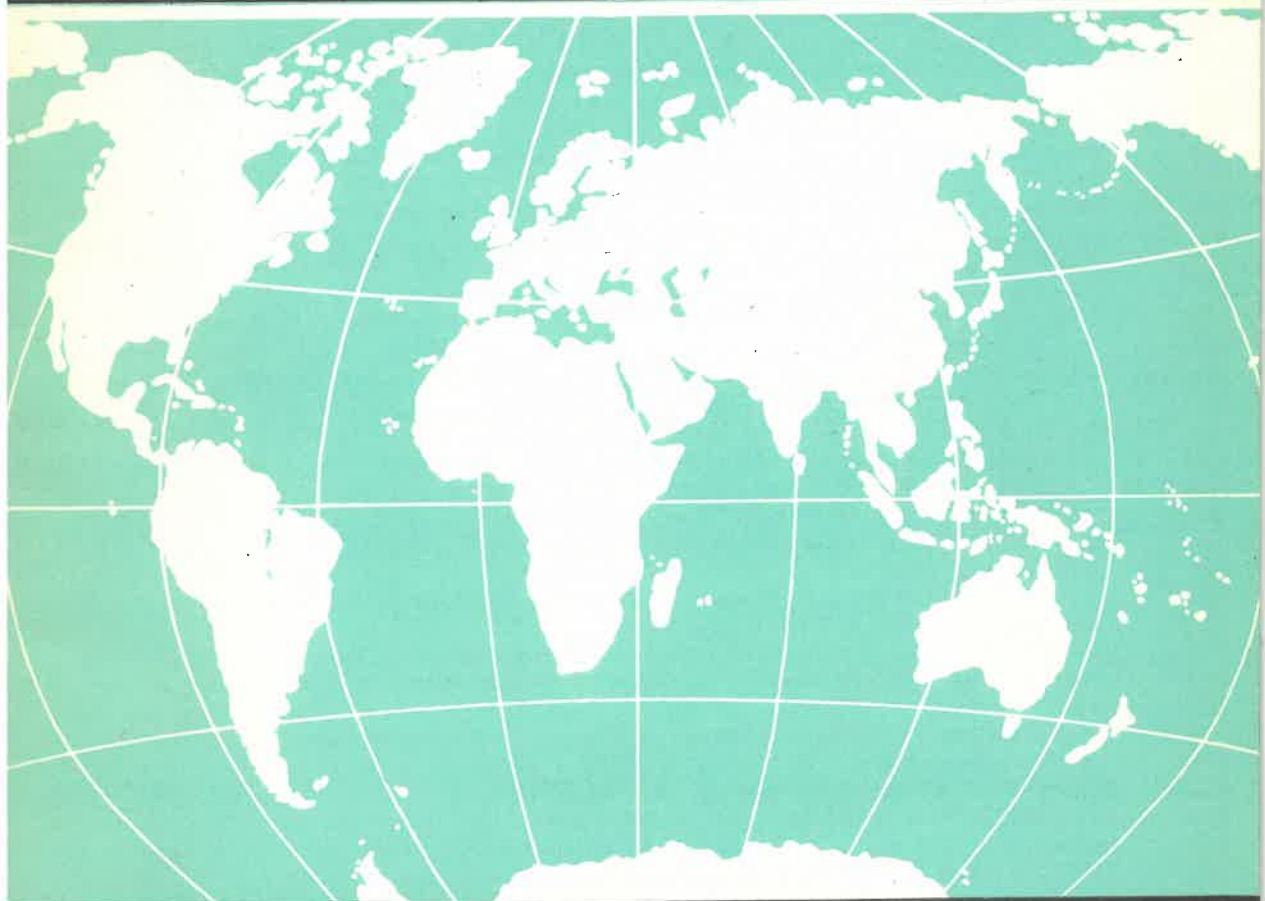


ISSN 0038-5069

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



I/1993

ТИПЫ МАЛОГЛУБИННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ГРАДИЕНТНО-ВЕКТОРНЫЙ АНАЛИЗ ЗОНАЛЬНОСТИ КОЛЧЕДАННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ГРАВИТАЦИОННЫХ ДАННЫХ

ГИДРОГЕОДЕФОРМАЦИОННОЕ ПОЛЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ПОДЗЕМНОЙ
ГИДРОСФЕРЫ

УВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ И АВТОРЫ!

Основанный в 1933 г. академиком И. М. Губкиным журнал «СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ» с девятого номера 1992 г. выходит в свет под названием «ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ», сохраняя сложившиеся традиции и развивая новые направления в сотрудничестве геологов разных стран и регионов.

Учредители журнала: Комитет по геологии и использованию недр Российской Федерации, Российское геологическое общество, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Геолбанк.

В 1993 г. в журнале «ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ» будут печататься работы, связанные с реализацией федеральных минерально-сырьевых программ и их научно-методическим обеспечением. Продолжится публикация статей, посвященных передовым методам прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых, развитию приоритетных направлений геологической науки и практики. Будут освещаться результаты изучения геологического строения различных регионов, окраинных и внутренних морей и Мирового океана; развитие минерально-сырьевой базы, глубинное строение Земли, проблемы геоэкологии; экономика геологоразведочных работ в условиях рынка. Систематически будет помещаться информация о семинарах и совещаниях, реклама научных и производственных организаций, очерки по истории геологических исследований и открытий.

В 1992 г. журнал поступал в 33 страны мира. Многие статьи журнала регулярно публиковались в переводах «Международного геологического обозрения».

По библиометрическим показателям, журнал занимает лидирующее положение среди отечественных журналов, по показателю «воздействия» опережает зарубежные издания родственного профиля. Это свидетельствует о престижности журнала, о высоком научном уровне публикуемых статей.

Учредители и редколлегия журнала приглашают к сотрудничеству отечественных и зарубежных исследователей и предпринимателей, а также другие журналы.

Журнал публикует рекламу научных и производственных разработок; размещает рекламу на льготных условиях.

Подписная цена на журнал делает его доступным для широкого круга подписчиков, в связи с чем журнал нуждается в финансовой поддержке.

Подписка на 1993 г. проводится через редакцию журнала в течение всего года. Цена подписки на 1 месяц 20 р. Оплату подписки просим переводить на счет ЦНИГРИ В КОММЕРЧЕСКОМ ИНТЕРПРОГРЕССБАНКЕ г. МОСКВЫ, р/с 208620 МФО 201508 (для организаций) или высылать переводом по адресу редакции: 113545, г. МОСКВА, ВАРШАВСКОЕ ШОССЕ, 129 б, ЦНИГРИ, РЕДАКЦИЯ ЖУРНАЛА «ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ». Тел. 315-28-47.

Зарубежные читатели могут подписаться на 1993 год через АО «МЕЖДУНАРОДНАЯ КНИГА» по адресу: РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ, 117049, МОСКВА, ул. Б. ЯКИМАНКА, 39 или через фирму «ФАКСОН» по адресу: РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ, 125252, г. МОСКВА, ул. КУУСИНЕНА, 21 б.

Отечественная Геология

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Комитет по геологии и
использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов
Геолбанк

I/1993

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. КРИВЦОВ

Ю. И. Бакулин, Г. Р. Бекжанов, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров,
Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе,
Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. Н. Еремеев, В. А. Ер-
хов, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, Е. Н. Исаев, А. Б. Каждан, В. И. Ка-
занский, Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, В. А. Нарсеев, Л. Д. Овчи-
нинская (отв. секретарь), В. А. Петров, Д. А. Родиснов, А. Ю. Розанов,
Г. В. Ручкин, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, К. И. Сычев,
В. П. Федорчук, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора),
В. Я. Ярмолюк



МОСКВА

Содержание

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ	
Ларская Е. С., Загулова О. П., Горюнова Е. А., Телкова М. С., Храмова Э. В., Федотова А. И. Нижнемотские покрывки Непско-Богучинской антеклизы	3
Кулиненко О. Р. Реконструкция условий древнего торфонакопления и ритмичное строение угольных пластов	10
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	
Ляховкин Ю. С., Благонадеждин Б. И. Типизация малоглубинных золоторудных месторождений	18
Кривцов А. И. Градиентно-векторный анализ зональности колчеданных месторождений	27
Лисицын А. Е., Малинко С. В., Семенов Ю. В. Геолого-генетическая модель скарновых месторождений нетрадиционных боратовых руд	36
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	
Ахметшина Л. З., Булекбаев З. Е., Гибшман Н. Б. Девон восточного борта Прикаспийской синеклизы	42
Маслов А. В. Типы разрезов авзянской свиты среднего рифея	49
Венидиктов В. М. Корреляция полицикличности «стратиграфических» подразделений докембрия	57
МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ	
Семилеткин С. А., Худолей А. К. Обстановки осадконакопления пород флишевого комплекса Таласского Алатау	64
ГЕОХИМИЯ	
Жабин А. Г., Кременецкий А. А. Рудоконцентрирующий геохимический барьер как функция пирит-пирротинового превращения	71
ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ	
Алейников А. Л., Бахтерев Д. В., Немзоров Н. И., Никонова Ф. И., Тиунова А. М. О возможности петрологической интерпретации сейсмических и гравитационных данных	80
Светлакова А. Н. Результаты сейсмического моделирования разреза в условиях соляной тектоники и регионального сжатия	85
ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ	
Вартанян Г. С. Роль гидрогеодеформационного поля в эволюции подземной гидросферы	91
ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ	
К 250-летию Петра Симона Палласа	109

Художественный редактор Е. А. Вишнякова
Технический редактор С. Г. Веселкина
Корректор И. Н. Таранева

Сдано в набор 27.11.92. Подписано в печать 13.01.93. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага офсетная № 2. Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,4. Усл. кр.-отт. 9,45. Уч.-изд. л. 10,94. Тираж 1000 экз. Заказ № 481.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315-28-47
Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72

Нижнемотские покрывки Непско-Ботубинской антеклизы

Е. С. ЛАРСКАЯ, О. П. ЗАГУЛОВА, Е. А. ГОРЮНОВА, М. С. ТЕЛКОВА,
Э. В. ХРАМОВА, А. И. ФЕДОТОВА (ВНИГНИ)

Наличие покрывок — обязательное условие существования природного резервуара, качество их определяет степень заполнения ловушек и сохранность залежей.

Высота ореола рассеивания, характерная для каждого нефтегазоносного комплекса, определяет дальность прогноза нефтегазоносности коллекторских пластов в бурящейся скважине и, в совокупности со структурными построениями, возможную площадь залежи и степень заполнения ловушки [7].

Качество покрывки определяется ее флюидоемкостью — содержанием миграционного битума, ХБА_м, степенью и характером изменения сингенетичного битумного и УВ фона [4]. Последнее наиболее отчетливо фиксируется по глинистым породам в связи со стабильностью состава сингенетичных УВ в них и лучшей сохранностью в керне относительно низкомолекулярных иммигрировавших в них УВ из залежей.

В качестве эталонного объекта для нижнемотского нефтегазоносного комплекса Непско-Ботубинской антеклизы (НБА) выбрано одно из самых крупных месторождений — Верхнеочонское. Размеры контролирующего его поднятия по кровле комплекса составляют 55×45 км², амплитуда по изогипсе 1260 м около 80 м. [5, 9]. Основные залежи нижнемотской подсвиты приурочены к песчаным пластам ВЧ₁ и ВЧ₂, отличающимся невыдержанностью литологического состава по разрезу и площади, тектонической нарушенностью и неравномерным флюидонасыщением по разрезу и площади. Залежи газоконденсато-нефтяные, поля нефте- и газоносности не всегда совпадают в плане. Это дало возможность попытаться определить особенности битумных полей над нефтяными и газоконденсатными скоплениями.

Покрывки над ВЧ₁ и ВЧ₂ одно-

типны по ассоциации слагающих их глинистых минералов, преобладающим компонентом которой является гидрослюда (60—80 %). Состав ассоциации довольно устойчив регионально. Поэтому «экранирующие» свойства пород, зависящие от состава глинистых минералов, в пределах НБА стабильны [8].

Надхамакинская покрывка (над ВЧ₁) преимущественно глинистая, аргиллиты в различной степени алевроитистые, нерастворимый остаток породы (НОП) — 84—90 %, есть невыдержанные тонкие прослойки (10 см) алевролитов и кварцевых песчаников, НОП 90—96 %. В целом набор типов пород довольно выдержан по площади структуры. С_{орг} колеблется от 0,14 до 2,77 и в основном принадлежит сингенетичному сапропелевому ОВ (формы П¹², I⁴ (Ларская, 1974). Содержание ХБА в глинах 0,01—0,16 % и 0,14—0,46 % в песчаниках и их пропластках на востоке структуры. Судя по большой величине V_{хл} и элементному составу A_{хл}, битум в последних в основном состоит из миграционных компонентов. Аномально высокие концентрации ХБА установлены только в разрезах скважин 95 и 96 в восточной части структуры (рис. 1).

Надталахская покрывка (над ВЧ₂) также преимущественно глинистая. С востока на запад ее толщина уменьшается, она несколько опесчанивается наряду с горизонтальной и пологоволнистой структурой, господствующей в покрывке над ВЧ₁. Здесь появляются пологокосоволнистая и линзовидная текстуры, ухудшающие экранирующие свойства [9].

НОП варьирует в пределах 72,6—96 %. Содержание С_{орг} изменяется от 0,1 до 2 %. ОВ в основном сингенетичное и представлено формами сапропелевого дисперсного типа и водорослевым микродетритом. Битуминозность глинистых и алевроито-гли-

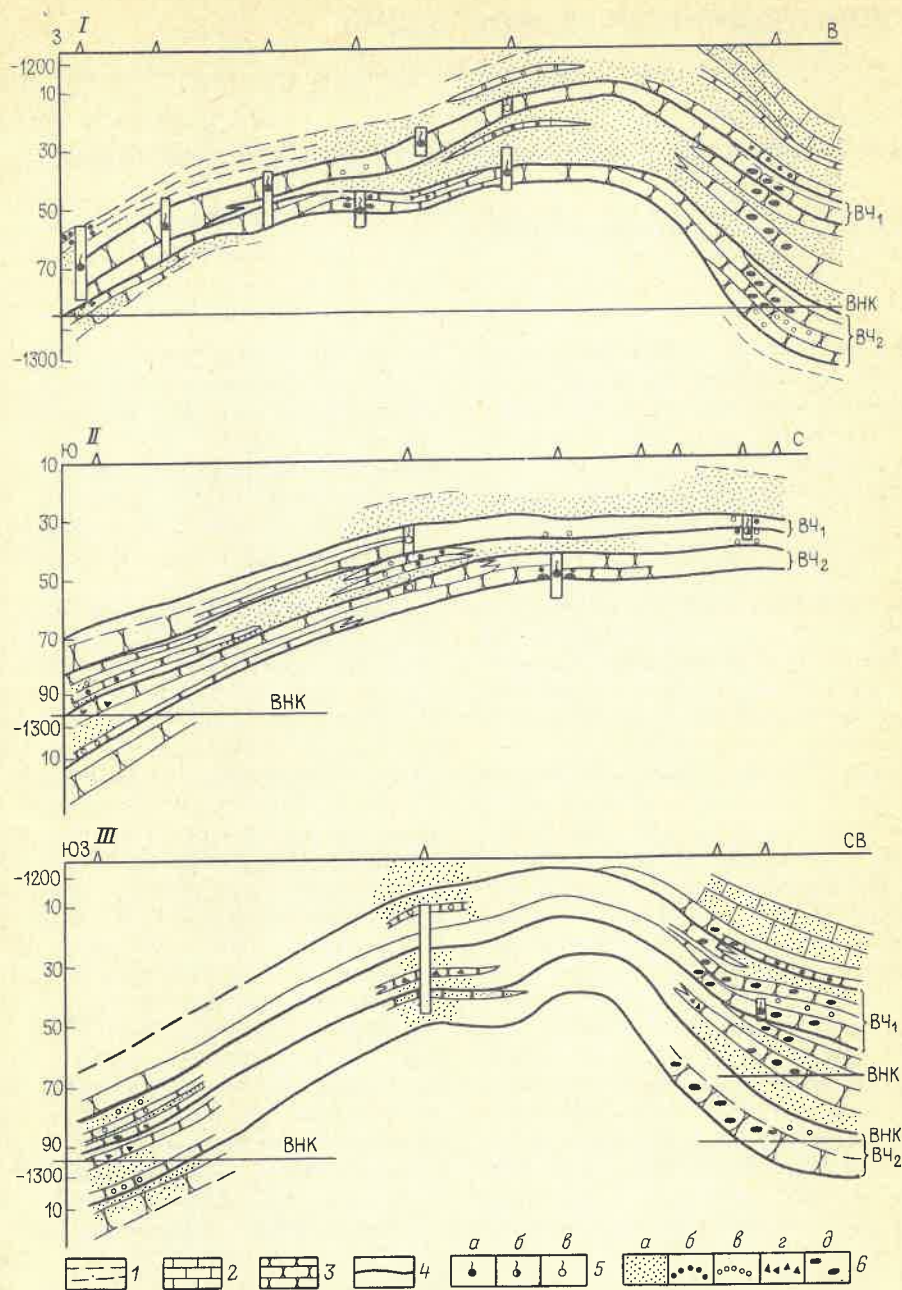


Рис. 1. Геолого-геофизические разрезы Верхне-чонского месторождения:

1 — глины и глинистые алевролиты, 2 — песчаники (коллектора); 3 — карбонатные породы; 4 —

нистых пород колеблется от 0,005 до 0,1 % при преобладании сингенетической компоненты ($\beta_{хл}$ менее 5 %) и возрастает до 0,5—0,8 % при резком преобладании ХБА_м и $\beta_{хл}$ (свыше 50 %) в песчано-алевритовых породах в центральной и восточной частях структуры. В большей части пород разреза ХБА_м не превышает 1 кг/м³.

границы пластов ВЧ₁ и ВЧ₂; 5 — УВ: а — нефть, б — нефть с водой, в — газ; 6 — битуминозность, %: а — <0,05, б — 0,1—0,5, в — >1, г — 0,05—0,1, д — 0,5—1

Существуют некоторые особенности распределения ХБА_м. Анализ частоты встречаемости разных концентраций ХБА_м в покрышках и для сравнения в продуктивных пластах, во избежание влияния различий емкостных и сорбционных свойств пород, был проведен только для аргиллитов и глинистых алевролитов. Оказалось, что в нефтя-

ных залежах до 40 % образцов содержит 0,009—0,1 % ХБА_м, около 25 % — 0,04 % и 35 % — от 0,03 до 0,02 % и ниже, в газовых залежах — около 40 % образцов имеют концентрацию ХБА_м менее 0,03 %, а 20 % — 0,06—0,1 %. Содержание ХБА_м в законтурных частях пласта обычно менее 0,04.

В покрышках над залежами нефти основная масса образцов (до 60 %) содержит ХБА_м 0,005—0,03 %. Более 35 % алевроито-глинистых пород над газовыми залежами содержат менее 0,01 % ХБА_м, но значительная часть пород — от 0,04 до 0,07 % ХБА_м. Примерно такая же картина характерна и для покрышек, перекрывающих пласт за пределами газовой залежи, а тем более — за пределами залежей в покрышках.

При одинаково низких емкостных и близких сорбционных свойствах глинистые и алевроито-глинистые породы в пределах нефтяных залежей содержат несколько больше ХБА_м, чем в пределах газовой залежи, а тем более — за пределами залежей в покрышках.

За эталон сингенетичного ХБА, необходимый для определения характера влияния диссипирующих из залежей УВ, принят состав ХБА и УВ из одновозрастных регионально-нефте-носных венд-нижнекембрийских отложений центральных областей Русской плиты (рис. 2). Кроме того, для подтверждения наличия эпигенетического битума и УВ в породах покрышек проводилось сопоставление одноименных параметров их состава с таковыми в однотипных породах продуктивных пластов внутри (где синфон заведомо искажен аккумуляцией) и вне залежей.

Наиболее «благородный» битум ($\bar{x}N_{эл}$ более 12 %, $\bar{x}C_{эл}$ свыше 83 %) в экранирующих пачках зафиксирован в прослоях алевролитов и песчаников в покрышках над залежами нефти и газа. В основной массе аргиллитов над залежами $C_{эл}$ варьирует от 78 до 83 %, $N_{эл}$ — от 10,5 до 12,2 %. Точно так же и в пределах нефтяных залежей элементный состав $A_{хл}$ как бы «облагораживается» в направлении от аргиллитов (т. е. пород, исходно обладающих малой эффективной емкостью по отношению к поступающим извне нефтяным флюидам и сильным синбитумным фоном) к смешанным породам (увеличение эффективной ем-

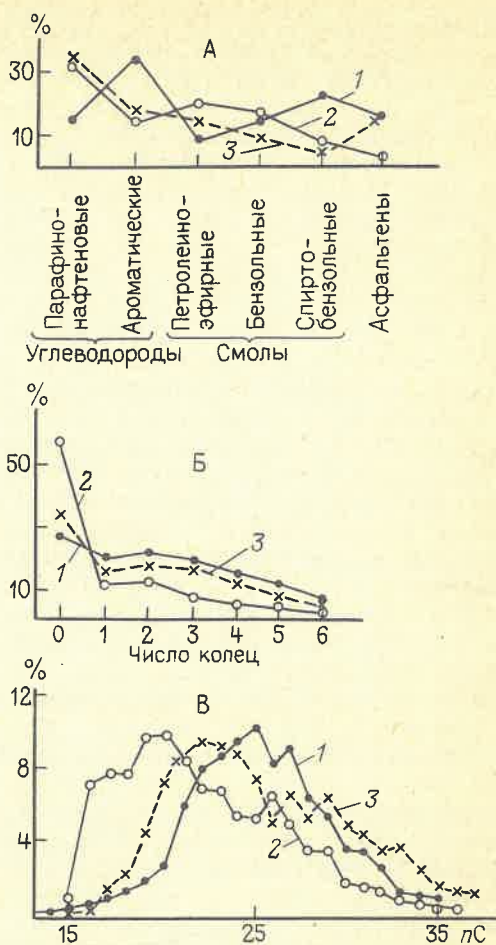


Рис. 2. Состав $A_{хл}$ (А), МНФ (Б) и н-алканов (В) из V—Е отложений Русской плиты и Непско-Ботубинской антеклизы Восточно-Сибирской платформы:

1 — сингенетичный битум V—Е отложений Русской плиты, 2, 3 — смешанный битум из покрышки над нефтяной залежью пласта ВЧ₁

кости) и к коллекторам: $C_{эл}$ соответственно в среднем 81, 83 и 85 %; $N_{эл}$ — 11, 12 и 13 %. Эта тенденция проявляется и в законтурных частях пластов и покрышек над ними.

Экстремально низкие значения $C_{эл}$ (68—72 %) и $N_{эл}$ (менее 7 %) зафиксированы только в высококонцентрированном $A_{хл}$ (0,5—1,5 %) песчаников в пластах и покрышках в пределах восточной части залежи (скв. 95 и 96), возможно подвергшейся окислительному влиянию приконтурных вод. Здесь пропластки коллекторов в покрышках, видимо, образуют с пластами ВЧ₁ и ВЧ₂ единую систему (см. рис. 1), причем $A_{хл}$ в первых несколько более «благороден», чем в

однотипных породах $ВЧ_1$ и $ВЧ_2$, что может быть следствием менее активного влияния приконтурных вод из-за как бы большей «укрытости» $A_{хл}$ в тонких прослоях песчаников.

Окислительные трансформации в битумах некоторых образцов песчаников, отмеченные выше по особенностям элементного состава $A_{хл}$, проявляются и в наличии очень высокого (до 40 %) содержания асфальтенов в $A_{хл}$. В целом доля асфальтеновых фракций в $A_{хл}$ невелика 0,5—10 % и постепенно уменьшается от аргиллитов к песчаникам по мере увеличения концентрации $A_{хл}$. Снижающее влияние привноса и мигрирующих из залежей УВ флюидов на содержание асфальтенов в $A_{хл}$ ощутимо проявляется в аргиллитах, перекрывающих нефтяные залежи.

