирской платформы). — В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. Л., 1967, с. 20—34. (Тр. НИИГА, т. 151).
15. Траппы Енисейской рудной провинции. — Л.: Недра, 1968. (Тр. НИИГА, т. 158).
16. Базитовые и щелочно-базитовые интрузии Норильского района в связи с их комагматичностью эффузивным образованиям/В. А. Федоренко, Г. Т. Стифеева, Л. В. Макеева и др. — Геология и геофизика, 1984, № 6, с. 49—56.
17. Шахотько Л. И. Способ графического изображения на плоскости состава горных пород по четырем компонентам. — В кн.: Новые методы изучения условий формирования закономерностей распределения горных пород, минералов и руд. Элиста, 1978, с. 186—192.



ГЕОХИМИЯ

УДК 553.411.075.001.57

В. Б. ЧЕКВАИДЗЕ (ЦНИГРИ)

Поисковая минералого-геохимическая модель штокверкового золото-сульфидно-кварцевого оруденения

Поисковая минералого-геохимическая модель рудного объекта представляет собой взаимоувязанную систему индикаторов оруденения и способов их выявления в окружающем пространстве, выраженную в графической, табличной и текстовой форме. Модель позволяет производить разбраковку геохимических и других аномалий, оценивать рудопроявления, осуществлять последовательное приближение к скрытым рудным залежам (рудным телам) по латерали и вертикали. Главными составными частями модели являются окolorудные метасоматические, минералогические и первичные геохимические ореолы. Их совместный анализ позволяет установить особенности рудообразующих процессов и повысить достоверность прогнозных оценок за счет суммирования «поисковых вкладов» отдельных групп критериев.

К составлению поисковой модели привлекаются лишь минералого-геохимические индикаторы золотого оруденения, которые закономерно меняются в пределах окolorудного пространства и могут быть достаточно уверенно привязаны к определенным его частям. Так, в комплексе окolorудных метасоматических параметров наибольший интерес представляют зоны латеральных и вертикальных метасоматических колонок с количественной оценкой объема новообразований в каждой зоне. В минералогических ореолах важную роль играют нерудные прожилковые скопления (кварцевые, флюоритовые, баритовые, турмалиновые, карбонатные и т. д.), закономерно меняющие свой состав и интенсивность развития по мере приближения к рудным залежам. Используется также изменчивость отдельных типоморфных свойств рудной и нерудной ореольной минерализации, а в ряде случаев — особенности состава и зонального распределения рудообразующих минеральных ассоциаций. При

модельных построениях широкое применение находит комплекс геохимических коэффициентов и показателей, ориентированных на получение количественных характеристик зональности, интенсивности и других параметров соответствующих ореолов.

Методические приемы построения поисковых моделей сводятся к следующим операциям: а) выбор модельных параметров по принципу наибольшей информативности с учетом возможности их использования в производственных условиях; б) определение методов идентификации и количественной оценки модельных параметров; в) разделение окolorудного пространства по латерали и вертикали (в случае необходимости — по простиранию, падению и склонению рудоносных структур) на ряд условных зон: внешнюю, промежуточную, центральную, надрудную, рудную, подрудную и т. д.; г) получение качественных и количественных характеристик параметров с распределением их по зонам; д) сведение поисковой информации в таблицы и графики, построение сводной графической модели объекта; е) составление сводных таблиц критериев приближения к рудным залежам по латерали и вертикали; ж) сравнительный анализ разнотипных объектов с выработкой критериев прогнозирования типа оруденения; з) сравнительный анализ разномасштабных объектов с выработкой критериев прогнозирования масштаба оруденения.

Рассмотрим построение поисковой модели на конкретном примере (в упрощенном виде). Изученный объект представлен золотосульфидно-кварцевым штокверком в массиве палингеновых гранитоидов и габбро-диоритов. Золотоносный штокверк обрамлен широкими ореолами метасоматических изменений, минеральных новообразований и эндогенных геохимических аномалий.

Околорудные метасоматические преобразования выражены в объемной березитизации рудомещающих пород, распространяющейся в стороны от рудных залежей на расстояние до 2—3 км. Во внешней зоне ореола наблюдается частичное или полное замещение темноцветных минералов (биотита, амфибола, пироксена) хлоритом и карбонатом при сохранении текстурно-структурных черт исходных сред. Плагноклаз слабо серицитизируется. Изменение имеет пятнисто-блоковый характер, причем количество преобразованных участков составляет 5—15 % от общего объема пород.