В песчаных пропластках покрышек, так же как и в продуктивных пластах, четко проявляется прямая, хотя и не очень строгая, связь между суммарным содержанием УВ в $A_{хл}$, его концентрацией и величиной $\beta_{хл}$, отражающей то обстоятельство, что в коллекторах при активном накоплении поступающих извне (путем латеральной миграции) нефтяных флюидов не только резко повышается масса $A_{хл}$, но и происходит постепенное обогащение накапливающегося флюида углеводородами. В алевролитах продуктивных пластов при $\beta_{хл}$ от 10 до 25 % доля УВ в $A_{хл}$ варьирует от 50 до 60 %, а в аналогичных породах покрышек при таком же $\beta_{хл}$ — от 45 до 60 %, т. е. находится на одном уровне.

В аргиллитах при диапазоне значений $\beta_{хл}$ 1—10 % и $A_{хл}$ менее 0,08 % доля УВ в $A_{хл}$ варьирует в законтурных частях продуктивных пластов от 35 до 52 %, в $A_{хл}$ покрышек — от 30 до 60 %. Большой диапазон значений связан скорее всего с различной долей $ХБ_{ам}$ в составе $A_{хл}$ и, следовательно, с различным влиянием синфона.

Состав метано-нафтовой фракции $A_{хл}$ (МНФ) покрышек в общем мало отличается от такового в соответствующих литотипах продуктивных пластов, что подтверждает представление о «благородстве» за счет миграционной примеси. Здесь также отчетливо проявляются различия в составе МНФ аргиллитов, глинистых алевролитов и песчано-алевритовых пород, но эти тенденции противоположны тенденциям

изменения содержания УВ. Так, в МНФ битумов из песчаников покрышки над нефтяной и газовой залежами на долю парафинов приходится от 35 до 47 %, а в аргиллитах — от 55 до 67 %. Среди нафтов в МНФ коллекторских пород максимум приходится на бициклические структуры, аргиллитов — на моноциклические. Аналогичный состав характерен и для МНФ покрышек над законтурными частями $ВЧ_1$ и $ВЧ_2$.

Меньшая доля этих компонентов в МНФ $A_{хл}$ песчано-алевритовых пород, видимо, объясняется их частичной потерей при подъеме керна на поверхность. Отсюда и обратная связь между коллекторскими свойствами и долей парафинов в МНФ.

Сходство группового состава МНФ $A_{хл}$ в пределах и над залежами нефти и газоконденсата, видимо, определяется избирательным характером сорбции глин, улавливающих из УВ смесей нефтей и газоконденсатов одни и те же группы соединений. Вместе с тем установлена несколько большая роль парафинов в МНФ битумов пород, перекрывающих нефтяную часть пласта по сравнению с покрышками над газоконденсатными скоплениями.

Доля н-алканов в $A_{хл}$ в пределах покрышек максимальна (от 2 до 3 %, $\bar{x}=2,5$) в аргиллитах; в $A_{хл}$ песчаников она варьирует от 1 до 2,5 % ($\bar{x}=1,5$ %). Наблюдается тенденция к снижению доли н-алканов с возрастанием концентрации $A_{хл}$. В противоположность покрышкам в продуктивном пласте в пределах залежей максимальная обогащенность $A_{хл}$ н-алканами зафиксирована в песчаных породах (2,5 %), в аргиллитах — не превышает 1,5 %. Обнаружена очень слабая тенденция увеличения доли н-алканов по мере возрастания концентрации $A_{хл}$ и явная — их абсолютной массы в породах.

Существенно различаются пласты и покрышки и **по содержанию н-алканов в МНФ**. Так, в пластах $ВЧ_1$ и $ВЧ_2$ в залежах и за их пределами этот параметр варьирует от 3 до 7 % с тенденцией увеличения от аргиллитов к алевролитам и песчаникам по мере возрастания концентрации $A_{хл}$. В покрышках, наоборот, наибольшая (от 5,5 до 10,5 % при $\bar{x}=7$ %) доля н-алканов в МНФ свойственна аргиллитам с содержанием $A_{хл}$ менее 0,1 % и наименьшая (3,5—6,5 % при

$\bar{x}=4,5\%$) алевропесчаным породам с концентрацией $A_{хл}$ не менее $0,2\%$.

В битумах пластов $ВЧ_1$ и $ВЧ_2$ в пределах залежей доля легких ($пC_{12}$ — $пC_{18}$) н-алканов несколько увеличивается от аргиллитов (2 — 25%) к алевролитам и песчаникам (10 — 35%), снижается доля средних (от 55% до 45%) и тяжелых (от 10 до 20 — 30%) н-алканов. Характер флюидонасыщенности (газ, нефть) пластов на состав н-алканов особого влияния не оказывает.

В экранирующих пачках дисперсия значений значительно больше (доля легких н-алканов колеблется от 2 до 55% , тяжелых — от 15 до 45%). Особые различия между аргиллитами и алевропесчаными породами, и это доказывает большое влияние залежей на битуминозность покрышки. На это же указывает и большой диапазон колебаний значений доли изопреноидов iC_{14} — iC_{20} в $A_{хл}$, отсутствие зависимости этого параметра от литологии и фазового состояния УВ в экранируемом пласте.

Сколько-нибудь отчетливой разницы в составе н-алканов и изопреноидов пород, экранирующих нефтяные и газовые скопления и зону битумного шлейфа, а также в аргиллитах не зафиксировано, но в песчано-алевритовых породах с $A_{хл}$ свыше $0,2\%$ минимальная доля легких и максимальная тяжелых н-алканов характерна для покрышек над нефтяными залежами.

В составе ароматической фракции (АФ) $A_{хл}$ песчаников и алевролитов из нефтяных залежей доминирующую роль играют бензольные УВ — 66 — 71% , на долю фенантроновых приходится всего 5 — $3,8\%$, тиофеновых соединений — $7,5$ — 8% (см. рис. 2). В АФ $A_{хл}$ аргиллитов бензольных структур не более 57 — 59% , фенантроновых — небольшое количество, как и в коллекторских породах.

За пределами залежей в однотипных породах доля бензольных УВ в АФ несколько снижается — до 50 — 55% , и возрастает от $8,5$ до 10% суммарное содержание тиофеновых соединений, среди которых в основном преобладают бензтиофены.

В покрышках состав ароматических УВ обнаруживает некоторую зависимость от литологии вмещающих пород и фазового состояния УВ в за-

лежах. Так, в АФ $A_{хл}$ аргиллитов из пород над нефтяной залежью ($\beta_{хл}$ — 2 — $4,4\%$) доля бензолов составляет 43 — 56% ; резко возрастает до 18 — 20% роль фенантронов. Среди тиофеновых структур (8 — $9,5\%$) преобладают бензтиофеновые — $4,6$ — 6% . В образцах аргиллитов над газовой залежью в составе АФ бензольных УВ несколько больше (56 — 63%), а фенантроновых УВ меньше — 5 — 9% , содержание тиофеновых соединений повышено до 12% . Другими словами, ароматические УВ из $A_{хл}$ аргиллитов над газовыми залежами несколько «легче», чем над нефтяными.

В образцах песчаников и алевролитов, взятых над залежами, количество бензольных УВ в ароматической фракции выше, чем в аргиллитах, а содержание фенантроновых УВ падает до 3% .

В аргиллитах из покрышек над приконтурными битумными шлейфами нефтяной залежи пласта $ВЧ_1$ максимальную роль в АФ, как и над газовыми залежами, играют голаядерные ароматические УВ, в т. ч. бензольные УВ 55% ; фенантроновых УВ содержится не более 5% . В образцах из покрышек над шлейфом вокруг газовых залежей в пласте $ВЧ_2$ АФ $A_{хл}$ имеет сходный состав с составом аналогичной фракции $A_{хл}$ в покрышках над газовой залежью. Доля тиофеновых соединений невелика, как и в других совокупностях.

Таким образом, на Верхнечонском эталонном объекте перекрывающие пласты $ВЧ_1$ и $ВЧ_2$ пачки пород толщиной 5 — 50 м содержат по всему разрезу миграционный битум в количестве $0,01$ — $0,08\%$ в аргиллитах и $0,05$ — $0,2\%$ в алевроито-песчаных породах (на востоке — до $0,75\%$). Его «облагораживающее» влияние на состав ХБА и УВ прослеживается по всему разрезу, особенно непосредственно над залежами.

Над битумным шлейфом, наличие которого установлено в ближайших к контурам продуктивности 1 — $2,5$ км, покрышки также содержат ХБА, хотя и в несколько меньшем количестве. Его влияние отчетливо фиксируется в составе $A_{хл}$ и УВ. Этот факт, видимо, отражает существование более широкого ареала аккумуляции на структуре, нежели площадь ловушки, в пределах которой накопление УВ доходит до

концентраций, необходимых для качественного скачка, превращающего миграционную протонефть в нефть.

Примерные расчеты плотностей содержания ХБА_м и нефтяных флюидов показали следующее. При близкой средней толщине (около 20 м) продуктивных пластов ВЧ₁ и ВЧ₂ и покрышек над ними, примерно одинаковых значений суммарных толщин песчаных коллекторов и толщин алевритовых и аргиллитовых прослоев в их пределах, близких средних значениях содержания ХБА_м в них, суммарная плотность содержания ХБА_м в продуктивных коллекторах ($P_{ХБА_м}$) в 10 раз выше, чем в коллекторах законтурной части пластов, в 12 раз, чем в коллекторах покрышки над залежью, и в 15—20 раз, чем во всех экранирующих породах над битумной шлейфовой зоной залежи в продуктивном пласте.

Кратность возрастает примерно в три раза (до 30—36 раз), если учитывать коэффициент потерь нефти из нефтенасыщенных коллекторов при их подъеме на поверхность. Этих потерь практически нет или они невелики в аргиллитах битумных шлейфов и покрышек.

Установлена еще большая разница между изучаемыми породами продуктивных пластов и покрышек по плотностям содержания УВ в сумме и их отдельных групп. Так, в продуктивном коллекторе из залежи плотность содержания насыщенных УВ составляет около 120 тыс. т/км², в т. ч. до 55 тыс. т/км² парафинов, 3,6 тыс. т/км² н-алканов, из которых 1 тыс. т/км² — легкие (н-С₁₂—С₁₈).

В битумном шлейфе $P_{ХБА_м}$ и $P_{УВ}$ резко падает (в 5—10 раз), причем, чем лучше коллектор, тем резче падение и меньше ширина шлейфовой зоны.

Значения $P_{ХБА_м}$ и $P_{УВ}$ в покрышках над битумным шлейфом несколько меньше, чем в покрышках над залежами, что, видимо, обусловлено меньшими размерами диссипации УВ из продуктивного пласта вне ловушки. Возможно, что битумный шлейф — своеобразная переходная зона от водоносной части пласта к нефтенасыщенной, т. е. стартовая позиция аккумуляции нефтяных флюидов.

Величины $P_{ХБА_м}$ и $P_{УВ}$, характерные для надхамокинской и надталахской покрышек, подтверждают правильность

их отнесения к категории «средних» [4, 7].

Следует отметить, что значительная доля (50—60 %) $P_{ХБА_м}$ и $P_{УВ}$ в покрышках связана в восточной части с упомянутыми выше скоплениями битумов в тонких (до 5 м) песчаных пропластках, входящих в состав покрышек (см. рис. 1). Вероятно, что здесь покрышки — в полном смысле «ложные» и слабо разделяют залежи пластов ВЧ₁ и ВЧ₂ и экранируют залежь пласта ВЧ₁, но к западу ложные покрышки быстро выклиниваются, и дистанционно определять площадь прогнозируемой залежи по кровле ложной покрышки следует с большой осторожностью.

Ранее при изучении сходных терригенных покрышек нами было высказано предположение о том, что значительная (до 50 %) часть ХБА_м скорее всего поступила в тонкие пропластки коллекторов покрышек путем латеральной миграции, т. е. с помощью того же механизма, что работал на формирование залежей в коллекторских пластах.

Если предположить, что на Верхне-чонском объекте появление ХБА_м (соответственно образование $P_{ХБА_м} = 15$ тыс. т/км²) в покрышках шлейфовой зоны связано только с латеральными миграционными процессами, что примерно столько же ХБА_м поступило подобным путем и в покрышки над залежами, то можно рассчитать, что плотность ХБА_м, поступившего в пределы последних за счет рассеивания УВ из залежи после ее формирования, равна разности между $P_{ХБА_м}$ в ореоле над залежью и $P_{ХБА_м}$ над битумным шлейфом, т. е. 26—15 тыс. т/км², 11 тыс. т/км² — с поправкой на потерю бензиновых фракций.

Если это верно, то из нефтяных залежей в пласте ВЧ₁ и ВЧ₂ за время их существования, в грубом приближении, рассеялось не более 1/40 заполняющей их массы нефти.

$P_{ХБА_м}$ и $P_{УВ}$ в покрышках над пластами ВЧ₁ и ВЧ₂ довольно сильно изменяются по площади структуры. Например, в изученной толщине 5—15 м покрышки над пластом ВЧ_{1х} $P_{ХБА_м}$ над центральной газоносной частью не более 5 тыс. т/км², над нефтяными и северным газоносным блоками колеблется от 5 до 10 тыс. т/км²,

на северо-востоке структуры над нефтяным блоком (район скв. 95 и 96) достигает 25 тыс. т/км² при толщине изученного слоя около 15 м. При этом высокие значения $P_{ХБАм}$ здесь обусловлены не только наибольшей толщиной последнего, но и повышенными содержаниями $ХБАм$ в маломощных коллекторах и полуколлекторах, являющихся аккумуляторами поступающих с востока нефтегазовых флюидов.

В 5—15-метровой пачке пород, разделяющей пласты $ВЧ_1$ и $ВЧ_2$, как над нефтяным так и над газоносными блоками $P_{ХБАм}$ в основном не превышает 4 тыс. т/км² и лишь вблизи от Могино-Ленского разлома за счет большей толщины перемычки (0,5—2 км) $P_{ХБАм}$ возрастает до 5—10 тыс. т/км². Повышенные значения последней зафиксированы над нефтяными блоками в районе скв. 63 (13 тыс. т/км²) и скв. 96 (50 тыс. т/км²). Последняя близка к $P_{ХБАм}$ в продуктивном пласте.

Границы перемычки $ВЧ_1$ — $ВЧ_2$ в отличие от покрышки над $ВЧ_1$ строго фиксированы, она изучена довольно подробно по всей толщине, поэтому была проведена примерная оценка заключенных в ней суммарных масс $ХБАм$. При исходных параметрах $\bar{x}H=10$ м; $\bar{x}P_{ХБАм}=6 \times 10^3$ тыс. т/км² и $S=2475$ км² $Q_{ХБАм}$ составила 15 млн. т. При этом львиная доля этой массы оказалась связанной с алевропесчаниками северо-восточной части структуры района скв. 95 и 96, содержащих явно первичные скопления (микрозалежи) протонефтяных УВ.

Таким образом, примесь миграционного битума присутствует в Верхне-чонском месторождении по всему разрезу нижнемотских терригенных пачек, экранирующих пласты $ВЧ_1$ и $ВЧ_2$. Границ слоя, в котором как бы «гасится» поток рассеивания УВ, т. е. верхней границы покрышек над $ВЧ_1$ и $ВЧ_2$, зафиксировать не удалось.

Отсюда следует, что в терригенном многозалежном нижнемотском комплексе в средних по качеству покрышках влияние залежей ощущается практически по всей их толщине (до 35 м), меньшей, чем выявленная нами ранее (30—50 м) в монозалежных терригенных комплексах [4]. Видимо, толщина в 50—60 м может быть использована в качестве максимальной высоты ореола влияния нижнемотских залежей на вме-

щающие отложения и соответственно расстояния дистанционного прогноза.

В этой 30—50-метровой толще непроницаемых пород над предполагаемой (по аналогии) кровлей коллекторских пластов присутствие $ХБАм$ (0,5—5 кг/м³) и несколько повышенные над фоном (5—6 % вместо 2—4) значения $\beta_{хл}$, высокая (50—65 %) доля УВ в $ХБА$ (вместо 30—40 % в сингенетичном $ХБА$), повышенное содержание n -алканов в $A_{хл}$ и МНФ, особенно группы pC_{12} — pC_{18} , преобладание моно- и бициклических нафтенных и аренов в соответствующих фракциях является надежными показателями наличия промышленных скоплений УВ в нижележащих коллекторских пластах. Причем состав аренов в покрышках над газовыми залежами несколько легче, чем в $A_{хл}$ покрышек над нефтяными, а n -алканы, наоборот, тяжелее.

В соответствии с разработанными ранее [4] критериями, а также с позиций улавливания и пропускания жидких УВ (C_5 и выше), эмигрирующих из залежей нефти и газоконденсата, небольшие по толщине 5—30 м пачки пород, перекрывающие залежи в пластах $ВЧ_1$ и $ВЧ_2$, относятся к категории «средних» внутрирезервуарных покрышек, т. к. уже первые десятки метров препятствуют удалению сколько-нибудь заметных количеств УВ из залежей.

По низкому содержанию $ХБАм$, характерному для экранирующих пачек практически по всей площади структуры (см. рис. 1), можно предположить отсутствие «прорывов» УВ из нижних залежей в верхние, за исключением северо-востока структуры (район скв. 95 и 96), где, судя по размерам, профилям и битумным характеристикам, повышенные до «нефтяного» уровня содержания $ХБАм$ связаны, по нашему мнению, не с диссипацией УВ из залежей, а с существованием самостоятельных небольших залежей нефти в маломощных песчано-алевритовых прослоях перемычки $ВЧ_1$ — $ВЧ_2$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геохимия органического вещества нефтегазонасыщенных отложений Западной Якутии/А. Н. Изосимова, А. Ф. Сафронова, В. А. Каширцева и др. — Новосибирск: Наука, 1984.
2. Дробот Д. И., Золотов А. Н., Конторович А. Э. Геохимические критерии оценки перспектив

- нефтегазоносности докембрийских и нижнекембрийских отложений юга Сибирской платформы. — М.: Наука, 1974.
3. Ларская Е. С. Методика расчета миграционного битума. М., 1983. (Тр. ВНИГНИ, Вып. 248).
 4. Ларская Е. С., Полянская В. С. Об определении качества покрышек, контролирующих залежи нефти и газа//Геология нефти и газа. 1987. № 1. С. 28—34.
 5. Непско-Ботуобинская антеклиз — новая перспективная область добычи нефти и газа на востоке СССР/Под ред. А. Э. Конторовича. — Новосибирск: Наука, 1978.
 6. Макаров А. К., Баженова Т. К. Органическая геохимия палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы и прогноз нефтегазоносности. — М.: Наука, 1981.
 7. Региональный и локальный прогноз нефтегазоносности/Е. С. Ларская, В. Д. Ильин, Н. Н. Немченко и др. М., 1987. (Тр. ВНИГНИ. Вып. 256).
 8. Семенов А. Н., Сабурова Л. Е. Строение и минеральный состав покрышек рифейско-вендского нефтегазоносного комплекса юго-востока Сибирской платформы//Сб. Верхнедокембрийские отложения Сибирской платформы и их нефтегазоносность. М., 1990. С. 92—102.
 9. Юшинская З. Н. Особенности строения Верхнеконского нефтегазоконденсатного месторождения//Сб. Верхнедокембрийские отложения Сибирской платформы и их нефтегазоносность. М., 1990. С. 83—92 (Тр. МИНГа).

Принята редколлегией 27 января 1992 г.

УДК 552.574:553.2

© О. Р. Кулиненко, 1993

Реконструкция условий древнего торфонакопления и ритмичное строение угольных пластов

О. Р. КУЛИНЕНКО (Днепропетровское отделение ИМР)

Методология реконструкции условий древнего торфонакопления основывается на теории актуализма и детально палинолог-петрографическом изучении угольного пласта. В последнее время дополнительно стали использовать минералого-геохимический метод, широко применяющийся при реконструкции палеогеографических и фациальных обстановок в областях седиментации. К сожалению, для угольных пластов его применение крайне ограничено, хотя полученные результаты вполне обнадеживают [2, 3, 4, 5, 6, 9, 10, 13].

Данные исследования показали возможность моделирования условий торфонакопления по химическим элементам и их минеральным формам. Важным моментом при этом является выбор из большого числа химических элементов тех из них, которые попали в уголь на стадии накопления и диагенеза торфообразующей массы и с наибольшей достоверностью характеризуют физико-химические условия среды в торфообразующем болоте.

При реконструкции условий торфонакопления по минералого-геохимическим ассоциациям мы исходили из учения Б. Б. Полынова (1953) об элементарном ландшафте как производном взаимодействия литосферы, гидросферы, атмосферы, органических веществ и теоретических представлений Г. И. Иванова (1967) об угольном

пласте как полициклическом теле, состоящем из взаимосвязанных трансгрессивных и регрессивных фаций, образовавшихся под воздействием микроколебательных движений. Принципиальная схема формирования элементарного ритма торфонакопления, по Г. А. Иванову, с изменениями и дополнениями показана на рис. 1. Следует отметить, что проведенные на схеме границы между фациями торфонакопления до некоторой степени условны — их положение во многом зависит от степени защищенности торфяника от морской трансгрессии и русловых потоков, скорости погружения ложа торфяника, темпов продуцирования фитомассы и др.

Достоверность такой модели впервые была проверена В. К. Тетерюком [7, 11] на углях Донбасса. Методологически для выделения циклов торфонакопления им были использованы особенности функционального распределения микроспор различных экологических групп растений в торфообразующих биотопах. В вертикальном профиле пластов угля выделено от четырех до шести слоев, каждый из которых соответствует палеоэкологическому циклу торфонакопления, являющемуся производным элементарного ритма микроколебательных движений ложа торфяника.

Возможность моделирования условий торфонакопления по элементам-при-

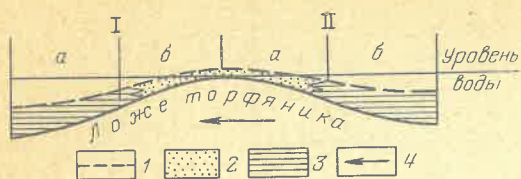


Рис. 1. Геотектоническое и фациальное содержание элементарного ритма торфонакопления:

1 — поверхность торфяника; фации: 2 — подсыхающих торфяных болот, 3 — обводненных торфяных болот; 4 — горизонтальный вектор волновых движений ложа торфяника; фазы: I — поднятия, II — опускания; стадии: а — начальная, б — конечная

месям показана на примере пласта с₁₁ шахты им. Героев космоса в Западном Донбассе. Пласт мощностью 0,85 м состоит из трех пачек угля, разделенных двумя тонкими 0,03 и 0,05 м прослоями слабо углистого аргиллита. Подстилают угольный пласт комковатые аргиллиты («кучерявчик»), перекрывают — тонкозернистые алевролиты. Пласт опробован на всю мощность по шести пересечениям: четыре из них расположены в восточной части шахтного поля и два в западном. Расстояния между пласто-пересечениями на участке составляют 200—600 м, а между участками отбора 2000 м. Методика отбора по-слойно-секционная, длина секций 0,03—0,12 м. Всего отобрано и проанализировано химическим методом на SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, CaO, MgO, K₂O, Na₂O и SO₃ 100 проб угля и породы из прослоев, кровли и почвы пласта.

В качестве элементов-индикаторов условий торфонакопления приняты Ca, Mg, S, Al и Ti. В ландшафтах гумидных зон S, Ca и Mg входят в группу подвижных элементов, мигрирующих в растворимом состоянии и накапливающихся преимущественно в морских фациях; Ti, Al, наоборот, — пассивные мигранты, переносятся главным образом поверхностными водами в форме минеральных взвесей, накапливаясь в континентальных и прибрежно-морских фациях [8, 12]. Сдвиг в балансе элементов в сторону серы и щелочных металлов — показатель возросшего влияния моря, а в сторону алюминия и титана — усиления связи с континентом. Первый вариант наиболее вероятен для конечной стадии ингрессивной и начальной стадии регрессивной фаз торфонакопления с характерными для них субаквальными

и переходными от субаквальных к субаэральным условиям в торфообразующем болоте, а второй — для конечной стадии регрессивной и начальной стадии ингрессивной фаз с наиболее типичными для них субаэральными и переходными от субаэральными к субаквальным фациальным условиям (см. рис. 1).