В промежуточной зоне ореола количество новообразований возрастает до 40—60 %. В кислых породах хлорит и плагноклаз замещаются кварцем, серицитом и карбонатом при сохранении калиевого полевого шпата. Возникают карбонат-серицит-кварцевые метасоматиты с реликтовым калишпатом. В средних и основных породах хлорит оказывается более устойчивым, чем калишпат, и метасоматиты промежуточной зоны в этих средах имеют хлорит-карбонат-кварцевый состав.

В центральной части ореола, соответствующей зоне рудолокализации, метасоматиты занимают уже 80—100 % объема пород. В них преобладают образования, аналогичные промежуточной зоне, но 10—30 % их массы представлены максимально березитизированными породами, состоящими из карбоната, кварца и серицита или кварца с серицитом. Метасоматические образования данного состава обычно сопровождают также и локальные скопления богатых руд в контуре рудной залежи.

По вертикали зоны березитизации весьма устойчивы и прослеживаются без существенных изменений минерального состава на глубину 500—600 м и более. В корневых зонах месторождений наблюдается сужение ореола березитов и его выклинивание с переходом в калишпатиты.

Результаты изучения химизма метасоматических преобразований свидетельствуют о выносе из пород натрия, магния, железа и привноса калия и серы. Переотложение вынесенных ком-

понентов на замыканиях рудоносных структур по вертикали определяет развитие в надрудном пространстве двух зон осаждения (снизу вверх): хлоритовой и хлорит-альбитовой, распространяющихся выше кромки рудных залежей на расстояние более 600—800 м. Рудопроявления и зоны рассеянной рудной минерализации отличаются от промышленных объектов уменьшением ширины ореолов гидротермального изменения, развитием преобразований другого формационного типа (аргиллизация, биотитизация и др.), преобладанием в составе светлых слюд поли типа $2M_1$, в то время как промышленное оруденение сопровождается слюдами модификации $1M$ с небольшой примесью $2M_1$.

Минералогические ореолы выражены в широком рассеянии нерудной прожилковой минерализации и образовании более узко локализованной в пространстве рудосопровождающей сульфидной вкрапленности.

В составе нерудной минерализации системы прожилков турмалина, серого рудного кварца, флюорита и молочно-белого кварца закономерно связаны с оруденением. Перечисленные образования формируются стадийно в указанной последовательности. Они образуют линейные и неправильные по форме штокверковые зоны вдоль систем разрывных нарушений.

Прожилки турмалина и серого кварца сближены во времени и распределены зонально по отношению к участкам рудолокализации. Во внешней зоне прожилкового ореола, распространяющейся до 500—600 м в стороны от рудных залежей по латерали, общий объем кварцевых и турмалиновых новообразований составляет менее 5 % от массы пород. С приближением к оруденелым участкам на расстояние 300—200 м от их границ (промежуточная зона ореола) их количество возрастает, а внутри контура оруденения (центральная зона) достигает 50 % и более. В этом же направлении нарастает количество флюорита от единичных прожилков до штокверковых зон, составляющих до 20 % от объема вмещающих пород. Высокая интенсивность флюоритовой минерализации характерна для участков развития рудных столбов. Распределение