Проведенная вариационно-статистическая обработка фактических данных на ЭВМ подтверждает правомерность этих допущений. Кальций и сера образуют тесную парагенетическую ассоциацию, к которой с меньшей силой корреляционной связи присоединяется магний. Парагенез титан — алюминий более отчетливо проявляется по матрице повторных корреляций; он антагонистичен парагенезу серы со щелочными металлами. Следовательно, каждый из этих парагенезов образовался в различных физико-химических условиях среды торфонакопления. Факторный анализ (метод главных компонент) показал, что 75—85 % возможных состояний геохимической системы торфяника контролировались тремя природными факторами. Фактор I объединяет Ca и S, является показателем их преимущественного накопления в период проникновения в торфяник высокоминерализованных морских вод. Доля этого фактора в общей изменчивости системы составляет 33—50 %. Факторы II и III, объединяющие преимущественно Ti и Al, реже Mg, Ca, S и охватывающие до 40 % возможных состояний геохимической системы, указывают на возросшую роль в питании торфяника этими элементами поверхностных континентальных вод.

Введя граничные значения содержаний элементов-индикаторов, можно дифференцировать физико-химические условия среды торфонакопления на ряд фаз с характерными для каждой из них химизмом водной среды, окислительно-восстановительными условиями и гидродинамическим режимом (таблица). За начало отсчета приняты средние содержания элементов в угольном пласте, характеризующие в целом усредненную геохимическую систему в торфообразующем болоте, а за граничные рубежи различных фациальных обстановок — содержания элементов равны 0,5, 0,5—1,5 и >1,5 % их фоновой концентрации. Выполненная по

Реконструкция условий торфонакопления по химическим элементам-индикаторам

Условия торфонакопления	Содержание элементов					
	в золе угля, %			в породных прослоях, породах почвы и кровли угольного пласта, %		
	Ca, Mg	S	Al, Ti	Ca, Mg	S	Al, Ti
Средний уровень концентрации элементов Гидрохимия водной среды: пресноводная (ПВ) нормальной солености (НС) солонатоводная (СВ) Окислительно-восстановительные условия: окислительные (О) слабовосстановительные глеевые (СВГ) восстановительные сероводородные (ВС) Гидродинамический режим: застойные (З) слабо проточный (СП) проточный (П)	10	1,6	13	I	0,4	16
	<5			<0,5		
	5—15			0,5—1,5		
	>15			>1,5		
		<0,8			<0,2	
		0,8—2,4			0,2—0,6	
		>2,4			>0,6	
			<6			<8
			6—20			8—24
			>20			>24

этой методике реконструкция условий торфонакопления показана на рис. 2 и 3. Содержания элементов на графиках для удобства заменены коэффициентами концентрации K_k — отношением содержания элемента в конкретном слое угля к его фоновой концентрации.

Как видно из гистограмм, в разрезе угольного пласта наблюдается упорядоченная перемежаемость слоев с повышенным и пониженным содержаниями в них элементов-индикаторов. Такое чередование невозможно объяснить только сменой растительных биоценозов во времени, различающихся количеством биогенной золы и ее составом, поскольку уровень концентрации этих элементов в отдельных слоях существенно превышает их предельные содержания в растениях — торфообразователях. Скорее всего, об-

ласть торфонакопления на фоне общего погружения испытывала микро-колебательные движения и обусловленные ими изменения фациальных условий. В результате произошло изменение состава и количества поступавшего в торфяник материала извне. Это подтверждается детальными палинологическими и петрографическими исследованиями пластов угля, выявившими его гетерогенную структуру [А. Х. Смит, 1968; 5, 7, 11].

Границы между слоями не всегда четко выражены, тем не менее их можно проследить по совокупности признаков. Они фиксируются по значительным изменениям содержания элементов-индикаторов на фоне однонаправленных постепенных изменений, что характерно для слоев, либо сформировавшихся на различных ста-

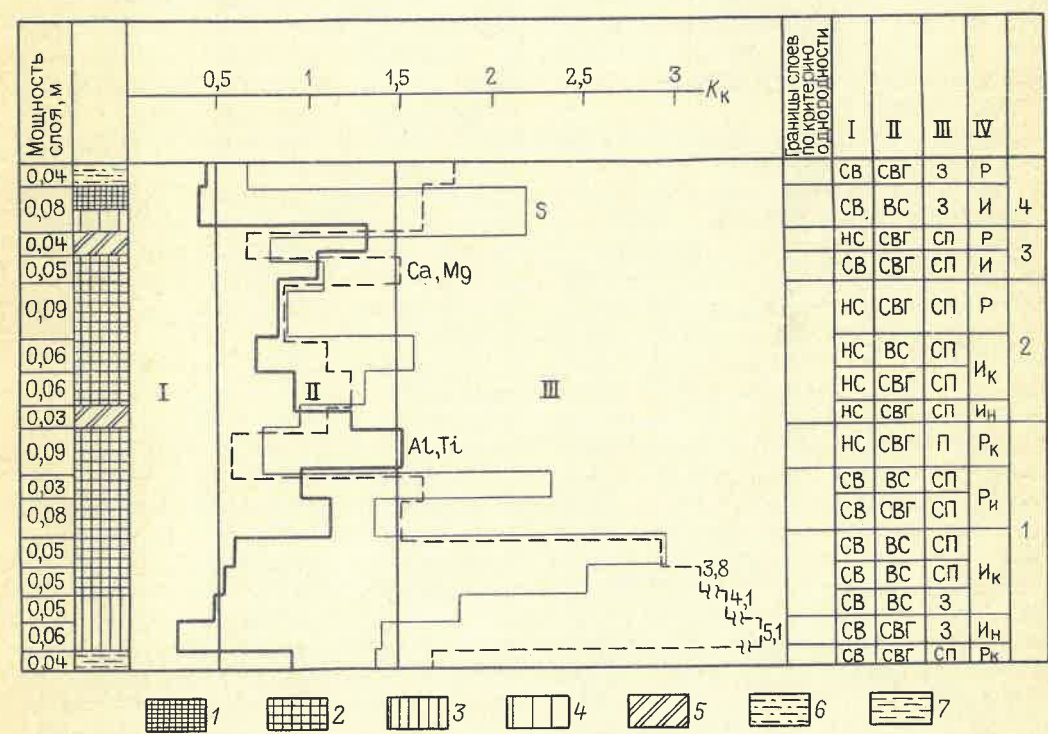


Рис. 2. Схема реконструкции условий торфонакопления угольного пласта c_{11} в западной части шахты им. Героев космоса:
угли: 1 — дюреновые, 2 — кларено-дюреновые, 3 — дюрено-клареновые, 4 — клареновые; 5 — аргиллиты углистые, 6 — алевролиты, 7 — аргиллиты; области содержаний элементов-индикаторов, характеризующие различные фациальные условия в торфянике: I — с пресноводной средой, окислительными условиями и проточным режимом, II — с нормальной соленостью среды, слабо восстановительными условиями и слабой проточностью, III — солоноватоводной средой, вос-

становительными условиями и застойным режимом; I — гидрохимия среды: ПВ — пресноводная, НС — нормальной солености, СВ — солоноватоводная; II — окислительно-восстановительные условия: О — окислительные, СВГ — слабо-восстановительные глеевые, ВС — восстановительные сероводородные; III — гидродинамический режим: 3 — застойный, СП — слабо проточный, П — проточный; IV — фазы и стадии торфонакопления: I_n — начальная стадия ингрессивной фазы, I_k — конечная стадия ингрессивной фазы, P_n — начальная стадия регрессивной фазы, P_k — конечная стадия регрессивной фазы; 1—4 — ритмы торфонакопления

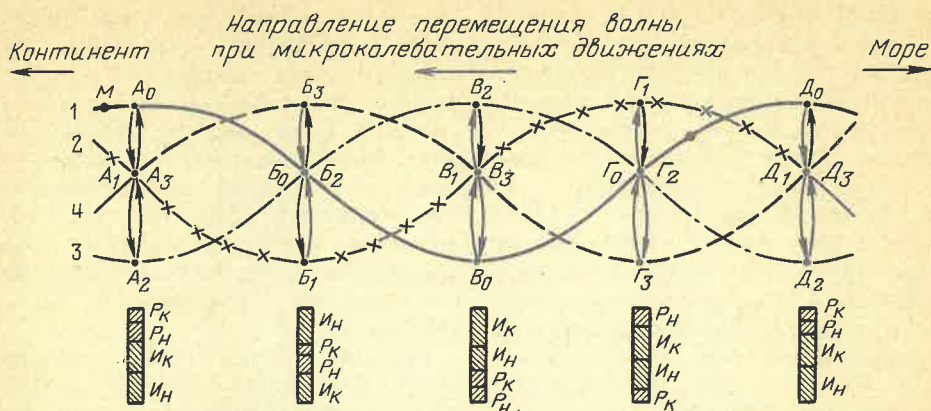


Рис. 3. Схема формирования элементарного ритма при зарождении торфяника на разных фазах микроколебательных движений:

положение ложа торфяника: 1 — исходное, 2 — через 1/4 ритма, 3 — через 1/2 ритма, 4 — через

3/4 ритма, $A_0 \rightarrow A_1$ $A_2 \rightarrow A_3 \rightarrow A_0$ — перемещение ложа торфяника по вертикали за один цикл микроколебательных движений; М и N — исходное положение ложа при зарождении торфяника соответственно в западной и восточной частях шахтного поля, остальные усл. обозн. см. рис. 2

дних одной фазы торфонакопления, либо по смене направленности изменения содержания элементов в слоях, образовавшихся в различные фазы торфонакопления.

Для подтверждения выделенных по геохимическим признакам ритмов и фаз торфонакопления была составлена и реализована программа ЭВМ, с помощью которой вся совокупность линейно-упорядоченных наблюдений (содержаний элементов) в вертикальном профиле угольного пласта была разграничена на статистически однородные группы, границы между которыми показаны на рис. 2. Значения критерия однородности, служившие основанием для проведения таких границ, изменялись от 6,3 до 15,8, тогда как критическое значение критерия Пирсона, являющееся нижней отметкой их достоверности, составляет 5,99 при уровне значимости 0,05. Большинство этих границ совпадает с границами ритмов и фаз торфонакопления, а поэтому могут рассматриваться как рубежи значимых изменений фациальных условий в торфянике.

В разрезе пласта выделены четыре ритма торфонакопления: три полных и один неполный. Полный ритм торфонакопления отвечает элементарному циклу колебательных движений, состоящему из опускания и поднятия. Опусканию соответствует ингрессивная фаза торфонакопления, при которой темп прироста торфообразующей массы несколько отставал от ско-

рости погружения ложа торфяника, а поднятию — регрессивная фаза, во время которой суммарная скорость поднятия ложа торфяника и прироста торфогенного слоя несколько превышала скорость общего погружения области седиментации. В первом случае уровень стояния грунтовых вод в торфянике поднимался, что, естественно, приводило к его полному водонасыщению, во втором случае — опускался и происходило «подсушивание» торфяника.

Границы между ингрессивной и регрессивной фазами торфонакопления фиксируются по скачкообразному изменению содержания и характеру распределения элементов-индикаторов в разрезе пласта. При переходе от регрессивной фазы к ингрессивной возрастает содержание S, Ca, Mg и одновременно снижается содержание Ti и Al, а при переходе ингрессивной фазы к регрессивной эта закономерность в распределении элементов меняется на обратную. По этим же признакам, но менее выраженным, выделены более мелкие части ритма — начальная и конечная стадии ингрессивной и регрессивной фаз торфонакопления. Заложение торфяника в западной и восточной частях шахтного поля произошло на различных фазах торфонакопления, что схематично показано на рис. 3. В западной части оно произошло в ингрессивную фазу в субаквальных условиях под сильным влиянием открытого моря, о чем свидетельствуют высокие содержания в

угле Са и Mg (до 54 %) * и S (до 4,8 %). Вместе с тем низкие содержания Al и Ti (до 8 %) указывают на застойный и слабо проточный режим в торфянике, благоприятный для редуцирования сульфатной серы в свободную и сульфидную (см. рис. 2, слои 12—15).

Угли этой фазы внизу представлены дюрено-кларенами, в составе которых преобладает бесструктурная прозрачная масса с редкими тонкими слоями витрена, а сверху — кларено-дюренами с редкими линзами и примазками фюзенизированных компонентов.

Переход от ингрессивной фазы начального ритма торфонакопления к регрессивной сопровождался сменой субморских условий субконтинентальными с более широко развитыми процессами аэрации (см. рис. 2, слои 11—9). В торфяных водах существенно понизилась концентрация щелочных металлов, сульфат-иона; субаквальные условия сменились на субаэральные, возросла проточность вод. Сформировавшиеся на этой фазе слои угля характеризуются более низким содержанием Mg и Са (до 15 %), S (до 2,2 %) и повышенным содержанием Al и Ti (до 20 %). Уголь кларено-дюреновый с широко представленными в нем фюзенизированными микрокомпонентами.

В восточной части изучаемой площади первый ритм торфонакопления начался с конечной стадии регрессивной фазы. Заложение торфяника здесь произошло в опресненной лагуне со слабой проточностью и субаэральными фаціальными условиями. На это указывают низкие содержания в угле Са и Mg (до 4 %), S (до 0,8 %) и несколько повышенные содержания Al и Ti (до 17 %). Уголь этих слоев неоднородный: в нижней части он представлен дюрено-клареновым литотипом с тонкими прослойками в нем кларена, в верхней — кларено-дюреновым литотипом. Дальнейшее торфонакопление происходило в условиях ингрессии и возросшего влияния открытого моря. Это привело к смене пресноводной среды на нормально солоноватоводную, окислительных условий на слабовосстановительные, субаэраль-

ной обстановки на субаквальную. Изменение фаціальных условий в торфянике фиксируется по возросшему в 3 раза содержанию в угле Са, Mg, S. Уголь этих слоев представлен в нижней части дюреном, в верхней — кларено-дюреном; в микрокомпонентном составе присутствуют микринит и небольшие линзы фюзена.

Первый ритм торфонакопления завершился на начальной стадии регрессивной фазы, во время которой наметилось ослабление связи торфяника с морем, т. е. снизились содержания в угле щелочных металлов, серы и повысились Al и Ti. К концу этой стадии произошло резкое повышение базиса эрозии, возросло поступление терригенного материала с континента, что в конечном итоге привело к временному подавлению процессов торфообразования и образованию породного прослоя (слои 12—11). Макроскопически уголь, сформировавшийся на этом этапе, представлен кларено-дюреновым литотипом; среди микрокомпонентов преобладает микринит и линзы фюзена.

Второй ритм торфонакопления в западной части шахтного поля начался в ингрессивную фазу накоплением глинистого материала, насыщенного органическим детритом (см. рис. 2, слои 5—8). Конечная стадия завершилась накоплением торфогенного слоя. Физико-химические параметры в торфянике на этом этапе характеризовались повышенной соленостью торфяных вод, их слабой проточностью и восстановительными условиями разложения биомассы, о чем свидетельствуют повышенные содержания в угле Са, Mg, S и пониженные — Al и Ti (см. рис. 2, слои 6—8). Угли этой фазы торфонакопления неоднородны, основную их массу составляют кларено-дюрены, среди которых выделяются тонкие слои дюрено-кларена и дюрена. Переход к регрессивной фазе характеризовался сокращением поступления в торфяник щелочных металлов, S и возросшим привносом Al и Ti (см. рис. 2, слой 5). Отмеченные особенности в распределении элементов-индикаторов — показатель ослабления влияния моря и усиления роли континента на формирование торфяника. Угли регрессивной фазы кларено-дюреновые.

В восточной части шахтного поля начало второго ритма торфонакопле-

* Здесь и далее содержания элементов даны на золу угля.

ния приходится на конечную стадию регрессивной фазы с типичными для нее пресноводной средой и окислительными условиями. Вследствие этого уголь, сформировавшийся на этой стадии, отличается низкими содержаниями Ca и Mg (4,5 %), S (0,76 %) и сравнительно высоким содержанием Al и Ti. Уголь дюреновый с включением линз и прослоев фюзена. Переход к ингрессивной фазе торфонакопления сопровождался сменой пресноводной среды на солоноватоводную, окислительных условий на восстановительные, ослаблением проточности в торфянике. Эти изменения нашли свое отражение в резком увеличении содержания в угле щелочных металлов — 11—13 %, серы — 1,4—2,2 % (слои 9—7). Завершился ритм торфонакопления на начальной стадии регрессивной фазы, проявившейся в снижении восстановительного потенциала среды и, как следствие этого, слабой редукции серы и торфяных вод, а также в увеличении доли терригенного материала — основного носителя Al и Ti над хемогенным концентратом Ca, Mg и S. Угли ритма внизу сложены дюренами, в средней части — кларено-дюренами, в верхней — дюрено-кларенами. В микрокомпонентном составе преобладает гелифицированный атрит и бесструктурная прозрачная масса.

Третий ритм торфонакопления в западной части изучаемой площади включает в себя слои 4 и 3 (см. рис. 2). Из-за большой длины секций здесь выделены только фазы торфонакопления без их расчленения на стадии. В начале ритма торфонакопление происходило в ингрессивную фазу в солоноватоводной среде и слабовосстановительных условиях при слабой проточности торфяных вод, о чем наглядно свидетельствует повышенное в 2 раза содержание щелочных металлов и серы в слое 4 по сравнению со слоем 5. Переход от ингрессивной фазы к регрессивной устанавливается по снижению солености среды, некоторому ее раскислению, резко возросшему привносу терригенного материала с континента. Вследствие этого в регрессивную фазу произошло временно подавление процесса торфонакопления с образованием породного прослоя. Макроскопически угли фюзено-клареновые полуматовые, микроскопически в них

преобладает гелифицированная прозрачная масса.

В восточной части шахтного поля третий ритм торфонакопления объединяет слои 5—3. Его формирование началось на конечной стадии регрессивной фазы в условиях ослабления влияния моря и усиления связи с континентом. Изменение фациальных условий в торфянике проявилось в существенном опреснении среды и резком сдвиге в балансе элементов в сторону пассивных мигрантов — Ti и Al. Как следствие, на этой стадии происходило формирование породного прослоя. Наступление ингрессивной фазы сопровождалось в начальной стадии усилением засоленности торфяных вод, сменой слабовосстановительных глеевых условий на восстановительные сероводородные, снижением проточности в торфянике. На эти фациальные изменения в торфообразующем болоте указывают повышенные содержания в угле Ca, Mg, S и пониженные — Al и Ti (слой 4). Завершение ритма приходится на нерасчлененные конечную стадию ингрессивной фазы и начальную стадию регрессивной фазы (слой 3). Фациальные условия на этом этапе характеризовались умеренно соленой средой, слабовосстановительными условиями и слабой проточностью. Угли этого ритма представлены кларено-дюренами, среди микрокомпонентов преобладает микрит, в подчиненном количестве присутствует гелифицированный атрит.

Четвертый ритм торфонакопления неполный: в западной части исследованной площади он представлен слоем угля, образовавшимся в ингрессивную фазу (см. рис. 2, слой 2), а в восточной — слоем угля, сформировавшимся на конечной стадии регрессивной фазы. Ингрессивный характер торфонакопления подтверждается усилившейся связью торфяника с морем и соответственно высокими содержаниями в угле Ca, Mg (15,7 %) и S (3,5 %), а регрессивный — возросшим воздействием на торфяник континента, приведшим к опреснению среды, смене восстановительных условий в торфянике на окислительные. Уголь, образовавшийся в ингрессивную фазу, внизу сложен клареном, состоящим из гелифицированного атрита и бесструктурной прозрачной массы, а сверху — дюреном, в микрокомпонент-

ном составе которого преобладает микринит и линзы фюзена. Уголь регрессивной фазы представлен кларено-дюреном, среди микрокомпонентов в нем преобладает микринит.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Формирование торфяника происходило под влиянием микроколебательных движений, определивших микрофациальные условия в торфообразующем болоте. Каждому элементарному микроциклу колебательных движений соответствует свой ритм торфонакопления. В разрезе пласта выделено три полных и один неполный ритм. Опусканию ложка торфяника соответствует ингрессивная фаза торфонакопления, а его поднятию — регрессивная. Границы ритмов и фаз устанавливаются по изменению величины и соотношения содержания элементов-индикаторов морского и континентального генезиса.

2. Мощность полных ритмов торфонакопления закономерно уменьшается вверх по разрезу угольного пласта в соотношении 4,5 : 2,7 : 1 в западной части площади и 3,6 : 2 : 1 — в восточной. Причина этого — уменьшение амплитуды колебательных движений и сокращение продолжительности элементарного микроцикла в течение жизни торфяника, что приводило к снижению продуцирования и ухудшению консервации торфообразующей массы.

3. Микрофациальные условия в западной части шахтного поля формировались под большим влиянием открытого моря, на что указывает более высокий уровень концентрации здесь элементов типичных для морских фаций и низкое содержание элементов характерных для континентальных фаций. Особенно контрастно это проявилось при формировании первого (начального) ритма.

4. Заложение торфяника и начало ритмов не связаны с какой-либо единой фазой торфонакопления: в западной части шахтного поля заложение торфяника и начало каждого ритма приходится на начальную стадию ингрессивной фазы, а восточной части — на конечную стадию регрессивной фазы. Накопление торфа на ингрессивной фазе происходило преимущественно в субаквальных условиях с нормальной и повышенной соленостью, слабовосстановительным и восстановительным потенциалом, слабой, до

полного застоя, динамикой торфяных вод. Формирование слоев торфяника на регрессивной фазе происходило в основном в субаэральных условиях с характерными для них опресненной или слегка солоноватоводной средой, окислительным или слабовосстановительным потенциалом, повышенной проточностью.

5. Литотипы угля не контролируются фазами торфонакопления. Тем не менее наблюдается тенденция приуроченности углей, обогащенных гелифицированным веществом, к ингрессивной фазе торфонакопления, а углей, обедненных гелифицированным веществом, — к регрессивной фазе. Для окончательного ответа на этот вопрос необходимо более детальное изучение углей с привлечением комплекса методов.

Предлагаемая методика может быть использована для моделирования условий торфонакопления наряду с традиционными углепетрографическим и палинологическим методами. Ее значение существенно возрастает для углей с однородной структурой и постоянным палинологическим составом. В подобных случаях элементы примеси в угле могут стать единственным надежным показателем микрофациальных условий в торфянике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добровольский В. В. География микроэлементов. Глобальное рассеяние. — М.: Мысль, 1983.
2. Ескинази Г. М., Минчева Е. И. Элементы примеси в углях Бургасского бассейна. — София: Софийский ун-т, 1983. № 1. С. 176—189.
3. Кизильштейн Л. Я. Условия образования и ресурсы высокосернистых углей СССР// Ресурсы углей и торфа. Докл. сов. геол. на 28 сессии Межд. геол. конгр. Вашингтон, 1989. М., 1989. С. 58—67.
4. Ковалев В. А. Болотные минералого-геохимические системы. — Минск: Наука и техника, 1985.
5. Крузина А. Х., Узиюк В. И., Шварцман Е. Г. Палинологическо-петрографические исследования для детального расчленения и корреляции угольных пластов Донбасса// Сов. геология. 1984. № 12. С. 53—62.
6. Кулиненко О. Р. Опыт реконструкции нижнекарбонового торфонакопления по минеральной составляющей угля в Западном Донбассе// Сов. геология. 1987. № 4. С. 44—51.
7. Панкова М. Г., Тетерюк В. К. Палеоэкологические исследования в познании вещественного состава и строения угольного пласта// Геол. журн. 1986. № 4. С. 85—91.
8. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1975.

9. Приемская С. Е., Трошичева Т. В., Мокроусова И. В. Макро- и микроэлементы в торфяных залежах верхового типа Калининской области//Геология и свойства торфяных и сапропелевых месторождений. Калинин, 1985. С. 33—42.
10. Сквородникова Е. А. Геохимический анализ условий седиментации каменноугольных отложений Западного Донбасса//Докл. АН УССР. 1985. Б. № 12. С. 17—19.
11. Тетерюк В. К. Палеоэкологические исследования микроспор торфообразующих растений карбона//Сов. геология. 1984. № 11. С. 69—77.
12. Фортескью Дж. Геохимия окружающей среды. — М.: Прогресс, 1985.

Принята редколлегией 20 мая 1991 г.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 553.411

© Ю. С. Ляховкин, Б. И. Благонадеждин, 1993

Типизация малоглубинных золоторудных месторождений

Ю. С. ЛЯХОВКИН, Б. И. БЛАГОНАДЕЖДИН
(Воронежский госуниверситет)

Определение рудноформационной принадлежности месторождений при средне-крупномасштабных металлогенических исследованиях обычно решается путем сопоставления геологических и минералогических характеристик исследуемого объекта с эталонной рудной формацией (РФ). Кажущаяся простота этой операции осложняется индивидуальными признаками сравниваемого объекта. Кроме того, существующие подходы в выделении РФ [3] не позволяют решать, что здесь первично и что вторично: геологическая среда или «минералогический облик» месторождений.

Позиция авторов по рудноформационному анализу была высказана ранее [1]. В данной статье обсуждается соотношение ролей геологической среды и рудного минералообразования на примере малоглубинных золоторудных объектов Примагаданья, Северной Камчатки, Верхнего Приамурья, Приташкентского района и Закарпатья. В основу работы положены собственные топоминералогические исследования в Примагаданье и Приамурье, анализ фондовых и литературных материалов — по остальным районам. За основной объект изучения принят рудный узел (РУ), ибо, как показал опыт, на этом уровне уже можно отсеивать индивидуальные признаки, не влияющие на определение формационного типа месторождения. Ниже приводится краткая геолого-минералогическая характеристика исследуемых объектов.

В Примагаданье (Карамкенский рудный район) изучено три компактно расположенных РУ, приуроченных к цен-

тральному звену Охотско-Чукотского окраинно-материкового вулканогенного пояса.

РУ примерно равновелики по площади 600—800 км² и соответствуют контурам вулканотектонических депрессий (ВТД) изометричной формы. Первая из них имеет трехъярусное строение: сложена андезит-дацитовой (нижний ярус), риолит-туфоигнимбритовой (средний ярус) и трахиандезит-трахириолитовой (верхний ярус) формациями раннего—позднего мела. Вторая представлена тем же комплексом вулканитов трехъярусного строения, что и первая. Главное различие между ними — в объемных соотношениях вулканических формаций (рис. 1). В составе андезит-дацитовой формации преобладают лавы. Третья депрессия отличается двухъярусным строением. Ее центральная часть осложнена крупной кальдерообразной просадкой, заполненной гиалоандезитами, трахиандезитами с подчиненной ролью гиалодацитов, риолитовых туфов, реже кристаллоигнимбритов (верхний ярус). Основанием служит андезит-дацитовая формация (нижний ярус).

В геологической истории этих ВТД важную роль играли два субширотных глубинных разлома. Один из них разделяет внешнюю и внутреннюю подзоны ОЧВП, другой — внешнюю подзону от перивулканической зоны. Перечисленные структурные единицы заметно различаются по глубинному строению, типам разреза осадочных формаций фундамента [9].

Всем трем РУ свойствен сходный комплекс полезных ископаемых. Преоб-

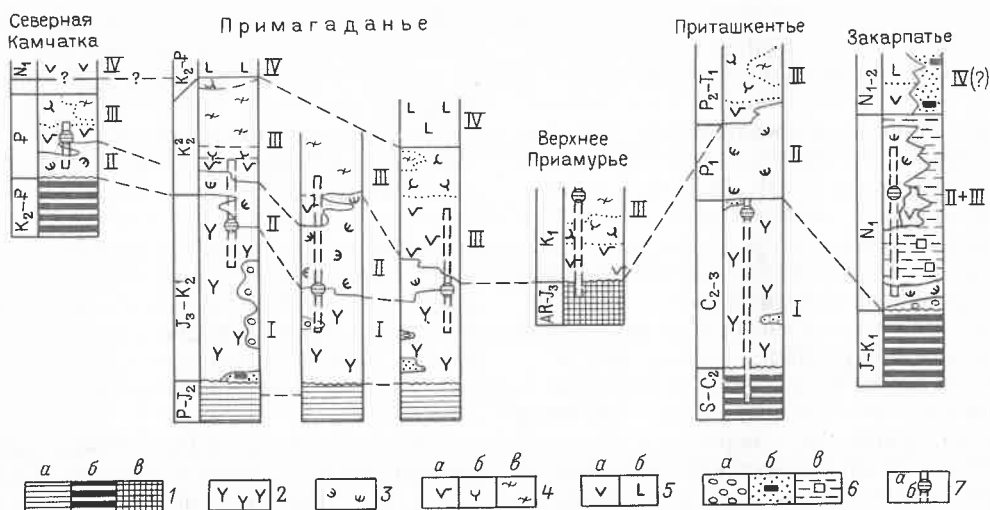


Рис. 1. Геологическая корреляция опорных узлов:

1 — комплексы фундамента вулканогенного чехла: а — многоэпиклиналиный, б — эпигеосинклиналиный, в — суперкрупный, важнейшие вулканические формации: 2 — андезит-дацитовая, 3 — риолитовая (туфоигнимбритовая), 4 — трахиандезит-трахириолитовая с субформациями: трахиандезитовой (а) трахириолитовой (б), флюид-порфировой (в); 5 — платобазальтовая с

субформациями: андезитовой (а), базальтовой (б); 6 — синвулканическая осадочная моласса: а — конгломератовая, б — глинисто-песчаная угленосная, в — глинистая соленосная; 7 — распространение золото-серебряного оруденения в разрезе вулканоструктур (а) с областью его максимальной концентрации (б); структурные ярусы вулканогенного чехла: I—III — рудовмещающие, IV — надрудный относительно малоглубинного золото-серебряного оруденения

ладают объекты убогосульфидной золото-серебряной РФ. Многочисленные полиметаллические рудопроявления, иногда с высокими концентрациями серебра. В первом и третьем РУ имеются участки с промышленными скоплениями олово-полиметаллических руд, локализованными преимущественно в породах фундамента, реже в вулканитах вблизи от интрузий гранодиоритовой и гранитовой формаций. Золото-серебряные проявления развиты исключительно в вулканитах, наиболее перспективные из них — в андезит-дацитовых формациях.

Для первого РУ намечается концентрическая рудная зональность, согласующаяся с одним общим центром магматической активности. Внешний концентр обладает полиметаллической (с оловом, серебром) специализацией, внутренний — золото-серебряной. Рудная зональность второго и третьего узлов относится к линейно-симметричному типу.

Золоторудные поля контролируются локальными структурами типа кальдер, куполов, горстов. Для ряда объектов второго и третьего РУ установлена связь с надынтрузивными зонами. Рудные поля пространственно совмещены

с участками развития разнофациальных и разноформационных метасоматитов: пропилитов, аргиллизитов, кварцитов; в разной мере проявлена адуляризация.

Рудные тела (РТ) представлены жилами, прожилковыми зонами кварцевого, адуляр-кварцевого, карбонат-кварцевого и адуляр-карбонат-кварцевого составов. Типоморфны мелко-тонкозернистые структуры, ритмично-полосчатые, коллоидно-полосчатые, карбонатно-пластинчатые текстуры. Низкопробное золото (электрум, кюстелит) и самородное серебро ассоциируют с полибазитом, пираргиритом, фрейбергитом, аргентитом, реже с сульфидами железа, мышьяка, полиметаллов. На отдельных объектах (преимущественно второго и третьего узлов) в заметных количествах встречаются теллуриды серебра, свинца. Главные продуктивные минеральные ассоциации (МА) — золото-сульфоантимонитовая, золото-аргентитовая и золото-галенит-сфалеритовая. Перспективные РТ характеризуются пространственной совмещенностью нескольких продуктивных МА. В общем балансе руд основной вклад принадлежит рудам золото-сульфоантимонитового минерального типа (МТ).

На Камчатке исследован один РУ в северной части Корякской—Западно-Камчатской структурно-формационной зоны (СФЗ), в палеогене представлявшей островную вулканическую дугу, заложенную на месте позднемезозойской эвгеосинклинали [8]. Положение узла определяется пересечением магмоконтролирующего северо-восточного разлома глубокого заложения зоной меридионального трансформного разлома. Контуры узла соответствуют кольцевой вулкано-интрузивной структуре диаметром около 40 км, образованной вулканитами покровной фации (нижняя свита — риолиты, верхняя — андезиты) и центральным сложнопостроенным гранит-риолитовым «вулканоинтрузивом» (лавоподобные гиапоигнимбриты, кристаллоигнимбриты с переходами в гранит-порфиры). Данный РУ обнаруживает заметное сходство с первым РУ Примагаданья: его вещественные комплексы хорошо коррелируются с риолит-туфоигнимбритовой (нижний ярус) и трахиандезит-трахириолитовой (верхний ярус) формациями Примагаданья (см. рис. 1).

Характерны золото-серебряная минерализация в западном опущенном секторе вулканооструктуры и проявления олова в породах «терригенного» фундамента вдоль восточной окраины «вулканоинтрузива». Подчиненное значение имеют проявления ртути, полиметаллов, висмута, вольфрама. Золото-серебряное оруденение сопряжено с локальной аргиллизит-кварцевой формацией, контролирующей радиальными и концентрическими трещинами вулканополов и кальдерных провалов диаметром 3—15 км. Околорудные метасоматиты — жило- и штокоподобные тела сливных кварцитов с переменным содержанием глинисто-слюдистых минералов, адуляра, лимонита, гематита.

РТ — кварцевые жилы, жильно-прожилковые зоны среди гидротермально измененных жерловых и субвулканических образований трахиандезитовой субформации. Выделяются три группы жил с продуктивной минерализацией: 1) убогосульфидные кварцевые (золото-сульфоантимонитовая МА), 2) малосульфидные каолинит-кварцевые (золото-каолинитовая МА), 3) умеренно сульфидные хлорит-кварцевые (золото-аргентит-пирит-полиметаллическая МА). Руды первого типа существенно серебряные, второго и

третьего — существенно золотые. Для продуктивных жил характерны ритмично-полосчатые, фестончатые и коллоидные текстуры. Типоморфные минералы — халцедоновидный и гребенчатый кварц, адуляр, каолинит, высокожелезистый хлорит (бертьерин), пирит, галенит, сфалерит (клеюфан), акантит, пираргирит, фрейбергит, полибазит, из редких минералов — прустит, селениды серебра, сульфосоли висмута. Самородное золото пылевидное, находится в кварце, реже в сульфидах; проба его от 500 до 730, постоянна примесь ртути до 4,8 %.

Исследованный РУ **Приташкентского района** располагается в Бельтау-Кураминской СФЗ (герцинский вулканоплутонический орогенный пояс по северному обрамлению Ферганского срединного массива, занимающий северо-восточный сегмент Кураминского свода). Характерны вулканиты андезитацитовой формации среднего—позднего карбона (нижний структурный ярус вулканогенного чехла). Блок морфологически отвечает депрессии типа мульды, длинная ось которой ориентирована вкрест основных структур фундамента (вулканогенно-осадочные формации эвгеосинклинального типа, ордовик—ранний девон; габбро-плагиогранитовая формация среднего карбона) [4].

Рудоносная вулканооструктура отличается набором вулканических формаций, образующих эволюционный гомодромный ряд: андезитовая, дацитовая (средний—поздний карбон), риолитовая, трахириолитовая (пермь), нарушающийся появлением перед последней трахиандезитовой формации. Это крупная отрицательная структура с сериями вложенных вулканических провалов, разграниченных структурными валами и контролирующими северо-восточными разломами длительного развития, которые разделяют депрессию на три блока: в северном (приподнятом) доминируют проявления золото-кварцевой убогосульфидной формации, в центральном (относительно опущенном) — золото-теллуридно-кварцевой умеренно сульфидной формации, в южном (наиболее опущенном) — золото-содержащей серебро-полиметаллической формации.

Главные золоторудные поля размещаются либо в вулканитах дацитовой субформации, либо в породах фунда-

мента под ее экраном. Намечается пространственно-временная связь основного оруденения с субвулканически-экструзивной фацией трахиандезитовой субформации. Оруденение сопряжено с локальными метасоматитами березит-аргиллизит-кварцитового ряда. Околорудные метасоматиты накладываются на «региональные» пропилиты. К дорудным отнесены и тела алунитовых, каолинитовых вторичных кварцитов.

РТ представлены жилами замещения, реже выполнения внутри мощных залежей кварцевых метасоматитов с серицитом, гидрослюдой, карбонатом, пиритом. Специфическими являются трубообразные ветвящиеся тела, сложенные полимиктовой брекчией с глинисто-кварцевым ($\pm$ диаспор, андалузит) цементом. Типоморфные минералы руд — кварц, серицит, (каолинит), пирит, блеклая руда, гессит, для некоторых месторождений — теллуриды золота и ртути, селениды, висмутиды, сульфoантимониты, сульфостанцаты, барит и др. Минеральный кадастр включает около 200 жильных и рудных гипогенных минералов. Достоверно выделяются четыре продуктивные МА: 1) золото-серебро-пирит-кварцевая, 2) то же, с блеклой рудой (полисульфидная), 3) то же, с теллуридами золота (теллуридная), 4) то же, с баритом. Первые две относятся к золото-кварцевой формации убого- и малосульфидных руд, последние две — к золото-сульфидно-теллуридно-кварцевой формации умеренно сульфидных руд. Проба золота варьирует от 300 до 950. Многоэтапность золотого оруденения доказывается многими геологическими и минералогическими данными. Предполагается, что главные месторождения занимают промежуточное положение между формациями золото-кварцевых руд малых и средних глубин, по Н. В. Петровской [5].

Следующий РУ, находящийся в **Закарпатье** (Береговский рудный район), приурочен к пересечению северо-западного глубинного разлома трансформными зонами разломов северо-восточного и меридионального простирания. Контуры его отвечают диагональному сводовому поднятию в структуре Закарпатского неогенового прогиба, характеризующегося синхронным накоплением терригенных (соленосной, угленосной) осадочных формаций во внутренних впадинах и вулканических фор-

маций — в структурах островодужного типа. Эволюция вулканизма носит антидромный характер: 1) риолит-туфоинимбритовая формация миоцена, 2) слабо дифференцированная андезит-базальтовая формация плиоцена.

Рудоносное сводовое сооружение представлено системой поперечных разнориподнятых блоков. В южном наиболее поднятом господствуют вулканы первой формации, перемежающиеся с аргиллитами одновозрастной глинистой формации (характерны полиметаллы, золото, серебро, алунит, каолинит, барит). Северный блок выполнен вулканитами обеих формаций, т. е. имеет двухъярусное строение (установлены проявления сурьмы, ртути, полиметаллов). Центральный наиболее погруженный блок сложен угленосной глинисто-песчанниковой субформацией плиоцена, в лигнитах которой зафиксировано редкометалльное проявление стратиформного типа.

Золоторудные поля южного блока приурочены к северному борту крупной вулканической депрессии («мегакальдеры»). Оруденение контролируется локальными структурами высокого порядка: кальдерами, вулканическими куполами, стратовулканическими постройками центрального типа, структурными валами (горстами). Важную роль в размещении оруденения также играют не вскрытые эрозией штокообразные тела субинтрузивных гранит- и диорит-порфиров. Рудные поля совпадают с участками зональных метасоматитов (снизу вверх): 1) зона пропилитов и фельдшпатолитов, 2) зона глинисто-гидрослюдистых аргиллизитов, 3) зона кварцитов с алунитом, каолинитом.

РТ — минерализованные зоны, жилы замещения, реже выполнения кварц-сульфидного и кварцевого составов с переменным содержанием каолинита, диккита, адуляра, барита. При этом в нижней метасоматической зоне развито полиметаллическое и медное оруденение, в средней — золото-полиметаллическое и барит-серебро-полиметаллическое, в верхней — баритовое оруденение, рассеянная киноварь-антимонитовая минерализация. К синрудным метасоматитам относятся околотрещинные зоны окварцевания, адуляризации, каолинизации, сульфидизации, баритизации.

Продуктивная минерализация представлена двумя главными типами

руд: 1) золото-каолинит-кварцевым, 2) золото-кварц-сульфидным. Ограниченное распространение имеют золото-гематит-кварцевый и золото-адуляр-кварцевый типы руд. Характерны жильково-вкрапленные, массивные, брекчиевидные, неяснополосчатые текстуры с развитием структур замещения, перекристаллизации, цементации; локально выделяются участки руд с метаколлоидными структурами и текстурами. Самородное золото (проба 600—930) ассоциирует с халцедоновидным кварцем, арсенопиритом, сфалеритом, реже с другими сульфидами.

По поводу рудноформационной принадлежности месторождений существуют две точки зрения: 1) золото-серебряная формация, телескопированная с полиметаллической; 2) золотоносная жильная кварц-полиметаллическая формация. По региональным данным возраст золото-полиметаллического оруденения принимается доплиоценовым.

В Верхнем Приамурье (Нюкжинский сектор Станового мегаблока) изучено два небольших по площади РУ, приуроченных к пересечению Станового структурного широтного шва региональным северо-восточным и трансформным северо-западным разломами. Оба узла генетически связаны с ранне-меловыми центрами вулканоплутонической деятельности. Этому периоду соответствует поздняя (деструктивная) стадия тектоно-магматической активизации (ТМА) архенд и протерозоид Становой складчато-глыбовой области. Первый РУ структурно совпадает с вулканической постройкой (15×10 км) и ее ближайшим обрамлением (формация реоморфических гранитов позднего архея—раннего протерозоя). Вулканоструктура сложена тремя толщами (снизу вверх): андезитов, риолитовых туфов и игнимбритоподобных флюидпорфиров; общая мощность около 1 км. Их пространственное взаиморасположение указывает на просадочный тип вулканоструктуры, близкой к кальдере. Для всех вулканитов установлена повышенная щелочность калиевого уклона, нарастающая к поздним фазам вулканизма. Вулканиты относятся к андезит-трахириолитовой формации, коррелирующей с таковой в рудоносных вулканоструктурах, охарактеризованных ранее (см. рис. 1).

Рудный профиль узла определяется

проявлениями золота, серебра, полиметаллов, меди, молибдена, изученными на стадии общих поисков. Наблюдаются два минеральных типа золото-серебряного оруденения: 1) золото-аргентитовый (убогосульфидные кварцевые жилы с примесью серицита, пирита; характерны неяснополосчатые, ритмично-полосчатые текстуры, разнотекстурные структуры); 2) полиметаллический золото-, сереброносный (малосульфидные жилы роговикового кварца с гнездово-прожилковыми выделениями галенита, сфалерита, халькопирита, редкими зернами блеклой руды, сульфосолей серебра и свинца). Жилы первого типа локализованы внутри вулканической постройки, второго типа — в штоке нижнемеловых граносиенит-порфиров. Оба типа сопровождаются околотрещинной аргиллизацией серицит-гидро-слюдистой фации.

Главным структурным элементом второго РУ является кольцевая магматогенная структура диаметром около 20 км. Она подчеркивается системой дуговых разломов, частично залеченных гипабиссальными интрузиями монцодиорит-граносиенитовой формации, комагматичной андезит-трахириолитовой формации первого рудного узла. Структура наложена на докембрийское кристаллическое основание и пересекается широтным поясом ранне-поздне-меловых даек «пестрого» состава. Здесь известны многочисленные проявления молибдена, меди, свинца, цинка, золота, серебра, железа. Профилирующее значение имеет золотое и молибденовое оруденение. Последнее локализуется по периферии кольцевой структуры, тяготея к эндо- и экзоконтактам интрузий монцодиоритов и гранит-порфиров.

Золото-серебряные проявления располагаются ближе к центру структуры в пространственной связи с дайками граносиенитов, трахидацитов, трахиандезитов. Представлены двумя морфологическими типами руд: 1) малосульфидные жилы друзового и халцедоновидного кварца в околотрещинных серицитовых аргиллизитах, 2) жилы и трубообразные тела минерализованных (кварц, гематит, барит, флюорит, окисленные сульфиды) эксплозивных брекчий в окружении аргиллизированных, фельдшпатизированных катаклазитов по породам кристаллического фундамента. Второй тип наиболее интересен. Судя по объему окисленных ми-

нералов первичное содержание сульфидов в руде составляло 5—15 %; главные минералы — пирит, блеклая руда, золото, акантит. Для золотых руд обоих РУ характерна повышенная молибденоносность, что обусловлено молибденовой специализацией всей Становой металлогенической провинции [2].

Из приведенных примеров видно, что малоуглубинное золотое оруденение формируется в разнообразных геологических обстановках: в окраинных (Примагаданье) и внутриматериковых (Приташкентский район) вулканических поясах, островодужных системах (Камчатка, Закарпатье), областях тектоно-магматической активизации щитов (Примурье). Чтобы установить взаимосвязь «геологической составляющей» с «минералогическим обликом» рудоконцентрирующих структур (что является основой для последующей рудноформационной типизации месторождений), необходимо проанализировать совокупность восьми изученных РУ как систему объектов одного и того же рода [10]. Их геологическая составляющая отражена на рис. 1, минералогическая — на рис. 2.

Принадлежность данных золоторудных узлов к объектам одного и того же рода постулируется четырьмя генеральными признаками: 1) это рудоносные блоки земной коры одного иерархического уровня (их площадь от 200 до 2000 км²); 2) их рудоносность связана с соизмеримыми по площади вулканоплутоногенными структурами, возникшими в позднеорогенную стадию либо геосинклинальных областей, либо областей ТМА кратонов; 3) ведущую роль играет золотое и золото-серебряное оруденение; 4) продуктивная минерализация формируется на малых глубинах (0—1000 м от дневной поверхности для верхней кромок зоны рудоотложения).

Для доказательства существования самой системы необходимо подтвердить наличие системообразующих связей между ее элементами, т. е. РУ. Один из способов доказательства — проверка на гомологичность исследуемой группы РУ. Анализ рис. 1 позволяет вывести следующие общие признаки геологической среды, вмещающей малоуглубинное золотое оруденение.

1. Рудовмещающая среда представлена слабо дислоцированным вулкано-генным чехлом, иногда с некоторым

Бещественные признаки РУ	Северная Камчатка	Примагаданье			Верхнее Примурье		Приташкентье	Закарпатье
		1	2	3	1	2		
Сопутствующее оруденение	Sn	+	+	+				?
	Mo		+					?
	Cu		+		+	+	+	
	Pb, Zn							
	Bi, Te	+	+	+	?	?		
	Hg, Sb	+	+	+				
	Ba				?	+		
	F	+	+	+				
	хлорит		+	+			+	+
	березит	?	+	+	+	+		?
Метасоматиты общего комплекса	гумбейт							
	пропилит							
	аргиллизит							
	кварцит							
	ад						+	+
	сц	+	+	+	+	+		+
	гсл							
	кл							
	ал							
	кв							
Продуктивные эффузивы	ад-кв			+	+			+
	ка-кв	?		+	+			
	ба-кв					+	+	
	кл-кв		+	+	+			
	кл-с-кв		+	+	+	+		
	с-кв		+	+				
	пи	+	+	+	?	+	+	+
	га-сф	+	+	+			+	+
	блр	+			+	+		+
	тел						?	
Продуктивные МА (ад+кв+...)	тел-сел	+	+			?	?	?
	сант			+	+			?
	гм		?		?			+
	ад	+	+					+
	кл		+	?	?			+
	ба							+
	ср. пров. ад	650	500	500	600	н/опр	700	650
	1	2	3	4	5			
				+	+	?		