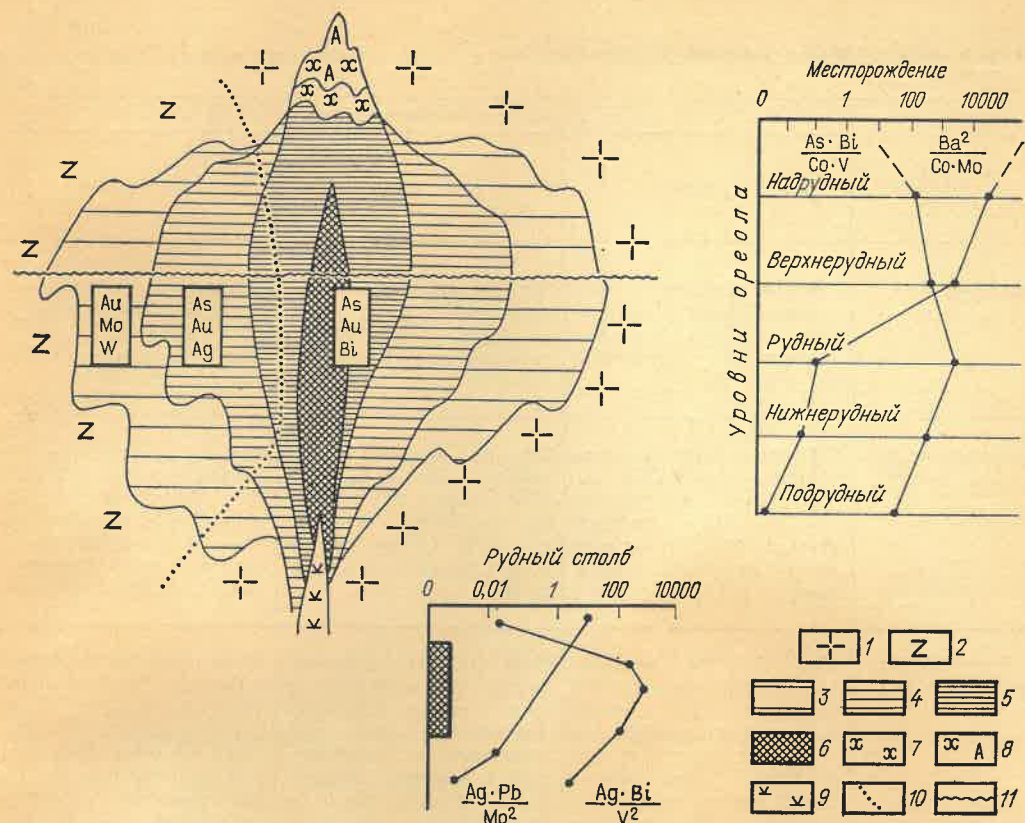


Схема поисковой модели золото-сульфидно-кварцевого месторождения

1 — интрузивные породы кислого состава; 2 — интрузивные породы основного и среднего состава; зоны суммарного ореола: 3 — внешняя, 4 — промежуточная, 5 — центральная; 6 — рудная залежь; 7 — надрудная

зона хлоритизации; 8 — надрудная зона хлорит-альбитового замещения; 9 — нижнерудно-подрудная зона калишпатизации; 10 — контакт интрузивных пород различного состава; 11 — современный эрозийный срез

молочно-белого пострудного кварца имеет противоположный характер. Его количество нарастает по мере удаления от рудных залежей и во внешней зоне достигает максимума.

В распределении прожилковой минерализации устанавливается отчетливая вертикальная зональность, существенно различающаяся на флангах и в центре рудоносных зон. В периферических частях ореолов от глубин к поверхности наблюдается последовательная смена прожилков серого рудного кварца флюоритом и далее молочно-белым кварцем, т. е. ранних образований более поздними (прямая полиасцендентная зональность). В центре рудоносных участков, напротив, по мере приближения к поверхности сменяют друг друга зоны повышенных концентраций флюорита, рудного кварца и турмалина (обратная поли-

асцендентная зональность). Турмалин при этом образует «шапки», перекрывающие рудные скопления. Данный тип зональности объясняется последовательным залечиванием растворопроводящих каналов в зонах интенсивного развития гидротермального процесса при экранирующем воздействии ранних продуктов по отношению к более поздним.

В морфологическом отношении рудосопровождающие прожилковые ореолы отличаются сложностью и неоднородностью, выражающейся в частой смене линейных зон неправильными по форме штокверками различной мощности. На периферии рудоносных структур, а также в обрамлении мелких рудопоявлений господствуют относительно выдержанные и простые по форме жилы и линзовидные прожилки кварца и турмалина,