Рис. 2. Минералогическая корреляция опорных золоторудных узлов (РУ) СНГ:

относительная значимость бещественных признаков: 1 — весьма значимый (определяющий), 2 — значимый, 3 — второстепенный, 4 — незначимый, 5 — неясной значимости (присутствие признака устанавливается по косвенным данным); ад-адюляр, ал-алунит, ай — самородное золото (интерметаллиды Au, Ag), ба — барит, блр — блеклая руда, га — галенит, гм — гематит, гсл — гидрослюда, ка — карбонат, кв — кварц, кл — каолинит, МА — минеральная ассоциация, пи — пирит, с — сульфиды, сант — сульфоантимониты, сел — селениды, сц — серицит, тел — теллуриды, хл — хлорит

«углублением» в подстилающие породы складчатого или кристаллического фундамента.

2. Вулканогенный чехол образован однотипным набором магматических формаций (МФ) с одинаковой временной последовательностью (от ранних к поздним): андезит-дацитовая, риолитовая (туфоигнимбритовая), контрастная андезит-риолитовая (трахиандезит-трахириолитовая, риоигнимбритовая, флюид-порфировая), слабо дифференцированная (андезит-базальтовая (платобазальтовая)). Общее пологое залегание вулканических формаций обуславливает ярусную

структуру рудовмещающей среды с резко выраженной анизотропией свойств по вертикали к горизонту. Таким образом, пространственная структура среды совпадает с симметрией опрокинутого конуса [11].

3. Локальные блоки чехла с повышенной золотоносностью (собственно РУ) имеют форму мульд (депрессий), осложненных множеством морфоструктурных элементов разного знака и порядка, что указывает на длительный многостадийный характер процесса структурообразования. Структура самого процесса в общем случае описывается симметрией двойного конуса: смена блоковых движений отрицательного и положительного знака.

4. В рудоносных вулканоплутонических структурах отчетливо выделяется инверсия магматической эволюции. Первый самый мощный инверсионный пик приходится на границу риолит-туфоигнимбритовой и трахиандезит-трахириолитовой формаций; граница нерезкая, выражена переходной пачкой вулкаников «пестрого» состава. Слабее проявлен второй инверсионный пик на границе трахириолитовой и риоигнимбритовой субформаций в виде прерывистого горизонта лав смешанного (риодацитового) состава. В некоторых узлах (Приамурье) намечается третий пик, связанный с внедрением гипабиссальных интрузий «пестрого» состава (от лампрофиров до граносиенит-порфиров).

Тот же рис. 1 дает представление о двух наиболее существенных признаках различия рудовмещающей среды: 1) полнота развития эволюционного ряда МФ, 2) количественные соотношения МФ. При этом платобазальтовая формация как пострудная в расчет не принимается. По первому признаку выстраивается следующий ряд рудоносных вулканоструктур: 1) с полным эволюционным рядом МФ, предопределившим трехъярусное строение среды (первый и второй РУ Примагаданья, Приташкентский РУ); 2) с неполным рядом и двухъярусного строения (третий узел Примагаданья, РУ Северной Камчатки и Закарпатья); 3) с редуцированным рядом и одноярусного строения (первый РУ Верхнего Приамурья). Данный ряд вулканоструктур может быть выражен формулой: $(2-3-4) \rightarrow (2-4; 3-4) \rightarrow (4)$, где

2, 3, 4 — обозначения МФ общего эволюционного ряда (см. рис. 1).

По второму признаку те же вулканоструктуры группируются следующим образом: 1) с примерно одинаковым развитием трех МФ (второй РУ Примагаданья, РУ Приташкентья); 2) с преобладающим развитием (2) и (4) — первый и третий РУ Примагаданья; 3) с преобладающим развитием (3) и (4) — РУ Северной Камчатки; 4) с резким господством (3) — РУ Закарпатья; 5) с резким преобладанием (4) — первый узел Верхнего Приамурья. Формула ряда: $(2 \approx 3 \approx 4) \rightarrow (2 \approx 4) \rightarrow (3 \approx 4) \rightarrow (3) \rightarrow (4)$.

Дополнительные геологические ряды выводятся при учете количественных соотношений трахиандезитовой (4а), трахириолитовой (4б) и риоигнимбритовой (4в) субформаций в составе формации (4). Это наглядно видно на примере трех пространственно сближенных рудоносных вулканоструктур Примагаданья. Таким образом, все частные признаки рудовмещающей геологической среды выводятся из общих признаков путем гомологических преобразований. Их разнообразие обусловлено в основном динамикой вулканического процесса.

В минералогии исследуемых РУ (см. рис. 2) также присутствуют признаки «сходства—различия» нескольких уровней. Общими минералогическими признаками являются: 1) редкометалльно-полиметаллический профиль сопутствующего оруденения при доминирующей роли полиметаллической серебросодержащей минерализации; 2) гумбеит-пропилит-аргиллит-кварцитовый комплекс рудосопровождающих метасоматитов при повсеместном участии в качестве предрудных серицит- и гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов; 3) существенно кварцевый (убогосульфидный) и сульфидно-кварцевый состав продуктивных жил; 4) повсеместное распространение ассоциаций самородного золота с сульфидами при типовой последовательности отложения продуктивных МА по схеме: (золото + пирит) $\rightarrow$ (то же + сфалерит + галенит) $\rightarrow$ (то же + блеклая руда); 5) низкая пробность самородного золота (модальные значения 500—730) и повышенная серебронасность руд за счет обычного присутствия собственных минералов серебра.

Предполагается, что приоритет полиметаллической составляющей в сопутствующем оруденении (признак 1), устойчивая распространенность золото-содержащих сульфидно-кварцевых жил (3) и парагенезисов самородного золота с сульфидами (4) взаимосвязаны и обусловлены действием «полиметаллического» фактора, универсального для всей группы изученных РУ. Намечается связь этого фактора с характером магматической эволюции рудоносных вулканоструктур: относительная значимость золото-полиметаллической минерализации резко возрастает в РУ с редуцированным эволюционным рядом МФ (Закарпатье, Северная Камчатка). Таким образом, все восемь РУ принадлежат одной золото-серебро-редкометалльно-полиметаллической системе, в которой дифференциация рудного вещества в пространстве и времени, вероятно, коррелируется с дифференциацией пред- и синрудных вулcano-плутонических комплексов.

Качественные различия в минералогии РУ выявляются на уровне сопутствующей редкометалльной минерализации. По этому признаку вся совокупность узлов распадается на три группы: 1) с четкой оловорудной специализацией (первый и третий узлы Примагаданья, узел Северной Камчатки); 2) со слабо проявленной молибденоловорудной специализацией (узел Закарпатье, второй узел Примагаданья); 3) с четкой медно-молибденовой специализацией (узлы Верхнего Приамурья, узел Приташкентья). С выделенным трехчленным рядом РУ согласуются и другие вещественные признаки. Так, первая группа узлов отличается устойчивым развитием адуляра и каолинита в составе предрудных метасоматитов, РТ, продуктивных МА; ведущее значение приобретают золото-серебряные (биметалльные) проявления убогосульфидных руд. В их надрудных горизонтах нередко фиксируются пологозалегающие тела монокварцитов, каолинитовых и алунитовых гидротермалитов, иногда с рассеянной реальгар-киноварной и антимонитовой минерализацией.

Во второй группе РУ те же минералогические признаки имеют неустойчивый характер. Развита околорудная метасоматиты с неравновесной МА: серицит + гидрослюда $\pm$ каолинит. Ка-

чественным отличием золото-серебряных проявлений этой группы может служить серебро (золото)-селенидно-теллуридная МА, в сопутствующем оруденении — бедная висмут-теллуридная, молибденитовая минерализация.

Типоморфными признаками РУ третьей группы являются: околорудные серицит-кварцевые ($\pm$ гидрослюда) метасоматиты; повышенная сульфидность руд, связанная в основном с полисульфидной (блеклорудной) МА; устойчивое развитие теллуридной минерализации; монометалльный (либо существенно золотой, либо существенно серебряный) характер продуктивного оруденения.

Предполагается, что главный геологический фактор, ответственный за разделение (типизацию) РУ в рамках золото-серебро-редкометалльно-полиметаллической системы, — продолжительность рудоподготовительного (инкубационного) периода. Первая группа РУ характеризуется относительно ранним «созреванием» условий для продуктивного оруденения; продуктивная минерализация наиболее тесно связана с вулканическими процессами, в частности, с формированием экструживно-субвулканических построек риолитового состава и низкотемпературной сольфаторной деятельностью. По совокупности вещественных признаков золото-серебряные проявления отвечают классической золото-серебряной (эпitherмальной) РФ. Есть серьезные основания считать раннее «созревание» рудоносных вулканоструктур связанным с первым инверсионным пиком магматической эволюции.

Период «созревания» второй группы рудоносных вулканоструктур предположительно совпадает с поздним инверсионным пиком внутри андезит-трахириолитовой формации. Связь золото-серебряного оруденения с вулканизмом ослабевает; рудоконтролирующее значение приобретают надынtrizивные зоны гранитоидных массивов с проявлениями околотрещинной аргиллизации в ксенотермальных условиях (серицит-каолининовая фация).

В третьей группе рудоносных вулканогенно-плутонических структур золото-серебряное оруденение имеет тесную пространственно-временную связь с поствулканической (но до образования платобазальтовой формации) интрузивной деятельностью. Послед-

няя овеществляется в комплексе малых гипабиссальных интрузий «пестрого» состава. Оруденение формируется в относительно глубинных условиях с высокоградиентным тепловым полем, что способствует телескопированию в рудах разнотемпературных минеральных парагенезисов. По совокупности признаков проявления этой группы можно отнести к золото-серебро-редкометалльной (ксенотермальной) РФ.

Таким образом, продуктивное оруденение исследованной совокупности РУ принадлежит единому рудноформационному (и гомологическому) ряду, пространственно-временная структура которого расшифровывается по соотношению «молибденовой» и «оловянной» составляющих. В формуле ряда три золото-серебряные проявления отвечают вулканогенной, вулканогенно-плутоногенной, плутоноидной модификациям золото-серебряной РФ. К близкому выводу пришли А. А. Сидоров с соавторами [6], которые выделили четыре золото-серебряные формации, в т. ч. две — производные олово-порфировой и медно-молибден-порфировой базовых формаций.

Принятая схема типизации золото-серебряных проявлений идеализирована. Она лишь отражает дискретный характер возникновения благоприятных для рудоотложения условий в процессе геологического развития относительно крупных рудоконцентрирующих вулканоструктур. В частном случае, в одной и той же структуре такие условия могут возникать дважды или даже трижды, что приводит к образованию месторождений с полихронным оруденением (главный объект первого РУ Примагаданы, один из объектов Приташкентя и др.). В целом перспективы для поисков подобных объектов возрастают в РУ с полным эволюционным рядом МФ.

По тому же принципу можно построить рудноформационные гомологические ряды более высокого порядка, используя, например, соотношение баритовой и алунитовой составляющих, адуляровой и карбонатной и т. д.

Авторы сознают, что разработанный

ими комплекс показателей для типизации малоглубинных золоторудных месторождений нуждается в дополнительной аргументации, проверке на выборках с большим числом объектов. В то же время сама методология обработки данных сомнений не вызывает, о чем косвенно свидетельствуют успехи нефтегазовой геологии, связанные с внедрением системного анализа [7]. Выполненная работа доказывает существование многоуровневых системообразующих связей между геологической средой и рудообразованием и в этом отношении может стать полезной для металлогенических исследований, в частности — для выбора корректных геолого-минералогических признаков рудноформационной систематики золоторудных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Благоннадеждин Б. И., Ляховкин Ю. С. Рудноформационный анализ при геологостемочных работах//Сов. геология. 1987. № 12. С. 22—26.
2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых./Под ред. В. А. Амантова и др. — Л.: Недра, 1988. Т. VII. Кн. 2.
3. Кормилицын В. С. Основные подходы к выделению рудных формаций//Металлогенический анализ рудоносных структур. Л., 1987. С. 11—23.
4. Мансуров М. М., Смирнова С. К., Козлов В. В. Зональность эндогенных рудных формаций Кураминской подзоны//Металлогенические проблемы в Средней Азии. Ташкент, 1987. С. 131—141.
5. Основные типы рудных формаций/Сост. Г. И. Архипов и др. М.: Наука, 1984.
6. Серебро: Геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений/А. А. Сидоров, М. М. Константинов, Р. А. Еремин и др. — М.: Наука, 1989.
7. Системный подход в геологии/Под ред. А. Н. Дмитриевского и др. М.: Наука, 1989.
8. Тарасенко Т. В. Этапы геологического развития и основные закономерности размещения важнейших полезных ископаемых юго-западной части Корякского нагорья//Металлогения Востока СССР. Владивосток, 1976. С. 78—89.
9. Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. — М.: Наука, 1986.
10. Урманцев Ю. А. Общая теория систем//Системный подход в геологии. М., 1989. С. 7—26.
11. Четвериков Л. И. Теоретические основы моделирования тел твердых полезных ископаемых. — Воронеж: Изд-во ВГУ, 1968.

Принята редколлегией 27 января 1992 г.

Градиентно-векторный анализ зональности колчеданных месторождений

А. И. КРИВЦОВ (ЦНИГРИ)

Использование градиентно-векторных методов для анализа строения рудных тел и распределения в них концентраций рудообразующих элементов, как показано в предшествующих публикациях (А. И. Кривцов, 1989), открывает возможности получения нетрадиционных решений геолого-генетических и прикладных задач. Такие возможности рассматриваются в данной статье на примере хорошо изученных месторождений колчеданного семейства.

По современным представлениям подобные месторождения принадлежат к продуктам субмаринных гидротермально-рециклинговых рудообразующих систем, основные черты которых рассмотрены в работах многих исследователей. Как известно, в подобных системах происходит вынос рудного вещества из пород лежащего бока, охваченных конвективными токами вод, и накопление руд в придонных участках морских бассейнов. Основная масса рудного вещества сосредотачивается при этом в конседиментационных (синвулканических) депрессиях. Стратиформные тела массивных руд, расположенные в депрессионных структурах, сопровождаются со стороны лежащего бока прожилково-вкрапленной минерализацией, зоны которой, как и измененные породы, фиксируют выводные каналы рудоносных растворов. Вследствие длительности функционирования рудообразующих систем происходит наращивание мощности рудного осадка, сопровождающееся его переотложением с уровня на уровень и соответствующим обогащением и (или) обеднением металлами разных частей залежей (Е. А. Ельянова, 1984; А. И. Кривцов, 1989).

Градиентно-векторные построения выполнены на примере месторождений, исходные материалы по которым позволяют получить количественные характеристики основных частей рудообразующих систем и выявить детали геометрии рециклинго-конвективных ячеек.

Подольское цинково-медноколчеданное месторождение расположено в Бурбай-Маканском рудном районе Юж-

ного Урала (Башкортостан). Рудные тела этого месторождения приурочены к верхним частям разреза непрерывной вулканогенной формации, датируемой поздним силуром—ранним эфелем. Породы рудоносной формации практически не испытали тектонических дислокаций, что позволяет реконструировать обстановку рудонакопления. Основное рудное тело месторождения локализовано в прогибе кровли экструживного купола риолит-дацитового состава. Данный прогиб частично заполнен обломочными образованиями — обвальными брекчиями на склонах выступа купола, что дополнительно подтверждает синвулканическое происхождение рудовмещающей структуры. Основное рудное тело перекрыто туфами базальт-андезит-базальтового состава, над которыми залегают обломочные лахаровидные и вулканомиктовые отложения. Вулканогенные толщи перекрыты кремнистыми и вулканомиктовыми образованиями живецкого возраста.

Породы экструживного купола в подрудной части интенсивно серицитизированы и окварцованы, несут вкрапленную и прожилковую минерализацию, а также рассечены апофизами Основного рудного тела. Все эти преобразования характерны для подводящих каналов месторождений колчеданного семейства.

С целью анализа условий возникновения и формирования Основного рудного тела по одному из разрезов месторождения выполнены реконструкционные построения. Эти реконструкции проведены, исходя из допущения о том, что по крайней мере часть геологических границ первично занимала субгоризонтальное положение. В первую очередь это касается кровли Основного рудного тела, верхних границ захоранивающей его туфовой толщи и следующей за ней по разрезу обломочной толщи. Допустимость таких построений определяется наличием градационной и ритмичной слоистости в рудах верхней части залежи, чередованием сульфидных (включая рудокласты) и кремнистых прослоев непосредственно над руд-

ным телом, а также участием кремнистых и тонкообломочных туфогенных пропластков и слоев в строении перекрывающих отложений. От указанных маркирующих границ производились построения форм контуров основания соответствующих образований по реальным значениям их мощностей. Из реконструкционных построений следует, что на отрезке времени между рудонакоплением и захоронением рудного тела вулканогенными образованиями имели место весьма существенные деформации. Эти деформации связаны в первую очередь с ростом экструзивного купола, происходившим с различной скоростью в разных частях. Наиболее интенсивное воздымание кровли купола на западном фланге сочеталось с нисходящими (относительными) движениями на востоке при относительной стабильности в центре. Суммарная наибольшая амплитуда воздымания кровли купола превышает 80 м (рис. 1). След-

ствием роста купола явилось частичное разрушение и перегруппировка рудных масс, включая образование и накопление рудокластов. Динамичное развитие флюидонасыщенного купола неизбежно должно было сопровождаться и перестройкой зон рудоподводящих каналов как в лежащем боку рудного тела, так и внутри него. Вероятно, этими процессами обусловлена структурно-текстурная гетерогенность Основной залежи, показанная в работе Е. А. Ельяновой (1984).

Все стадии формирования Основной залежи в том или ином виде отражены в подводящих каналах ее лежащего бока, где развиты прожилково-вкрапленные руды, которые образованы как наиболее ранними («остаточными») продуктами рудоотложения, так и поздними минеральными ассоциациями.

Для расшифровки строения рудоподводящих каналов принципиальное значение имеет анализ распределения содержаний главных и примесных рудообразующих элементов в подрудном пространстве (А. И. Кривцов, 1989). На примере Подольского месторождения оказалось возможным исследовать распределение концентраций меди на трех различных уровнях (см. рис. 3). Для трех поверхностей (рис. 2, А, В, С) на основе планов изоконцентрат были построены векторы роста содержания меди и рассчитаны их градиенты. На всех поверхностях выделяются изометричные и эллипсовидные центры стяжения концентрационных потоков, окруженные зонами интенсивного привноса меди. За ними расположены низкоградиентные и безградиентные участки, отвечающие зонам выноса. Границы всех зон дисконформны ограничениям рудного тела, а часть зон концентрирования выходит за его пределы. От нижнего уровня к верхнему устанавливается сокращение площадей зон выноса при расширении зон привноса. При этом увеличивается число центров стяжения потоков и изменяется их положение. Иными словами, по восстанию наблюдается ветвление стволых частей выводных каналов.

Интенсивность перегруппировки вещества на двух нижних уровнях характеризуется близкими значениями градиентов роста содержания меди: нижний уровень 0,21 % на 50 м, средний 0,29 % на 50 м. Близость значений градиентов на этих близкорасположен-

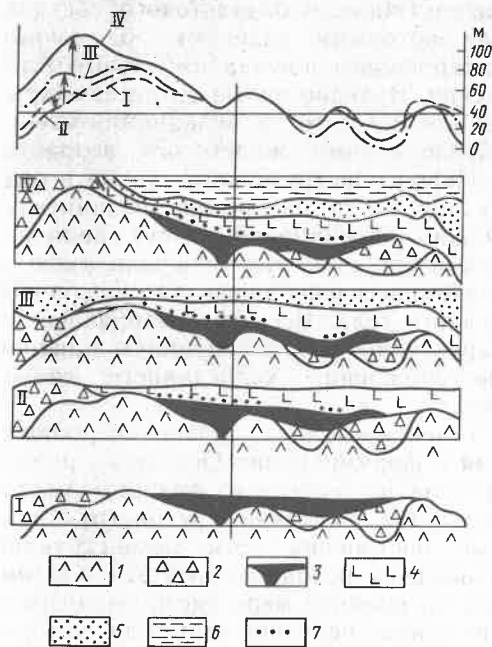


Рис. 1. Поперечный разрез Подольского медноколчеданного месторождения с реконструкциями на периоды I—IV:

1 — экструзивный купол риолит-дацитового состава; 2 — обломочные (осыпные) фации экструзивного купола; 3 — массивные сульфидные руды, 4 — туфы андезит-базальтового состава, 5 — обломочные вулканомиктовые образования; 6 — кремнистые и вулканомиктовые отложения; 7 — рудокласты; кривые I—IV — положение кровли экструзивного купола на периоды I—IV; стрелки — направления относительного перемещения кровли по периодам

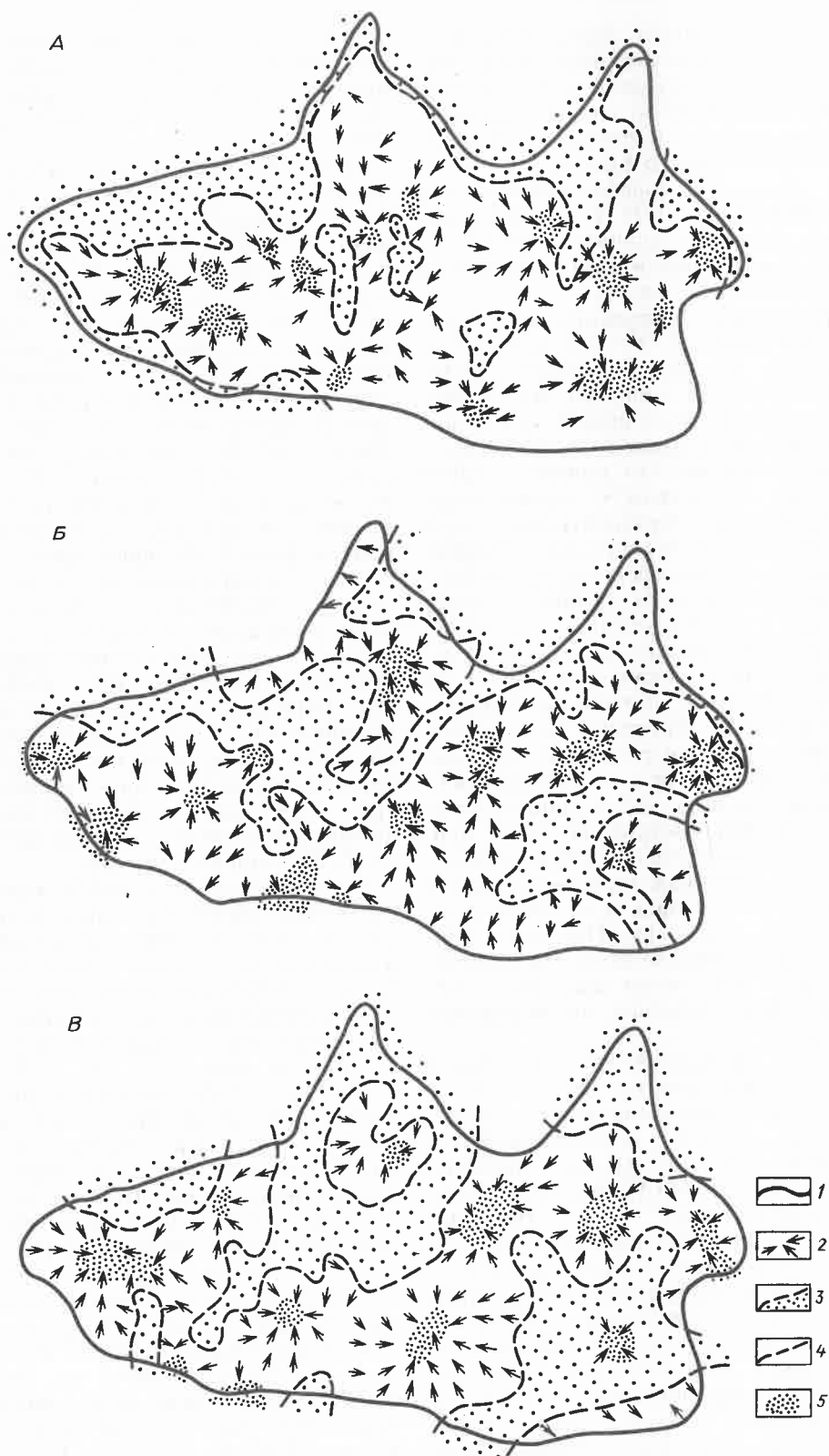


Рис. 2. Ориентировка градиентов роста концентраций меди на разных уровнях подрудного пространства Основной залежи Подольского месторождения:

Уровни А, Б, В см. рис. 3; 1 — проекция гра-

диентов рудного тела на уровне В; 2 — направления роста содержаний меди; 3 — участки интенсивного выноса (безградиентные и низкоградиентные), 4 — участки привноса, 5 — зоны концентрирования

ных уровнях может быть объяснена тем, что наибольшие изменения концентраций происходят «по потоку» растворов, а не по латерали. На самом верхнем уровне, отвечающем придонным частям рудного тела, среднее значение градиентов содержаний меди существенно выше (1,05 % на 50 м), что свидетельствует о значительной интенсивности привноса и перегруппировки руд в основании залежи.

Приведенные построения в подрудном пространстве свидетельствуют о сложности структуры и формы рудоподводящих каналов, об отсутствии прямых структурных связей между ними и рудовмещающей депрессией, а также о возможности вывода рудного вещества за пределы Основной залежи на тот же рудоконтролирующий литолого-стратиграфический уровень.

Для анализа распределения сульфидных масс в области рудонакопления, т. е. над рудоподводящими каналами, использованы продольный и поперечный разрезы, а также пресс-проекция Основной залежи, на которых выполнены градиентно-векторные построения.

Разрезы рудного тела позволяют выявить главные черты его зональности по мощности, короткой и длинной осям. Для удобства построений было принято двукратное увеличение вертикального масштаба над горизонтальным с построением векторов и градиентов по квадратной сети точек. При свode данных по ориентировке векторов и расчете средних градиентов вводились соответствующие поправки на искажение масштаба.

Для поперечного разреза Основной залежи характерна преимущественная подчиненность векторов роста содержаний меди и цинка вертикальной оси (мощности) и прилегающим направлениям. При этом 44 % векторов роста содержаний меди ориентированы вверх — к кровле рудного тела, а 38 % — к подошве. Почти так же распределены векторы роста концентраций цинка — 46 и 36 % соответственно.

Исходя из преимущественно восходящего движения рудоносных растворов, векторам, ориентированным «по потоку», присвоено положительное значение градиентов. При росте концентраций «против потока» градиенты имеют отрицательное значение (падение содержаний «по потоку»). Поэтому на поперечном разрезе Основной залежи с вектор-

ной нагрузкой были оконтурены зоны возрастания и падения концентраций меди и цинка «по потоку» на фоне линий господствующей ориентировки векторов (рис. 3, I и II).

Для меди характерно нарастание концентраций в нижней осевой и фланговых частях рудного тела при сложном чередовании зон роста и падения в верхней половине залежи. Распределение содержаний цинка характеризуется более упорядоченной картиной нарастания снизу вверх при наличии субгоризонтальных «окон» убывания концентраций. В верхних частях рудного тела выделяются зоны падения содержаний обоих металлов, имеющие различную конфигурацию. Вероятно, эти зоны могли поставлять рудное вещество для залежи, известной на западном фланге месторождения и обладающей комплексом признаков дистального происхождения. В целом, при общем восходящем характере зональности рудного тела с нарастанием концентраций металлов снизу вверх, как это принимается при качественных построениях, градиентно-векторным анализом подтверждается возможность переотложения рудного вещества с уровня на уровень, что ранее было показано геологическими построениями М. Б. Бородаевской и автора.

С целью получения генерализованной структуры концентрационных потоков в рудном теле и оценки интенсивности изменения содержаний меди и цинка по разным направлениям для поперечного и продольного разрезов были построены полигональные градиентно-векторные диаграммы (рис. 4, А, Б, В, Г). Эти диаграммы обобщают конкретные градиентно-векторные построения на разрезах с анализом распределения векторов по направлениям и расчетом средних значений градиентов по каждому из направлений. В поперечном разрезе для меди и цинка получена в целом однотипная картина структуры концентрационных потоков, отвечающая веерообразному развороту векторов от вертикальной оси с различной степенью симметричности (см. рис. 4, А, Б). При этом величины положительных градиентов концентраций меди изменяются от 0,67 до 1,5 % на 10 м, отрицательных — от 0,85 до 1,35; цинка — от 0,69 до 1,72 % и от 1 до 1,8 (соответственно).

В продольном разрезе ярко выражена

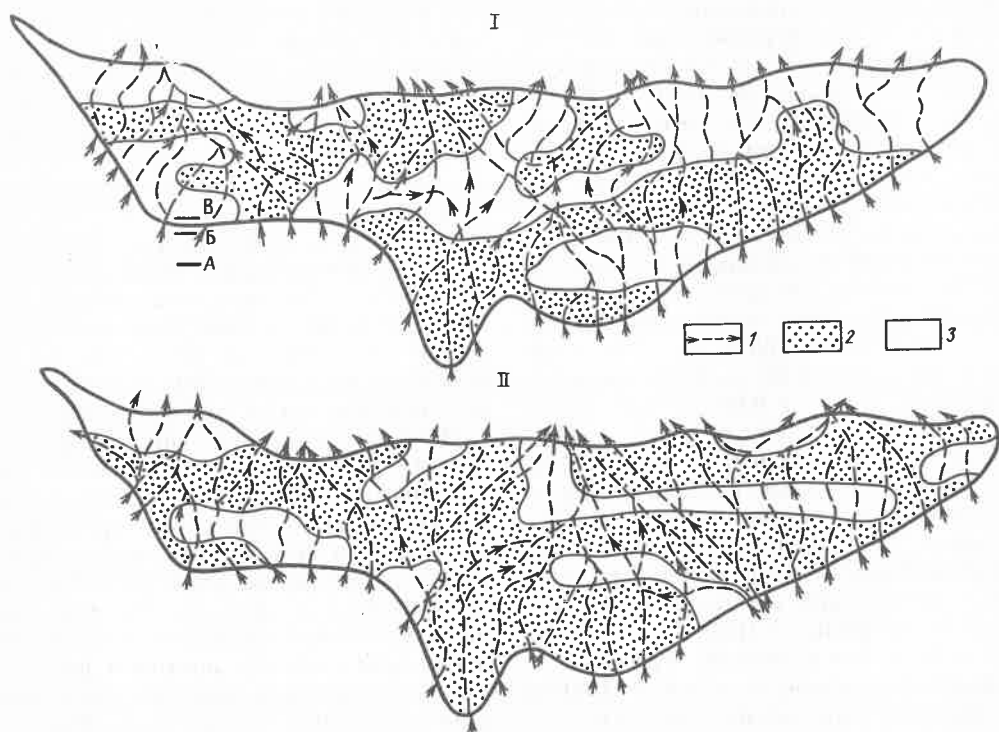


Рис. 3. Структура концентрационных потоков меди I и цинка II в поперечном разрезе Подольского месторождения:

I — концентрационные потоки; зоны: 2—3 — падения концентраций
А, Б, В — уровни подрудного пространства (см. рис. 2).

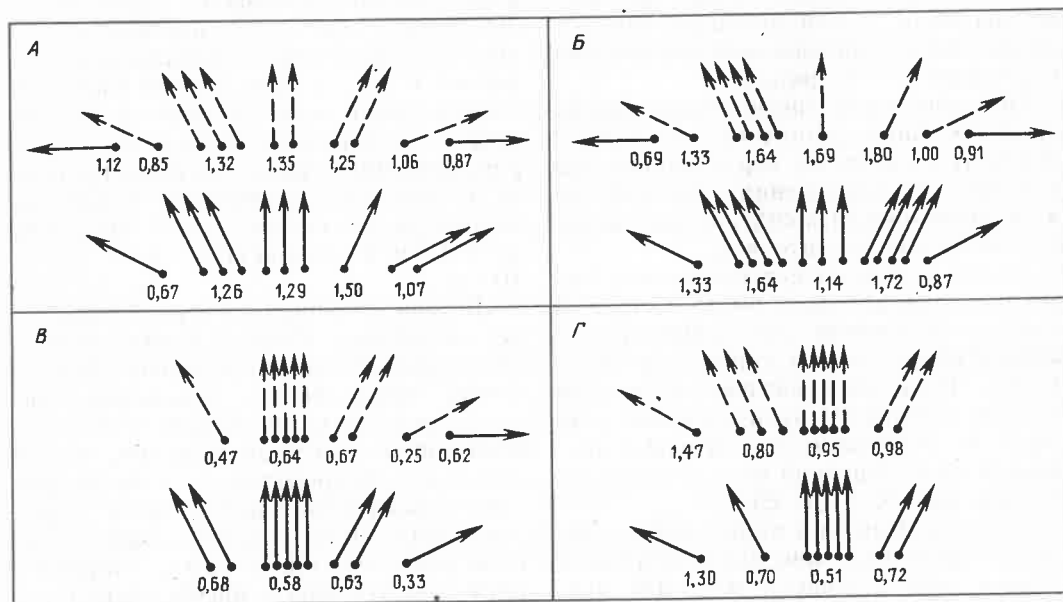


Рис. 4. Полигональные диаграммы распределения векторов градиентов концентраций меди и цинка в разрезах Подольского месторождения:

В поперечном разрезе: А — медь; Б — цинк; в

продольном — В — медь, Г — цинк; сплошные стрелки — рост содержания; пунктирные — падение; стрелка эквивалентна 5 % векторов; цифры — градиенты концентраций (в процентах на 10 м).

подчиненность концентрационных потоков меди и цинка вертикальной оси рудного тела (мощности) при слабом ветвлении по простиранию (рис. 4, В, Г). Средние значения градиентов концентраций в продольном разрезе существенно ниже, чем в поперечном. Это объясняется различной представительностью сопоставляемых сечений. Тем не менее, для продольного разреза получены следующие величины градиентов концентраций: меди положительных — от 0,33 до 0,68 ‰ на 10 м, отрицательных — от 0,25 до 0,67; цинка — от 0,51 до 1,3 и от 0,80 до 1,47 (соответственно).

Для меди в поперечном разрезе баланс положительных и отрицательных градиентов составляет — 0,05, в продольном 0,09. Для цинка характерно преобладание отрицательных градиентов: в поперечном разрезе баланс градиентов отвечает — 0,62, в продольном — 0,75. Эти величины, вероятно, отражают различное поведение данных металлов в процессах отложения и перераспределения рудного вещества.

В целом на полигональных градиентно-векторных диаграммах отражена генерализованная структура концентрационных потоков внутри рудного тела, отвечающая веерообразному их расхождению от рудоподводящих каналов со сменой и чередованием нарастания и падения концентраций.

Градиентно-векторные построения на пресс-проекции рудного тела позволяют получить сжатую по вертикальной оси картину распределения сульфидных масс (мощностей) и содержаний основных металлов по латерали.

С этой целью на пресс-проекции Основного рудного тела были построены векторы убывания его мощностей и концентраций меди и цинка (рис. 5, А, Б, В). Итоги этих построений сведены в розы-диаграммы распределения векторов и градиентов относительно продольной и поперечной осей рудного тела (см. рис. 5, Г, Д, Е).

Векторы убывания мощностей рудного тела ориентированы под различными углами относительно изломанной продольной и поперечной осей, которые так или иначе отражают положение наиболее глубоких частей рудовмещающей депрессии. В то же время выделяются участки со сложным рисунком ориентировки векторов, что может быть связано как с первичной формой депрессии,

так и перераспределением сульфидных масс при неравномерном росте экстрозивного купола, происходившем до консолидации рудного вещества залежей.

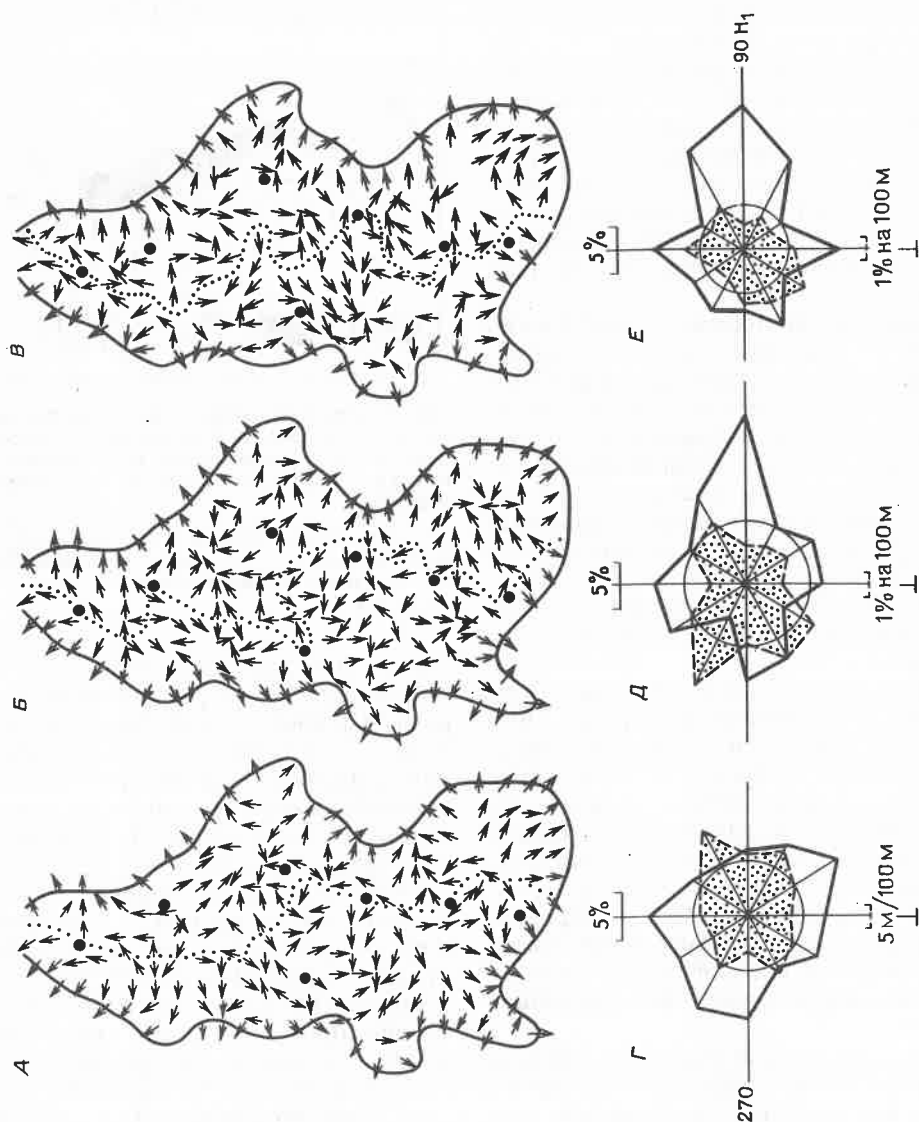
Направления убывания мощностей в первом приближении симметричны оси рудного тела. Однако, как видно на розе-диаграмме (см. рис. 5, Г), векторы распределены относительно равномерно по всем секторам. Среднее значение градиентов убывания мощности составляет 11 м/100 м при диапазоне колебаний от 7/100 до 20 м/100 м, что отражает вариации углов наклона основания рудовмещающей депрессии.

Векторы убывания концентраций меди на пресс-проекции (см. рис. 5, Б) в первом приближении распределены симметрично относительно продольной оси рудного тела при сложных разворотах на локальных участках. На розе-диаграмме (см. рис. 5, Д) отчетливо выявляется преобладающая подчиненность ориентировки векторов продольной и поперечной осей рудного тела. При колебаниях градиентов убывания содержаний меди от 1,4 до 4,5 ‰ на 100 м их средняя величина составляет 2,4 ‰ на 100 м. Данные характеристики в обобщенном виде отражают латеральную зональность рудного тела. Распределение векторов убывания содержаний цинка на пресс-проекции (см. рис. 5, В) принципиально не отличается от картины, полученной для концентраций меди. На розе-диаграмме отчетливо выражено господство векторов, ориентированных по осям рудного тела. Диапазон колебаний градиентов концентраций цинка — от 1 до 2,9 ‰ на 100 м при средней величине 1,7 ‰ на 100 м.

Повышенные значения градиентов содержаний меди и цинка приходится на несколько общих направлений. Тем не менее, интенсивность изменения концентраций цинка по латерали существенно ниже, чем меди. В целом, общая картина распределения сульфидных масс и содержаний меди и цинка отражает растекание рудного вещества от выводных каналов по всем направлениям при некотором преобладании поперечных к длинной оси рудного тела. Соответственно, латеральная зональность Основной залежи обусловлена совокупным функционированием нескольких рудоподводящих каналов и постепенным падением концентраций по мере удаления от них. На пресс-проекции в

Рис. 5. Распределение векторов убывания мощностей рудного тела *A*, содержащий меди *B* и цинка *B* на пресс-проекции Подольского месторождения:

Точки отвечают безградиентным участкам. Выделены границы частей рудного тела с господством противоположных ориентировок векторов. Залитые кружки — оси зон концентрирования на уровне *A* (см. рис. 2), розы-диаграммы векторов (сплошные линии) и средних значений градиентов убывания (пунктир и точки) мощностей рудного тела *Г*, содержащий меди *Д* и цинка *Е*. Окружности ограничивают средние значения градиентов



сжатом виде отражено ветвление концентрационных потоков, показанное на поперечном и продольном разрезах, т. е. общая тенденция веерообразного расхождения таких потоков от ствольных зон субвертикальной ориентировки.

Исходные материалы по Подольскому месторождению не позволяют проанализировать распределение рудообразующих элементов в глубоких частях подрудного пространства. Для такого анализа использованы данные ИМГРЭ по Орловскому колчеданно-полиметаллическому месторождению (Рудный Алтай).

Орловское месторождение приурочено к среднедевонским вулканогенно-осадочным толщам. Рудное тело этого месторождения залегает в толще кремнистых алевролитов и алевропесчаников, которые слагают и значительную часть подрудного пространства. Со стороны лежачего бока рудного тела, сложенного массивными рудами, в небольшом объеме развиты вкрапленные руды. Над рудным телом залегают лавы риолитов. Вследствие деформаций вмещающих пород рудное тело наклонено к горизонту под углом около 30° , изогнуто и, возможно, частично срезано разломом.

Градиентно-векторные построения выполнены для части подрудного пространства на основе материалов ИМГРЭ о распределении рассеянных концентраций меди, цинка и свинца. Исходные материалы в виде изоконцентрат этих металлов были использованы для построения направлений роста их содержания. При этом разрез месторождения был развернут до субгоризонтального положения рудного тела, что отвечает первичным структурным условиям рудонакопления.

Для каждого из металлов построены разрезы с векторной нагрузкой. Как видно из рис. 6, в подрудной части пространства происходит стягивание концентрационных потоков к лежачему боку рудного тела с изменениями ориентировки векторов от субгоризонтальных к субвертикальным через все промежуточные направления. Таким образом, материалы по Орловскому месторождению позволяют расшифровать структуру восходящих ветвей рециклинговой системы.

При построении обобщенной картины структуры концентрационных потоков в подрудном и рудном пространстве мес-

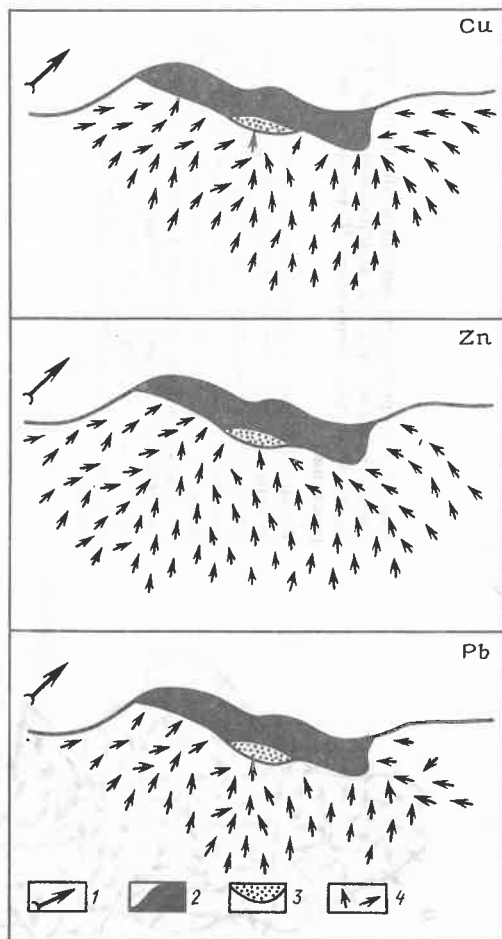


Рис. 6. Структура концентрационных потоков меди, цинка и свинца в подрудном пространстве Орловского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай), по материалам ИМГРЭ.

1 — направление вертикали в современной структуре; руды: 2 — массивные; 3 — вкрапленные; 4 — ориентировка векторов роста концентраций металлов

торождений колчеданного семейства использованы данные по поперечным разрезам Орловского и Подольского месторождений. По Орловскому месторождению усреднены данные распределения векторов концентраций меди, цинка и свинца с построением сводной полигональной диаграммы (рис. 7, А). Общая картина стягивания концентрационных потоков из подрудного пространства к рудному телу отвечает модельной ситуации рециклинговой системы.

Обобщенная полигональная диаграмма векторов изменения концентраций меди и цинка в поперечном разрезе Подольского месторождения (см. рис. 7, Б) получена путем усреднения

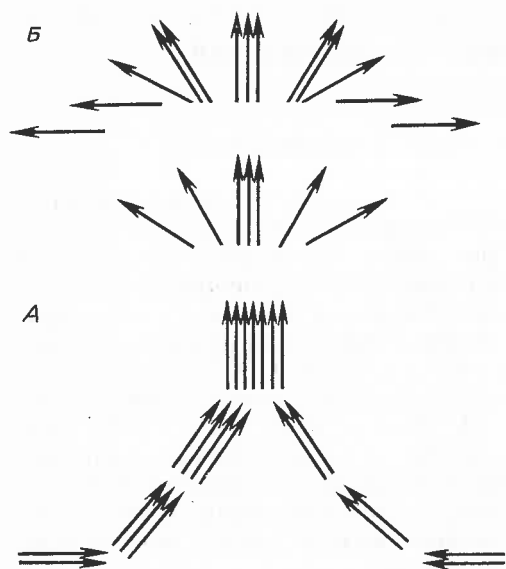


Рис. 7. Схема сводных полигональных векторных диаграмм

А — подрудное пространство Орловского колчеданно-полиметаллического месторождения (средние данные по распределению содержаний меди, цинка и свинца); Б — основная залежь Подольского цинково-медноколчеданного месторождения (средние данные по распределению содержаний меди и цинка), одна стрелка эквивалентна 5 % векторов

данных рис. 4 А, Б. Несмотря на заведомые различия в масштабах рис. 7, А и Б на них отчетливо видно, что зоны стягивания концентрационных потоков с ростом содержаний сменяются зонами ветвления и выноса (обеднения).

В целом, методами градиентно-векторного анализа выявлена структура концентрационных потоков меди и цинка в подрудном и собственно рудном пространстве. Полученная картина стягивания концентрационных потоков снизу вверх из подрудного пространства к выводным каналам и ветвления над последними воспроизводит модельную ситуацию субмаринных рециклинговых систем — в зоне сопряжения конвекционных ячеек на выходе в область рудоотложения.

Количественная оценка интенсивности распределения (и перераспределения) рудного вещества, выраженная в градиентах изменения концентраций

рудообразующих элементов, может быть использована для расчетов соответствующих характеристик рециклинговых систем. Наибольшие значения градиентов концентраций металлов (в % на 10 м) характерны для разрезов рудного тела до 1,8; по латерали в подрудном пространстве они не превышают 0,1, а в рудном теле соответствуют 0,1—0,5 (пресс-проекция).