Критерии приближения к скрытой рудной залежи по латерали

Таблица 1

Критерии	Зона суммарного ореола		
	внешняя	промежуточная	центральная
Геохимические	Ореолы пятнистого типа с заполнением пространства до 10 %. Ведущая ассоциация элементов Au—Mo—W	Ореолы линейного типа с заполнением пространства до 50 %. Ведущая ассоциация элементов As—Au—Ag	Ореолы объемного типа с заполнением пространства более 80 %. Ведущая ассоциация элементов As—Au—Bi
Минералогические	Ореолы молочно-белого кварца — более 20 %, серого кварца и турмалина — до 5 %, флюорита — до 1 %. Отношение серого кварца к турмалину 1 : 1	Ореолы молочно-белого кварца — 20—50 %, серого кварца и турмалина — 5—20 %, флюорита — 5 %. Отношение серого кварца к турмалину 2 : 1	Ореолы молочно-белого кварца — менее 1 %, серого кварца и турмалина — 20—50 %, флюорита — 20 %. Отношение серого кварца к турмалину 1 : 1
Околорудные метасоматические	Метасоматиты внешних зон колонки березитов с псевдоморфным замещением темноцветных минералов хлоритом и карбонатом. Морфология пятнисто-блоковая. Заполнение пространства 5—15 %. Тектурно-структурные черты исходных пород полностью сохраняются	Метасоматиты промежуточных зон колонки: в кислых средах карбонат-серицит-кварцевые сплагноклазы и калишпатом, в основных хлорит-карбонат-серицитовые сплагноклазы. Заполнение пространства до 50 %. Тектурно-структурные черты исходных пород сохраняются частично	Метасоматиты (до 30 %) тыловых зон колонки (карбонат-серицит-кварцевых и серицит-кварцевых) на фоне образованной промежуточной зоны. Заполнение пространства до 80—100 %. Тектурно-структурные черты исходных пород значительно или полностью нивелируются

кулисообразно распределенные по простиранию и падению контролирующих их трещинных структур.

Первичные геохимические ореолы, согласно данным Г. Э. Федотовой и Ю. И. Четверкова, наиболее контрастно проявляются в распределении Au, As, Bi, в меньшей степени Ag, Mo, Cu, Pb, Rb. Перечисленные элементы привносятся в породы. Группу элементов выноса составляют Ba, Sr, V, Co. Первые два элемента образуют малоинтенсивные ореолы в надрудных зонах, а последние вытесняются во фланговые части рудоносных структур.

Морфология и интенсивность ореолов значительно меняются при движении от центра аномальных участков к их периферии. В центральной зоне развиты ореолы объемного типа, практически полностью заполняющие околорудное пространство. В промежуточ-

ной зоне развиты ореолы линейного типа (чередование аномальных линзовидных струй с фоновыми участками), которые заполняют пространство в среднем до 50 %. Во внешней зоне представлены локальные аномальные пятна, составляющие не более 5—10 % от объема вмещающих пород. Соответственно меняются ассоциации элементов (As, Au, Bi—As, Au, Ag—Au, Mo, W) и их средние содержания в ореолах.

Выведенный ряд осевой зональности имеет следующий вид: Ba, Pb, Ag, Au, As, Bi, Cu, Co, V, Mo. Наиболее информативными коэффициентами зональности являются для рудных залежей — $Ba^2/Co \cdot Mo$, для отдельных рудных столбов $Ag \cdot Pb/Mo^2$ и $Ag \cdot Pb/W^2$. Для оценки масштаба оруденения используется коэффициент интенсивности, представляющий отношение произведений линейных продук-

Критерии оценки уровня эрозионного среза и поисков скрытой рудной залежи на глубине

Таблица 2

Критерии	Уровень среза			
	надрудный	верхнерудный	среднерудный	нижнерудный и подрудный
Геохимические				
$Ba^2/Co \cdot Mo$	> 10 000	10 000—300	300—0,1	0,1
$Ag \cdot Pb/Mo^2$	> 5	5—0,5	0,5—0,1	0,1
$Ag \cdot Pb/W^2$	> 1 000	1 000—10	10—0,1	0,1
Минералогические				
Интенсивность развития прожилковых ореолов, % от объема вмещающих пород	< 5	5—20	20—50	50—20
Серый кварц + турмалин, %	< 5	5—20	20—50	50—20
Флюорит, %	< 5	5—10	10—20	> 20
Отношение серого кварца к турмалину	1 : 5	1 : 2	1 : 1	1 : 1
Околорудные метасоматические	Развитие альбититов, хлоритолитов и альбит-хлоритовых пород в сочетании с маломощными телами березитов (5—20 м)	Тела березитов умеренной мощности (десятки и первые сотни метров)	Зональный ореол березитов максимальной мощности (сотни метров до 1—1,5 км)	Появление среди выклинивающихся березитов локальных скоплений калишпатитов, вплоть до их полного господства на подрудных уровнях

тивностей основных промышленных компонентов и их прямых индикаторов к элементам группы выноса. Крупные рудоносные участки масштаба месторождений оцениваются с помощью показателя $As \cdot Bi/Co \cdot V$; для отдельных рудных столбов применим показатель $As \cdot Bi/V^2$.

Схема поисковой модели представлена на рисунке. Критерии приближения к рудной залежи по латерали и вертикали приведены в табл. 1 и 2. Разработанный комплекс критериев позволяет отличать краевые части потенциально рудолокализирующих аномальных зон от малоперспективных изолированных участков слабого проявления гидротермальных процессов по следующему признаку: пространственное совмещение околорудных изменений, прожилковой минерализации, а

также геохимических ореолов определенного состава и интенсивности свидетельствует о принадлежности данного участка к обрамлению скрытой рудоносной структуры. И, напротив, отсутствие закономерного сопряжения соответствующих модельных характеристик указывает на «случайный», не связанный с рудогенерирующим процессом тип выявленной аномалии. В благоприятном варианте на основе приведенного комплекса критериев может быть намечено и прослежено направление усиления всех видов ореолов, вплоть до вскрытия центральной потенциально рудолокализирующей зоны.

Идентификация золото-сульфидно-кварцевого типа оруденения в районе проводится на основе следующих критериев: 1) развитие зональных ореолов

березитизации; 2) наличие контрастных ореолов прожилковой минерализации турмалина, флюорита, серого и молочно-белого кварца; 3) широкое развитие разнотекстурных и разнообразных по морфологии скоплений арсенипирита; 4) незначительная роль пирита и блеклых руд в составе продуктивных минеральных ассоциаций; 5) ведущая роль геохимической ассоциации $As-Au-Bi$.

Для выявления оруденения важны следующие показатели: 1) мощные (более 400—500 м) ореолы березитизации; 2) ограниченный (до 20—30 %) объем метасоматитов максимальной степени изменения (карбонат-серицит-кварцевых и серицит-кварцевых) в пределах центральной зоны; 3) наличие мощных (более 400—500 м) ореолов серого «рудного» кварца и турмалина высокой интенсивности с соотношением этих минералов не менее 1:1; 4) наличие ореолов флюорита высокой интенсивности (более 10 % от объема пород); 5) обратная вертикальная зональность в распределении прожилко-

вой минерализации; 6) невыдержанность морфологии прожилковых ореолов с частыми раздувами и пережимами; 7) господство в составе слюды структурной модификации 1М; 8) значительные размеры геохимических ореолов, высокие значения средних содержаний элементов и величин коэффициентов интенсивности.

Рассмотренная поисковая модель наиболее эффективна на стадиях поисковых и поисково-оценочных работ, а в варианте детализации индикаторов рудных тел (рудных столбов) на стадиях предварительной и детальной разведки. С ее помощью повышается достоверность оценки рудопроявлений и надежность разбуровки эндогенных геохимических, минералогических, вскрытых геофизических аномалий. При выведении индикаторов эндогенного оруденения на уровень гипергенеза возможно существенное расширение набора критериев интерпретации вторичных ореолов и потоков рассеяния.

60-летие Галины Александровны Сидоренко



Исполнилось 60 лет ведущему советскому кристаллохимику и минералогу, заведующему отделом минералогии и кристаллохимической лабораторией ВИМСа, председателю Научного совета по методам минералогических исследований (НСОММИ), доктору геолого-минералогических наук, профессору Галине Александровне Сидоренко.

С именем Г. А. Сидоренко связано широкое внедрение в геологоразведочную практику кристаллохимических методов исследований минерального состава и фазового анализа горных пород, руд и продуктов их технологической переработки. Ею внесен большой вклад в развитие таких новых направлений, как технологическая и поисковая минералогия, радиационная минералогия, рентгеновский количественный фазовый анализ (РКФА), рациональное комплексирование физических методов при исследованиях минералов.