Полученные качественные и количественные характеристики перераспределения рудообразующих компонентов в рудных телах свидетельствуют о сложной природе их зональности, а также о возможной значительной роли первично отложенных руд в возникновении их новых скоплений в других частях рудоносного пространства (по дистальной модели). С одной стороны, не исключается, что собственно серноколчеданные залежи отдельных районов Урала, а также некоторые скопления ди- и моносulfидов железа на дне Мирового океана могут представлять собой «остаточные» руды, утратившие медь и цинк под воздействием восходящих токов растворов, фильтрующихся через рудные осадки. С другой стороны, известные в обстановках геологического прошлого и на дне Мирового океана руды с аномально высокими содержаниями цинка и (или) меди могут представлять собой своеобразный экстракт из первичного рудного осадка с рядовыми содержаниями этих металлов. Такая модель, в частности, приложима к условиям возникновения богатых руд сульфидных холмов и труб при современном субмаринном рудогенезе.

В целом, проведенный анализ подтверждает приложимость субмаринной конвективно-рециклинговой модели рудообразования к месторождениям колчеданного семейства. Вместе с тем, эта модель должна быть дополнена элементами, отражающими перераспределение вещества в рудном осадке, вынос из него части вещества с возможным возникновением рудных плюмажей и их разгрузкой, сопровождающейся образованием новых залежей в дистальных обстановках.

Геолого-генетическая модель скарновых месторождений нетрадиционных боратовых руд

А. Е. ЛИСИЦЫН, С. В. МАЛИНКО (ВИМС), Ю. В. СЕМЕНОВ (ГЕОХИ РАН)

Скарновые месторождения — ведущий источник борного сырья в нашей стране. С ними же связаны перспективы выявления новых промышленных концентраций борных руд. Бороносные скарны представлены тремя типами — магнезиальным, руды которого сложены магниевыми и железомagneзиевыми боратами; известковым, содержащим кальциевые боросиликаты; и апомагнезиально-известковым, где борные руды имеют смешанный состав — магниевый, магнево-кальциевый и кальциевый. Первые два типа бороносных скарнов известны давно, хорошо изучены, и их руды используются промышленностью.

Последний тип, значительно меньше изученный, особенно технологически, и практически неиспользуемый в настоящее время, с позиции борного сырья можно считать нетрадиционным в связи с оригинальностью вещественного состава руд. К нему относятся боратовые руды магнезиальных и апомагнезиально-известковых скарнов, установленные в районах Верхояно-Инди-гирской провинции Полярной Якутии и в Бурятии, а также боратовая минерализация Приладожья (олово-редкометалльное месторождение Питкяранта), Прибалхашья (золото-кобальт-медное месторождение Саяк), Иркутской области (Коршуновское железорудное месторождение), Урала (Новофрловское железо-медное месторождение). Хакасии (Юлия Свинцовая), Шотландии (о. Скай), США (шт. Нью-Джерси и Аляска, в связи с редкометалльным и оловянным оруденением), Австралии (о. Тасмания, в ассоциации с магнетитом и касситеритом), КНР (провинция Хунань, месторождение Чилипин с оловянным и вольфрамовым оруденением).

Борное оруденение в этих месторождениях представлено железо-магние-выми, железо-магнево-оловосодержащими, магниевыми, магнево-кальциевыми и кальциевыми боратами, карбонатоборатами и силикатоборатами, обычно пространственно сближенными или непосредственно совмещенными. Нередко борное оруденение ассоцииру-

ет с магнетитовым, полиметаллическим, оловянным и другими типами руд.

Ряд работ, посвященный отдельным вопросам геологии, минералогии и геохимии скарновых месторождений нетрадиционных боратовых руд [М. А. Богомолов и др., 1969; А. Е. Лисицын, 1974, С. В. Малинко, 1961, 1966, 1976; Н. П. Перцов 1965, 1971, 1977, 1978; 1—5; 7], в совокупности с физико-химическими исследованиями [8] позволяет охарактеризовать геолого-генетическую модель таких месторождений в целом.

Геолого-генетические модели месторождений полезных ископаемых представляют собой совокупность различных факторов их образования, действующих в определенной временной последовательности. Рассмотрим основные из них, в достаточной мере характеризующие геолого-генетическую модель скарновых месторождений нетрадиционных боратовых руд: геологические, включая минералого-геохимические и термодинамические.

Геологические факторы. В гипабиссальной фации, для которой типично образование магнезиально-скарновых и апомагнезиально-известковоскарновых месторождений бора, боратовое оруденение формировалось в период от докембрия (раннего рифея) до третичного времени: вместе с тем значимое по масштабам оруденение связано с гранитным магматизмом герцинского и киммерийского циклов. Оруденение этого типа характерно для складчатых поднятий, зон и тектонических блоков вблизи крупных разломов. Пространственно и парагенетически оруденение ассоциирует с крупными плутонами, сложенными гранитами, гранодиоритами, диоритами; локализация его контролируется разрывными нарушениями.

В зависимости от типов рудоконтролирующих структур различают контактовые скарново-рудные тела, приуроченные к контактам интрузивных массивов с карбонатными породами; межпластовые, залегающие в породах экзоконтакта активных интрузивов; секущие, выполняющие трещины во вме-

щающих породах; рудные тела сложной конфигурации. Различия в структурно-тектоническом положении скарново-борных тел определяют их морфологические типы. Контактные залежи имеют линзовидную, четковидную форму, межпластовые — пласто- и линзообразную, секущие — жильную, сопряженные — трубо- и столбообразную, штокеркоподобную, неправильную форму.

В контактах с активными интрузивами бороносные скарны локализуются преимущественно в участках вогнутого в сторону интрузива контакта или в провисах кровли, где развитие скарнообразования более закономерное. Таким образом, широкие экзоконтактовые зоны рудогенерирующих гранитоидных интрузий благоприятны для формирования скарноборного оруденения, тем более когда в них залегают пачки, пласты, линзы карбонатных пород. Активное взаимодействие гранитной магмы с доломитами и доломитовыми известняками (мраморами) приводит к замещению карбонатных пород с возникновением в магматическую стадию магнезиальных скарнов и кальцифиров, которые на постмагматическом этапе значительно преобразуются и могут в той или иной степени замещаться известковыми скарнами (рис. 1).

Интрузивный магматизм и генетически связанные с ним скарнообразование и борное оруденение представляют собой этапы единого эндогенного процесса. Масштабы скарнообразования во многом определяют степень развития апоскарновых гидротермальных процессов, в т. ч. рудных. Объемное и интенсивное скарнирование обуславливает гораздо более активное проявление рудного процесса. Развитию мощных зон скарнов или пачек слоистых скарноидов способствует существенно инфильтрационный характер скарнообразования. Однако в крупном скарновом массиве не обязательно ожидать промышленное скопление руд; вместе с тем при слабом развитии скарнов нельзя надеяться на нахождение значимых рудных концентраций.

Реконструкция кровли ряда гранитоидных массивов на время их консолидации, с интрузиями которых генетически связаны бороносные скарны, в т. ч. апомагнезиально-известковые, и сопоставление этих данных с констан-

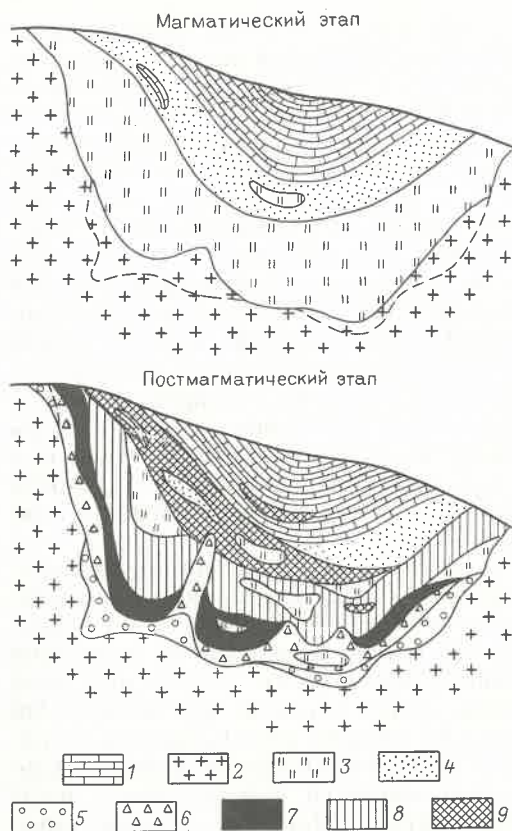


Рис. 1. Модель формирования скарнового месторождения нетрадиционных боратовых руд в магматический и постмагматический этапы (глубина формирования месторождения 1—4 км):

1 — мрамор; 2 — гранит; 3 — магнезиальный скарн; 4 — кальцифир; 5 — известковый скарн; 6 — апомагнезиальный известковый скарн; 7 — боросодержащие магнетитовые руды; боратопороды: 8 — железо-магниево-боратопороды, 9 — кальциево-магниево-боратопороды

тами равновесия скаполита и плагиоклаза, сосуществующих в тех же скарновых месторождениях, свидетельствуют о том, что глубина становления их 1—4 км [3].

Главная масса борного оруденения осаждается вслед за образованием скарнов. При этом формирование руд сопровождается постскарновыми процессами — дорудными, синрудными, пострудными, развитыми в различной степени. Для оруденения в магнезиальных скарнах — это известковое скарнирование (дорудное), клиногумитизация, флогопитизация, хлоритизация, амфиболизация (синрудные), серпентинизация, хлоритизация, бруситизация, кальцитизация (пострудные). Для известковоскарнового процесса картина более пестрая и сложная. Здесь инди-

каторами разных типов гидротермальных преобразований скарнов и связанного с ними оруденения в значительной мере служат фации кислотности скарнов, характеризующие общую геохимическую обстановку высокотемпературной части гидротермального процесса. Борное оруденение, как и магнетитовое, и полиметаллическое, приурочено к фациям известковых скарнов пониженной кислотности с коэффициентом распределения железа между сосуществующими клинопироксеном и гранатом меньше единицы. Соответственно в них слабо и эпизодически проявлено кислотное выщелачивание в виде локальной грейзенизации, иногда пропилитизации, амфиболитизации, окварцевания.

Генетическая связь высокотемпературного (борного, железного) оруденения со скарнообразованием подчеркивается наличием в гранате включений сингенетичных ему минералов бора (данбурита) и железа (магнетита). Об этом же говорит увеличение концентраций рудных компонентов к концу скарнового процесса с развитием в пост-скарновую стадию курчатовита, сахита, датолита, данбурита, магнетита. Соотношение поздних скарновых с ранними рудными минералами и одинаковые температуры их образования в пироксен-гранатовой и пироксен-эпидотовой температурных фациях, порядка 400—450 °C, характерных для бороносных скарнов, также свидетельствуют о близости по времени выделения тех и других.

Скарновые месторождения бора — один из наиболее ярких примеров тесных соотношений в пространстве и близкой связи во времени формирования борных руд и вмещающих их скарнов. Эндогенные минералы бора встречаются в самых различных горных породах, но рудные концентрации они образуют только в скарнах, скарноидах, кальцифирах. Во многом это объясняется тем, что при скарнировании карбонатных пород освобождаются кальций и магний, высокая активность которых в сочетании с высокой активностью бора во флюидах, высокотемпературностью процесса и другими факторами способствует формированию в скарнах рудных концентраций борных минералов.

В бороносных скарнах четко проявлен типохимизм оруденения. Так, в из-

вестковых скарнах и скарноидах пироксен-гранат-волластонитового состава локализуются боросиликаты кальция. В слабо скарнированных известняках, в условиях с более высоким потенциалом кальция в растворах и низким — кремния, возникают кальциевые бораты. В магнезиальных скарнах и кальцифирах шпинель-пироксен-форстерит (клиногумит)-флогопитового состава развиваются железно-магниево- и магниевые бораты. В кальцифирах, частично замещенных известковыми скарнами, формируется боратовое оруденение магниевое-кальциевого катионного состава. Соответственно в размещении разнотипного борного оруденения по метасоматической колонке отмечается определенная тенденция к зональности, обусловленная дифференциальной подвижностью железа, магния, кальция, бора [6]. Так, в кальцифирах и мраморах залегают преимущественно безжелезистые бораты. Во внешних зонах скарнов они сменяются железно-магниевым (людовигитовым) оруденением, а ближе к внутренним зонам — магнетитовым.

Термодинамические факторы. Основные физико-химические факторы оптимальных режимов формирования скарновых месторождений нетрадиционных боратовых руд наиболее надежно определены при экспериментальном изучении термодинамических свойств составляющих их минералов бора. Это исследование, заключавшееся в изучении борсодержащих систем методами химической термодинамики, стало возможным лишь после измерения основных термодинамических констант (энтальпии, энтропии) важнейших природных соединений бора — суанита, котоита, курчатовита, датолита и данбурита — и расчета на базе этих данных термодинамических свойств других боратов в широком диапазоне изменения температур, щелочности, активностей углекислоты, бора, кальция и кремния. Термодинамические константы безводных боратов кальция и гидроксокомплексов бора известны по литературным данным.

Не останавливаясь на методике термодинамического анализа, основанного на экспериментальном определении соответствующих констант, выполненного методом растворимости и детально описанного в [8], а также полученных цифровых характеристиках, вошедших

в фундаментальный справочник «Термические константы веществ», рассмотрим поля устойчивости магниевых, магниевых-кальциевых, кальциевых боратов и боросиликатов в координатах суммарного бора, суммарной углекислоты, изменяющейся щелочности растворов и активности в них кремния при $T = 300$ и 200°C , $p = 0,1$ МПа.

На диаграммах полей устойчивости магниевых и кальциево-магниевых соединений бора (рис. 2) видно, что области устойчивости боратов расширяются относительно доломита с повышением щелочности растворов. Учитывая реальные концентрации углекислоты в природных гидротермальных растворах (от 10^{-2} до 1 моля по обобщенным данным изучения флюидных включений), можно сделать вывод, что даже при очень высокой щелочности растворов, соответствующей $pH = 10$, и активности бора в растворе от 10^{-2} до 1 моля только некоторая часть поля устойчивости доломита замещается боратами. При этом привлекает внимание преимущественное образование суанита по сравнению с курчатовитом в идентичных $a_B - a_{CO_2} - pH$ -условиях. Из диаграмм следует, что котоит может формироваться по доломиту при минеральных концентрациях бора в гидротермах (от 10^{-5} до 10^{-3} моля), но обязательно при условии очень низкой концентрации углекислоты (до 10^{-4} моля). Проведенные расчеты реакций замещения доломита курчатовитом, суанитом и котоитом для $T = 200^\circ\text{C}$ показали нереально высокие концентрации бора в растворе (на 1—2 порядка выше, чем при 300°C — 10 молей и более), необходимые для развития этих минералов при данной температуре.

Следовательно, формированию безводных магниевых и магниевых-кальциевых боратов (суанита, котоита, курчатовита) способствует повышение температуры, которое различными методами оценивается в $300\text{—}400^\circ\text{C}$. Соответственно высокие температуры и высокая щелочность гидротермального процесса являются обязательными условиями оптимального режима образования боратов руд, связанных как с магнезиальными, так и с апомагнезиальными известковыми скарнами. При этом, как видно из рис. 2, для формирования курчатовитовой минерализации, типоморфной для апомагнезиальных известковых скарнов, необ-

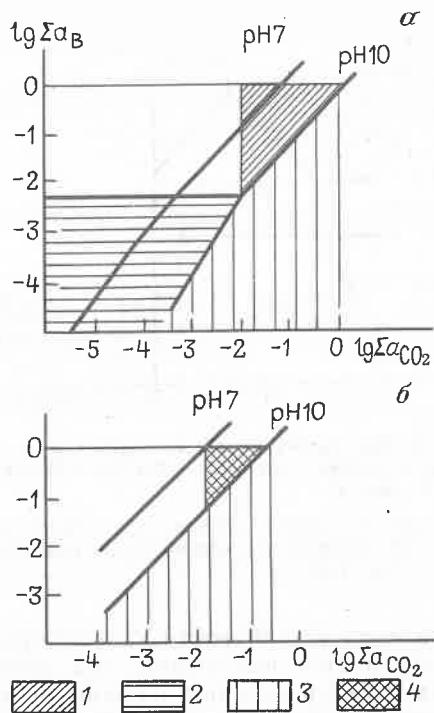


Рис. 2. Диаграммы полей устойчивости магниевых (а) и кальциево-магниевых боратов (б) и кальцита при $T = 300^\circ\text{C}$:

поля устойчивости: 1 — суанита, 2 — котоита, 3 — доломита, 4 — курчатовита, без штриховки — кальцита

ходимы более жесткие условия по pH и a_{CO_2} (более высокая щелочность и более низкая активность углекислоты), чем для суанитовой, типичной для магнезиальных скарнов.

На диаграмме полей устойчивости минералов, образующихся в системе $CaO - SiO_2 - B_2O_3 - CO_2 - H_2O$ при $T = 300^\circ\text{C}$, т. е. соответствующей формированию минералов бора в генетической связи с известковыми скарнами, видно, что возникновение безводного метабората кальция — кальциборита — возможно лишь при высокой активности бора в растворах — выше 0,5 моля и низкой — кремния (рис. 3). На этой диаграмме пунктиром показаны поля устойчивости кальцита при различных концентрациях углекислоты в рудообразующих растворах, характерных для природного гидротермального процесса по данным изучения флюидных включений. Как следует из диаграммы, на образование кальциборита наличие углекислоты в растворах оказывает большое влияние. Так, даже при минимальных концентрациях H_2CO_3 ($lg a_{H_2CO_3} = -2$) существенная

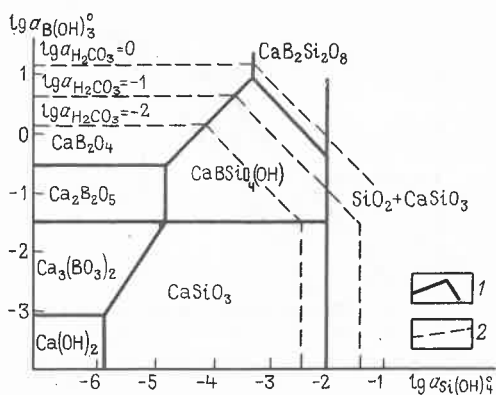


Рис. 3. Диаграмма полей устойчивости соединений в системе $\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{B}_2\text{CO}_3-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ при $T = 300^\circ\text{C}$:

границы: 1 — полей устойчивости соединений, 2 — поля устойчивости кальцита при различных активностях H_2CO_3

часть поля устойчивости кальциборита перекрывается кальцитом; при активности H_2CO_3 в растворе, равной 1 молю, область устойчивости этого бората перекрывается полем кальцита практически полностью. Тройная неинвариантная точка кальциборит-данбурит-датолит лежит в области чрезвычайно высоких активностей бора в растворе, что, по-видимому, не реализуется в природе. Вместе с тем сосуществование кальциборита и датолита при высоких активностях бора и низких концентрациях углекислоты термодинамически не запрещено.

Как видно из диаграммы (см. рис. 3), развитию боратов кальция состава $\text{Ca}_2\text{B}_2\text{O}_5$ и $\text{Ca}_3(\text{BO}_3)_2$ — кальциевых аналогов суанита и котоита соответственно — препятствует наличие даже незначительных количеств углекислоты и кремнекислоты в растворах. Так, при активности $\text{Si}(\text{OH})_4 > 1,5 \cdot 10^{-5}$ моля поля устойчивости этих боратов замещаются полем устойчивости волластонита. Кроме того, даже при весьма малом количестве H_2CO_3 в растворе поля устойчивости соединений $\text{Ca}_2\text{B}_2\text{O}_5$ и $\text{Ca}_3(\text{BO}_3)_2$ перекрываются полем кальцита. Очевидно, именно эти обстоятельства служат основной причиной отсутствия кальциевых аналогов суанита и котоита в природе.

Термодинамический анализ показал, что при повышении температуры для формирования датолита и данбурита необходимы более высокие концентрации бора, т. е. понижение температуры способствует образованию боросиликатов, которое становится возможным при более низких концентрациях бора.

Для боратов установлена обратная закономерность — повышение минимально достаточных концентраций бора с понижением температуры их образования, т. е. повышение температуры способствует формированию высокотемпературных магниевых, магниевокальциевых и кальциевых боратов. Следовательно, существует принципиальное различие термодинамических свойств эндогенных боратов и боросиликатов, которое, по-видимому, может объяснить некоторые явления в природе, до недавнего времени относившиеся к феноменальным. Так, например, известно, что в эндогенных месторождениях боратов отмечаются низкотемпературные генерации боросиликатов (главным образом датолита), что, в частности, установлено в скарновых месторождениях и рудопроявлениях нетрадиционных боратовых руд — Титовском, Кэбиринском (Якутия), Солонго (Бурятия), Саяк (Казахстан). В то же время в месторождениях боросиликатов отсутствуют низкотемпературные генерации боратов, что доказано на примере изучения крупнейших месторождений этого типа, например, Дальнегорского и Акархар.

Таким образом, оптимальным режимом формирования нетрадиционных боратовых руд скарновых месторождений является сочетание достаточно высокой концентрации бора в гидротермальных растворах (выше $1 \cdot 10^{-2}$ моля) с высокой щелочностью ($\text{pH} \geq 7$) и низкой активностью CO_2 (менее $1 \cdot 10^{-1}$ моля — для курчатовита и менее $1 \cdot 10^{-2}$ моля — для кальциборита и котоита). Очевидно, что такие условия в природе, тем более при минералообразовании в существенно карбонатных породах, могли иметь место лишь в случаях резкого падения давления и улетучивания углекислоты из гидротерм и осуществлялись вблизи от крупных тектонических разломов в зонах интенсивной синрудной нарушенности вмещающих пород.

Формирование более низкотемпературной минерализации бора (сахант, харкерит, ссайбелиит и федоровскит), по всей вероятности, происходило при тех же параметрах основных физико-химических факторов (высокая щелочность и низкая концентрация CO_2 в растворах), возможно, при некото-

ром снижении концентраций бора. Об этом свидетельствует природа этих минералов: вхождение в их структуры карбонатных группировок, гидроксидов и молекулярной воды. Становление разнообразных боратов, слагающих прожилки и гнезда в боратовых рудах того типа, имело место на фоне понижения температур гидротермальных растворов вплоть до холодноводных (ниже 100 °С); однако высокие концентрации бора в растворах при этом сохранялись, о чем говорит преимущественно метаборатовый характер кристаллизующихся минералов (водные метабораты кальция).

Таковы в целом основные физико-химические факторы формирования нетрадиционных боратовых руд в природе, которые являются общими независимо от геологической и геохимической специфики конкретных месторождений. Вместе с тем последняя определяет существенные минералого-геохимические особенности как составов нетрадиционных боратовых руд в тех или иных районах, так и геохимическую специфику отдельных боратов. Например, оловоносный геохимический профиль Полярной Якутии соответствует вхождению олова в структуры тех минералов бора, в которых осуществляется изоморфизм этого элемента. В данном случае к таким структурам относятся минералы группы людвигита (людвигит-вонсенит и гулсит-пайгеит), в ассоциации с которыми появляются касситерит и другие минералы олова. Другой пример — месторождение Солонго, которому свойственен повышенный геохимический фон марганца; специфической особенностью магнелевых и железомagneиевых боратов этого месторождения служит их повышенная марганцовистость, что характерно для людвигита, ссайбелиита и минералов серии федоровскита-роуита. Вхождение элементов-примесей в высокотемпературные бораты объясняется их активным участием в процессах минералообразования. Более поздние бораты не несут подобной геохимической специализации ввиду невозможности изоморфных замещений при кристаллизации минералов

в условиях более низких температур.