Г. А. Сидоренко созданы кристаллохимические классификации весьма сложных промышленно ценных групп минералов и на этой основе разработаны рентгенографические определители, ставшие настольными книгами в минералогических лабораториях отрасли. Ею проведены глубокие кристаллохимические исследования обширного круга минералов, изучены кристаллохимические аспекты поведения и изменения целого ряда минералов при технологических процессах, рассмотрены проблемы структурного типоморфизма минералов, природы метамиктного состояния, соотношения изоморфизма и микрогетерогенности в мире минералов.

Г. А. Сидоренко с соавторами принадлежит несколько широко известных монографий и сотни статей по теоретической и прикладной минералогии и кристаллохимии.

Научная деятельность Г. А. Сидоренко теснейшим образом связана с решением практических задач геологоразведочного производства.

В качестве председателя НСОММИ и секции фазового анализа НСАМ, научного куратора Министерства геологии СССР по фазовому анализу руд и пород, члена бюро Комиссий по рентгенографии минерального сырья и по технологической минералогии при Всесоюзном минералогическом обществе, ответственного редактора сборников «Рентгенография минерального сырья», Г. А. Сидоренко ведет огромную работу по совершенствованию и унификации минералогических методов исследования и анализа, их автоматизации, метрологическому обеспечению, по комплексированию методов и их внедрению в практику отраслевых лабораторий.

Более чем за 35 лет научной деятельности в ВИМСе Г. А. Сидоренко подготовила ряд высококвалифицированных специалистов, которые плодотворно трудятся в различных организациях геологической службы и смежных отраслей. Много сил отдает она пропаганде

научных знаний и передового опыта, активно участвует в работе Координационного совета СЭВ и «Интергеотехники».

Ученый-коммунист Г. А. Сидоренко уделяет большое внимание общественной деятельности, успешно работая на выборах должностей как в институте, так и в районных партийных и советских органах.

Заслуги Г. А. Сидоренко отмечены высокими правительственными наградами: орденом Трудового Красного Знамени, медалями, Почетной грамотой Президиума Верховного Совета РСФСР.

Свой юбилей Галина Александровна встречает в расцвете творческих сил. Желаем ей доброго здоровья, дальнейших творческих успехов в ее плодотворной научной деятельности, большого счастья в личной жизни.

Е. А. Козловский, Б. М. Зубарев, А. И. Бабинов, В. М. Волков, Р. А. Сумбатов, В. Ю. Зайченко, А. Н. Золотов, Ю. Б. Казмин, Н. Ф. Карпов, А. И. Кривцов, В. А. Максимов, В. А. Чернов, А. Н. Еремеев, Г. В. Остроумов, А. А. Петроченков, Г. К. Кривоколева



ХРОНИКА

Геологи — лауреаты Государственной премии СССР 1986 года

В день всенародного праздника — 69-й годовщины Великой Октябрьской социалистической революции — опубликовано постановление ЦК КПСС и Совета Министров СССР «О присуждении Государственных премий СССР 1986 года в области науки и техники».

Среди новых лауреатов большой коллектив геологов и гидрогеологов — ученых и практиков, внесших значительный вклад в расширение минерально-сырьевой базы нашей страны, ускорение научно-технического прогресса, дальнейшее развитие геологической науки.

Государственной премии СССР удостоен коллектив научных работников АН СССР, высших учебных заведений и Министерства геологии СССР за цикл работ «Стратиформные месторождения цветных металлов, их минеральные ресурсы и генезис».

Среди лауреатов академик В. И. Смирнов, сотрудники Всесоюзного научно-исследовательского геологического института имени А. П. Карпинского Министерства геологии СССР — Ю. В. Богданов, Э. И. Кутырев и

главный геолог Самаркандского ПГО Р. В. Цой. Государственной премии посмертно удостоен В. С. Домарев.

Авторами цикла разработана и реализована важная в научном и прикладном плане концепция синтетического формирования медных и свинцово-цинковых месторождений и вмещающих их формаций.

Практическое значение нового направления заключается в создании теоретической основы прогнозирования поисков месторождений меди, свинца и цинка в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах на базе анализа условий их формирования и закономерностей размещения. Развитие нового научного направления в теории рудообразования послужило мощным толчком для пересмотра генезиса многочисленных месторождений цветных, редких и благородных металлов в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах. Принципы и методы изучения рудных месторождений, разработанные в соответствии с данным научным направлением, успешно применяются на практике

геологическими организациями Мингео СССР.

В 1980—1984 годах опубликована шеститомная монография «Основы гидрогеологии» (Сибирское отделение издательства «Наука»), в создании которой участвовали ученые Министерства геологии СССР, Института земной коры СО АН СССР, Института водных проблем АН СССР, других институтов АН СССР, Московского геологоразведочного института, Томского политехнического института. В числе ученых, удостоенных Государственной премии СССР за создание этой работы, заведующий отделом Всесоюзного научно-исследовательского института геологии зарубежных стран Министерства геологии СССР Н. А. Маринов.

Монография представляет собой уникальный труд, не имеющий аналогов ни в СССР, ни за рубежом. Основное внимание в ней уделено фундаментальным вопросам гидрогеологии — закономерностям распределения и формирования подземных вод, роли воды в образовании полезных иско-

паемых и в истории земных недр, эволюции гидросферы, законам движения подземных вод в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях, вопросам формирования и прогноза режима подземных вод, количественной и качественной оценке питьевых, лечебных, промышленных и термоэнергетических ресурсов подземных вод в различных природных условиях. Не менее важен обзор современных методов гидрогеологических исследований. Большое практическое значение имеют анализ проблем взаимоотношений гидросферы, техногенеза и экологической обстановки, прогнозы изменения гидрогеологических условий под влиянием хозяйственной деятельности.

Горячо поздравляем лауреатов Государственной премии СССР 1986 года и желаем им дальнейшей плодотворной работы по осуществлению исторических решений XXVII съезда Коммунистической партии Советского Союза на благо нашей великой Родины.

К сведению читателей!

Новый адрес ордена «Знак Почета» издательства «Недра»: 125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.
Телефоны: 250-52-55, 250-55-36, 250-33-65

Contents

DECISIONS OF THE XXVII-TH CONGRESS OF THE CPSU SHOULD BE BROUGHT INTO LIFE

- Narseev V. A., Tsyganov V. A.*
Assessment of reliability of prospecting in the areas where mining enterprises are working 3

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT

- Vysotskiy V. N., Sidorenkov A. I.*
Nodule cyclic recurrence of oil and gas formations 15

ENERGY RESOURCES

- Yuzvitskiy A. Z.*
Distribution features of the Upper Paleozoic coal in the Kuznetskiy Basin . . . 24
Nikonov V. F.
Distribution of hydrocarbon geological masses in the sedimentary cover cross-section 34

METALS AND NON-METALS

- Polkunov V. F.*
Structural-geological position of exogenous sulphur deposits and ore fields . . 40
Koshelev Yu. Ya.
Prospects for finding stratiform fluorite deposits in Central Asia 50

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Makridin V. P., Mesezhnikov M. S.*
Paleobiogeographical zonation and its role in biostratigraphy 59
Muzylev N. G., Tabachnikova I. P.
Zonal division of the Lower Maykop sediments in the Caucasus and adjacent regions on the basis of nannoplanktons . 65

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Begun P. V.*
Callovian sediments in the West Kuban' 74
Salop L. I.
A turning stage in the geological evolution of the Earth at the boundary of Early and Late Precambrian and Moon-Earth relationship 77
Zarya V. F.
On the role played by transversal structures in the distribution of mineralization in the Nikitovskoe ore field 86

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Luk'yanova L. I., Bel'skiy A. V.*
Kimberlite magmatism in the Polar Urals 92
Kuznetsov A. A.
On the origin of the granulitic layer of the Earth's protocrust with a reference to the Anabar Shield 103
Shakhod'ko L. I.
Petrochemical features of subalkaline basites in the Noril'sk region 114

GEOCHEMISTRY

- Chekvaizde V. B.*
A prospecting mineralogic-geochemical model of the stockwork goldsulphide mineralization 121
The 60-th anniversary of Galina Alexandrovna Sidorenko 126

News in Brief

- Geologists — State laureats, 1986 . . . 127

М 23 - 4

1 р. 60 к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1987, № 1, 1-128