Таким образом, геолого-генетическая модель скарновых месторождений нетрадиционных боратовых руд характеризуется сочетанием следующих основных факторов их образования: 1) интенсивного развития скарнов — магнезиальных и апомагнезиально-известковых — в активных контактах гранитоидов с доломитами в условиях гипабиссальной фации (диапазон глубин 1—4 км); 2) наличия зон синрудных разрывных нарушений вмещающих пород вблизи крупных тектонических разломов, что обеспечивало резкое падение давления и улутучивание углекислоты из гидротерм; 3) высокой концентрации бора в гидротермальных растворах, их повышенной щелочности (рН более 7) и низкой активности углекислоты (не более 0,1 моля на литр H_2CO_3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров С. М. Геохимические особенности образований боро-оловянных руд на месторождениях Аляски, США//Геохимия. 1975. № 4. С. 483—495.
2. Александров С. М. Геохимия бора и олова в месторождениях магнезиально-скарновой формации. — М.: Наука, 1982.
3. Лисицын А. Е., Федоренко М. Б. Фации известковых бороносных скарнов//Геология рудных месторождений. 1978. № 1. С. 111—116.
4. Лисицын А. Е., Малинко С. В., Руднев В. В., Бораты Питкьянта: распределение и состав//Минералогический журнал. 1991. № 1. С. 49—60.
5. Малинко С. В., Перцев Н. Н. Клинокурчатовит — новая структурная модификация курчатовита. Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1983. Вып. 4. С. 483—487.
6. Маракушев А. А. Инфильтрационная зональность магнетитово-боратового оруденения и условия ее образования//Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1963. Т. 1. С. 258—263.
7. О полигенности борной минерализации Коршунковского железорудного месторождения/А. Е. Лисицын, С. В. Малинко, В. В. Руднев и др.//Геология рудных месторождений. 1982. № 2. С. 14—19.
8. Семенов Ю. В. Термодинамический анализ условий образования боросиликатов и боратов кальция и магния в эндогенных процессах. Автореф. дис. канд. хим. наук — М., 1984.

Принята редколлегией 27 января 1991 г.

Стратиграфия и палеогеография

УДК 551.734(574.13)

© Л. З. Ахметшина, З. Е. Булекбаев, Н. Б. Гибшман, 1993

Девон восточного борта Прикаспийской синеклизы

Л. З. АХМЕТШИНА (АО КазНИГРИ), З. Е. БУЛЕКБАЕВ
(Актюбнефтегазгеология), Н. Б. ГИБШМАН (ГАНГ)

До настоящего времени девонские отложения восточного борта Прикаспийской синеклизы бурением не были изучены. По данным глубинных сейсмических исследований предполагалось развитие девонских карбонатных отложений, составляющих третью карбонатную толщу (III-КТ).

В 1988—1991 гг. при разведочном бурении на Жаркамысском и Енбекском поднятиях в пределах площадей Восточный Акжар (скв. Г-5), Кумсай (скв. Г-4), Бактыгарын (скв. Г-1), Бозоба (скв. Г-9) вскрыта мощная толща карбонатных пород, содержащих разнообразные палеонтологические остатки (конодонты, фораминиферы, остракоды, кониконхи), характерные для нижне-, средне-, верхнедевонских отложений. Анализ фактического материала биостратиграфическим методом, геофизических данных, корреляция с разрезами смежной северной бортовой зоны Прикаспия и Урала позволили реконструировать сводный разрез девона и расчленить отложения с различной степенью детальности.

В современной биостратиграфии девона основой детального расчленения является зональная шкала конодонтов [7]. Находки индекс-видов и характерных форм конодонтов [5] в девонских породах северной бортовой зоны Прикаспийской синеклизы дают возможность сопоставлять их с конодонтовыми зонами Международной стратиграфической шкалы, выделять стратиграфические аналоги региогоризонтов Русской платформы и Урала [3]. Комплексное обоснование возраста пород (конодонты, остракоды, фораминиферы, брахиоподы, кониконхи и др.) северной бортовой зоны [5] позволяет при отсутствии конодонтов использовать другие группы палеонтологических остатков, имеющих не меньшее стратиграфическое значение. Именно с этих позиций мы подошли к расчленению отложений. При этом основной

группой служили фораминиферы; их развитие способствует корреляции с другими регионами. Остракоды и конодонты встречались фрагментарно.

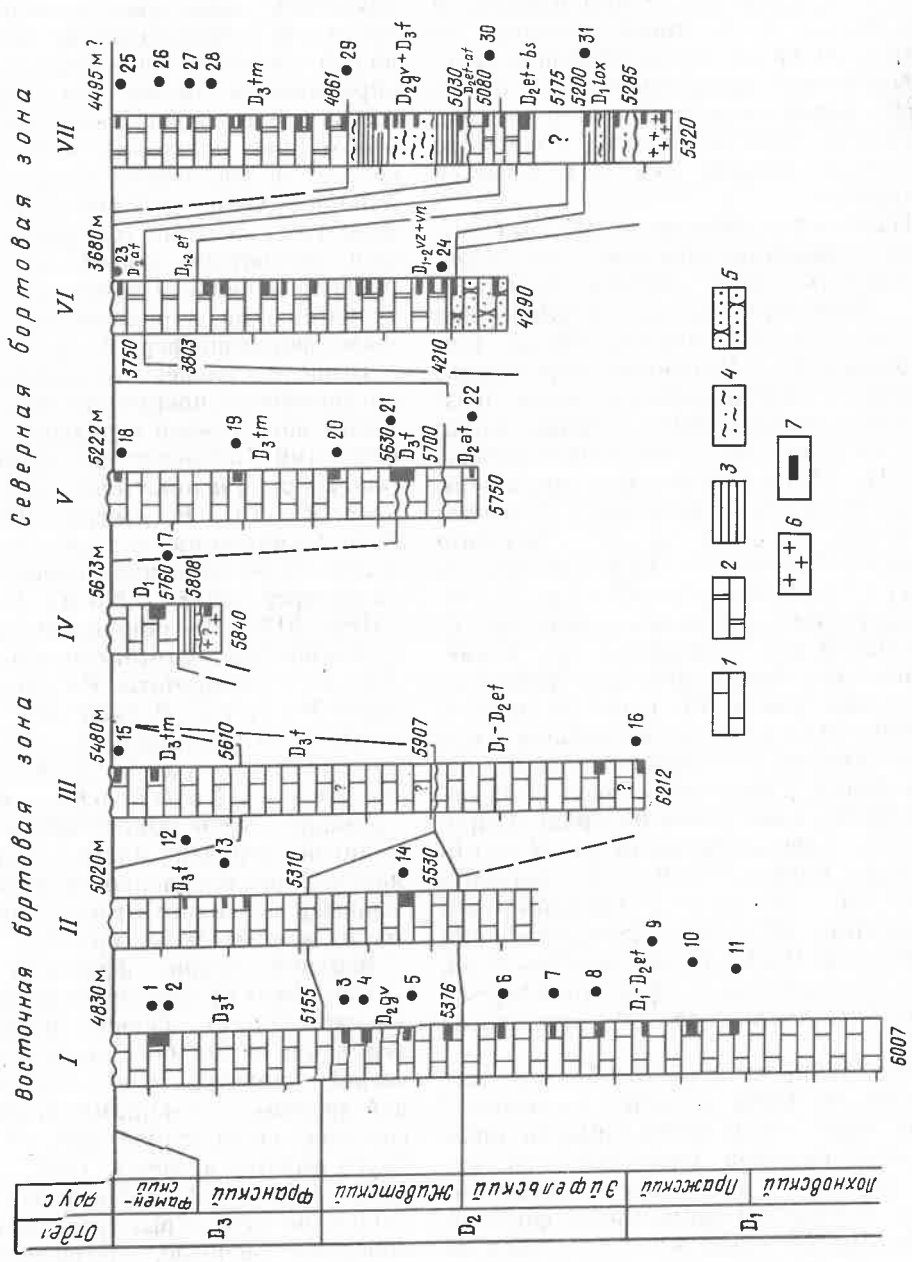
Каждая из четырех скважин имеет палеонтологическое обоснование для различных частей девона и на данном этапе исследования по-своему уникальна. Скважина Г-4 расположена в своде локального поднятия по горизонту П₂. Она пробурена для изучения строения верхнепалеозойских терригенно-карбонатных отложений раннепермского, каменноугольного и, возможно, девонского возраста. Сочетание биостратиграфической и электрометрической характеристик дает наиболее полное представление о разрезе девонских отложений скв. Г-4, и по информативности эта скважина рассматривается в качестве опорной. Остальные скважины, также вскрывшие девонские отложения, повторяют отдельные части разреза скв. Г-4 или достраивают его.

Девонские отложения вскрыты в интервале 4830—6007 м. Скважина равномерно охарактеризована керном в средней части и кровле разреза (рис. 1). Это позволило расчленить разрез и выделить нерасчлененные нижний девон — эйфель, живетский и франкий ярусы. Положение границ стратиграфических подразделений определено по данным ГИС. Уровень границ отвечает наиболее существенным изменениям показаний ГК и НГК в керне с разновозрастным комплексом палеонтологических остатков.

Нерасчлененные нижний девон и эйфельский ярус среднего девона выделяются в интервале 5376—6007 м. Призабойная часть разреза (5779—6007 м) пройдена без отбора керна. По данным ГИС она представлена карбонатами, с редкими прослоями терригенных пород. Возможно, какая-то часть этих отложений относится к нижнему девону. На глубине 5638—5779 м залегают известняки темноцветные, органогенно-

Рис. 1. Корреляция девонских отложений:

I — известняки; 2 — доломиты; 3 — аргиллиты; 4 — алевролиты; 5 — песчаники; 6 — гранитоиды?; 7 — отбор керн; площадь: I — Кумсай, скв. Г-4; II — Бозоба, Г-1; IV — Восточный Акагарын, скв. Г-5; V — Карачаганак, скв. П-15; VI — Бердянская, скв. Г-85; VII — Чинаревская, скв. П-9; интервалы отбора керн с фауной, М: 1 — 4907—4912, 2 — 4912—4928, 3 — 5188—5195, 4 — 5282—5290, 5 — 5345—5358, 6 — 5429—5442, 7 — 5507—5510, 8 — 5570—5579, 9 — 5638—5648, 10 — 5709—5719, 11 — 5770—5779, 12 — 5103—5108, 13 — 5160—5168, 14 — 5440—5461, 15 — 5482—5488, 16 — 6204—6212, 17 — 5738—5745, 18 — 5226—5237, 19 — 5384—5386, 20 — 5540—5547, 21 — 5644—5652, 22 — 5742—5748, 23 — 3710—3720, 24 — 4190—4200, 25 — 4494—4495, 26 — 4574—4579, 27 — 4616—4622, 28 — 4648—4654, 29 — 4861—4862, 30 — 5150—5157, 31 — 5200—5205; горизонты: *af* — афонинский, *bs* — бийский; *vz-vn* — вязовско-ваняшкинский; *ev-lv* — евлановско-ливенский



детритовые, трещиноватые, по шлифам биогенные, узорчатые с инкрустационным цементом, в значительной степени перекристаллизованные, с остатками кораллов, табулят, остракод, разнообразных водорослей (*Schuguria* sp., *Renalcis* sp.) и нечастых однокамерных фораминифер *Tubeporina* sp., *T. tenue*? *Sabirov*, *Atjusella*? sp., *Parathuramina* sp. (*P. graciosa*? Pron.), *Cribrosphaeroides* sp. (*C. simplex*? Reith.), по которым возраст пород предположительно датируется не моложе среднего девона. Встреченный комплекс нуждается в дальнейшем изучении, т. к. ранее он не был известен в Прикаспии и не имеет аналогов на Западном Урале. Ввиду слабой палеонтологической характеристики и отсутствия керн из нижней части разреза вопрос о границе нижнего и среднего девона в разрезе скв. Г-4 остается открытым.

Наиболее достоверен эйфельский возраст отложений; обоснован по находкам остракод (5507—5510 м) *Aparchites* sp., *Primitiopsella* sp., *Criptophyllus* sp., *Marginis* sp., *Healdianella* sp. (определение Т. Н. Маркиной) эйфельского яруса и многочисленных остатков чрезвычайно мелких однокамерных фораминифер, многие из которых неизвестны. Из общего комплекса определены виды *Parathuramina* spp., *P. radiosphaerica* Bog. et Juf., *P. aperturata* Pron., *P. paulis* N. B. yk., *P. elegans* Pojark., *P. irregularis* Pron., *P. graciosa* Pron., *Cribrosphaeroides* sp., *C. simplex* Reith., *Bisphaera* sp., характерные для эйфельского яруса восточного склона Урала [6]. Выше по разрезу (5429—5442 м) залегают органогенные (коралловые) известняки с частыми остракодами эйфельского яруса (бийский горизонт), известными на Урале и Приуралье — *Bairdiocypris* ex gr. *B. cardiformis* Rozhd., *B. cf. fustigata* Rozhd., *B. sp.*, *Praepilatina* aff. *praepilata* (Pol.), *Microcheilinella larionovae* Pol., *M. cf. ventrosa* Pol. и единичными фораминиферами *Parathuramina* spp., *P. aperturata*? Pron.

Живетский ярус (5376—5155 м), вероятно, согласно залегает на отложениях эйфельского яруса. Нижняя часть разреза сложена органогенными коралловыми и детритовыми известняками с богатым комплексом фораминифер (5345—5358 м). В его составе

присутствуют многие виды, характерные для верхней части эйфельского яруса — *Parathuramina graciosa* Pron., *P. aperturata* Pron., *P. irregularis* Pron., *Bisphaera elegans* Vis., а также *Parathuramina magna* Antr., *P. tuberculata* Lip., *P. breviretiosa* Reith., *P. cordata*? Pron., *Uslonia* sp., появление которых на восточном склоне Урала [2] связано с живетским ярусом. Отсутствие других групп палеонтологических остатков, подтверждающих живетский возраст пород, и пока первая встреча на востоке Прикаспия пород живета вынуждают сохранить некоторый элемент условности при установлении возраста отложений из этого интервала. Сомнение определяется также тем обстоятельством, что для доказательства возраста необходимо проводить корреляцию с разрезами восточного склона Урала и Западной Сибири. В смежной зоне Северного Прикаспия (см. рис. 1) живетские отложения имеют ограниченное распространение и чаще представлены терригенными породами, не содержащими фораминифер [1, 5].

Выше по разрезу выделяется пачка органогенных, преимущественно коралловых известняков с редкими фораминиферами *Tubeporina* sp., *Cribrosphaeroides* sp., *Parathuramina breviretiosa*? Reith., *P. elegans* Pojark., *Parastegnammina* sp., *Petchorina* sp. (5282—5290 м) и практически без фораминифер (5218—5220 м). Еще выше (5188—5195 м) обнаружен комплекс фораминифер *Parathuramina magna* Antr., *P. irregularis* Pron., *P. elegans*? Pojark., *P. bykovae* Pojark., *Bituberitina devonica* Pojark., *Auroria ferganensis* Pojark., *P. breviretiosa* Reith., *Radiosphaera* sp., имеющий много общих видов с ассоциацией верхней части эйфельского яруса. Характер распространения фораминифер позволяет отнести описанную толщу к живетскому ярусу.

Верхний девон, франский ярус (5155—4830 м) завершает разрез девона скв. Г-4. Отложения выделены на основании четко обособленной геофизической характеристики, подтвержденной другими скважинами. Палеонтологическое обоснование для выделения яруса имеется в кровле (4907—4912 м, 4912—4928 м). Здесь залегают известняки коричнево-серые, участками перекристаллизованные, детритовые, с

представительным комплексом фораминифер *Vicinesphaera squalida* Antr., *Eonodosaria* sp., *E. evlanensis* (Lip.), *E. rauserae* (N. Tschern.), *Geinitzina* sp., *Tikhinella* sp., *Paratikhinella* sp., *Parathuramina gekkeri* Antr., *P. stellata* Lip., *P. paracushmani* Lip., *Cribrosphaeroides* sp., *Calcisphaera transporanta* Reittl. и водорослей *Umbella* sp., характерных для евлановско-ливенского горизонта верхнего франа.

В скв. Г-4 на границе девонской и каменноугольной систем отмечается интервал биостратиграфической неопределенности, равный 96 м. В его основании по керну (4900—4912 м) залегают отложения франского яруса с фораминиферами евлановско-ливенского горизонта, а в кровле (4799—4804 м) — породы с фораминиферами серпуховского яруса. По данным ГИС в интервале 4813—4830 м наблюдается резкая аномалия кривых ГК и НГК, которая, вероятно, связана с присутствием известняковой брекчии на контакте разновозрастных отложений и фиксирует стратиграфическое несогласие на границе двух систем. В подошве известняковой брекчии на глубине 4830 м проведена граница между девонской и каменноугольной системами. Отложения выше этого уровня отнесены к серпуховскому ярусу, а породы, залегающие ниже 4830 м, присоединены к франскому ярусу верхнего девона (рис. 2). С учетом разрешаемости фактического

материала амплитуда стратиграфического несогласия отвечает фаменскому, турнейскому и визейскому ярусам.

Скважина Г-1 заложена в присводовой части Бактыгарынской структуры для поисков нефти и газа в отложениях нижней перми, карбона и верхней части девона. Девон вскрыт в интервале 5480—6212 м. По керну, преимущественно по данным ГИС, а также на основании корреляции со скв. Г-4 и Г-9 в разрезе выделены четыре толщи, составляющие нижний?, средний и верхний отделы девонской системы.

Нерасчлененные нижнедевонские — эйфельские отложения (5907—6212 м) по керну представлены известняками серыми, органогенно-детритовыми, по шлифам биоморфно-сгустковыми и биогенными, в значительной степени перекристаллизованными, участками с крустификационно-инкрустационным цементом. Из этих отложений (6204—6212 м) А. А. Сабировым определены фораминиферы *Tubeporina tenue* Sabinov, *T. sp.*, *Bisphaera* sp. Первый из указанных видов описан из пражского яруса нижнего девона Таджикистана [4]. Следовательно, породы указанного интервала не моложе раннего девона.

Выше по разрезу (6147—6154 м) встречены немногочисленные фораминиферы *Tubeporina gloriosa* Pron., *T. aff. gloriosa* Pron., *T. tenue* (?) Sabinov, *Parastegnammina*? sp., характерные для эйфельского яруса. Более точное определение возраста и рас-

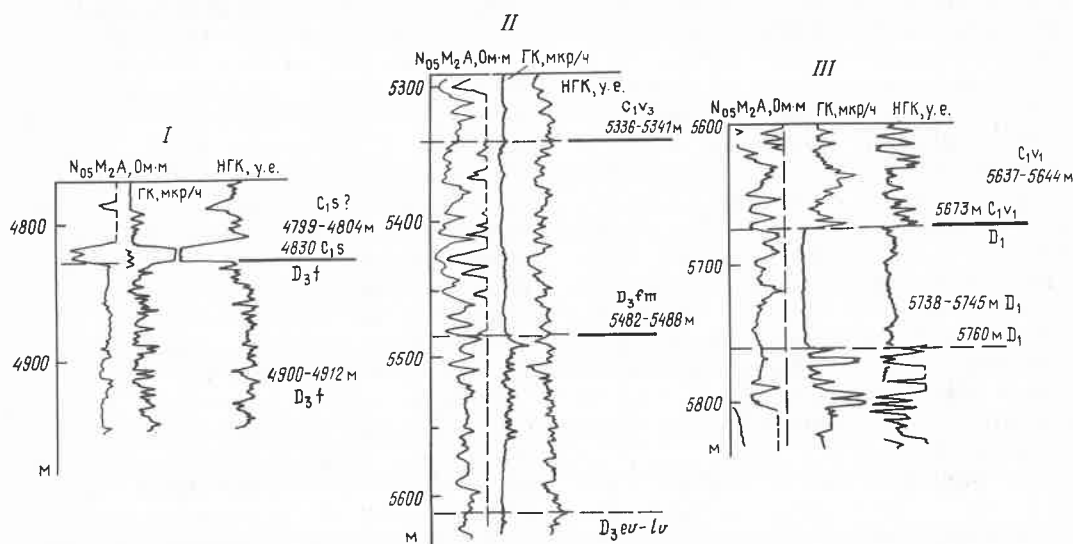


Рис. 2. Палеонтологическая и геофизическая характеристика границы девона и карбона: I — скв. Г-4; II — скв. Г-1; III — скв. Г-5

членение девона в связи со слабым палеонтологическим контролем затруднительны. Исходя из вышеизложенного, можно допустить, что граница нижнего и среднего девона в разрезе скв. Г-1 проходит между интервалами 6204—6212 и 6147—6154 м. Однако присутствие единичных экземпляров фораминифер в нижнем интервале, а также распространение вида *Tubeporina tenue* от нижнего девона до эйфельского яруса включительно свидетельствуют о том, что забой скв. Г-1, возможно, находится в эйфельских отложениях. Для уточнения возраста призабойной части разреза необходим дополнительный фактический материал.

Живетский, а возможно, и верхняя часть эйфельского яруса скв. Г-1 не имеют аналогов, по данным ГИС, в скв. Г-4. Поскольку этот показатель единственный источник информации для данного уровня, считаем возможным допустить отсутствие в скв. Г-1 пород живетского и верхней части эйфельского яруса.

Франские отложения (5907—5610 м) по принятому допущению залегают на среднедевонских породах несогласно. В скважине они пройдены без отбора керна и выделены на основании большого сходства электрометрической характеристики (особенно показателей ГК и НГК) с таковой для скв. Г-4.

Фаменский ярус (5610—5480 м) по керну (5482—5488 м) представлен известняками детритовыми, брекчированными, по шлифам биоморфными водорослево-фораминиферовыми и комковато-сгустковыми с кристаллическим зернистым карбонатным цементом. В породах обнаружены остатки остракод и частые однокамерные фораминиферы *Parathuramina dagmarae* Sul., *P. crassitheca* Antr., *P. suleimanovi* Lip., *P. ex gr. P. scitula* Tschuv., *P. scitula* Tschuv., *P. turgida* Tschuv., *Bisphaera minima* Lip., *Cribrosphaeroides ex gr. C. simplex* Reith., *Auroria* sp., *A. ferganensis* Rojark., *Eovolulina* sp., характерные для нижней части фаменского яруса Урала [6] и известные из разновозрастных отложений северной бортовой зоны Прикаспия [5].

На границе девона и карбона в разрезе скв. Г-1 отмечается интервал биостратиграфической неопределенности, равный 141 м. В его основании (5482—5488 м) залегают верхнедевонские из-

вестняки с однокамерными фораминиферами, характерными для нижней части фаменского яруса, в кровле (5336—5341 м) — терригенно-карбонатные породы с поздневизейскими миоспорами (определения А. Г. Калмыковой). Установить положение границы трудно в связи с различной геофизической характеристикой интервала биостратиграфической неопределенности, выше- и нижележащих отложений (см. рис. 2). По параметрам ГИС это самостоятельная пачка, возраст которой не может быть определен путем корреляции данных ГИС. По характеру разреза породы могут отвечать нижнему визе, турне или верхнему фамену. Все три варианта объединяет одно общее свойство — трансгрессивный контакт между девон и карбоном. Приоритет одного из них определит амплитуду стратиграфического несогласия.

Скважина Г-5 пробурена для выяснения перспектив нефтегазоносности нижекаменноугольных и девонских отложений. Девонские отложения вскрыты на глубине 5673—5760 м. По керну (5745—5751 м, 5738—5745 м) в разрезе выделены нижедевонские отложения, представленные известняками коричневатого-серыми, серыми, глинистыми, с многочисленными тентакулитами и конодонтами *Ozarkodina remscheidenis remscheidenis* Ziegler в составе индекс-вида средней конодонтовой зоны лохковского яруса нижнего девона.

В призабойной части скважины (5827—5834 м) наблюдаются темно-зеленые алевролиты с косыми (15—25°) трещинами (0,1—1 мм), заполненными кварц-эпидотовой породой. В породе встречены зерна хлорита, эпидота, кремней. В основании керна выделяется кремнистая порода черного цвета, слюдястая, брекчированная, микроскладчатая, косослоистая (20—25°), с тонкорассеянным микрокристаллическим пиритом. Состав осадков и особенно наличие зерен хлорита и эпидота дают основание для отнесения этой части разреза к фундаменту.

Верхняя граница девона в разрезе скв. Г-5 имеет интервал биостратиграфической неопределенности, равный 94 м. В основании интервала (5738—5745 м) залегают нижедевонские карбонатные породы (конодонтовая зона *Oz. remscheidenis* — средняя часть лохковского яруса); в кровле (5637—

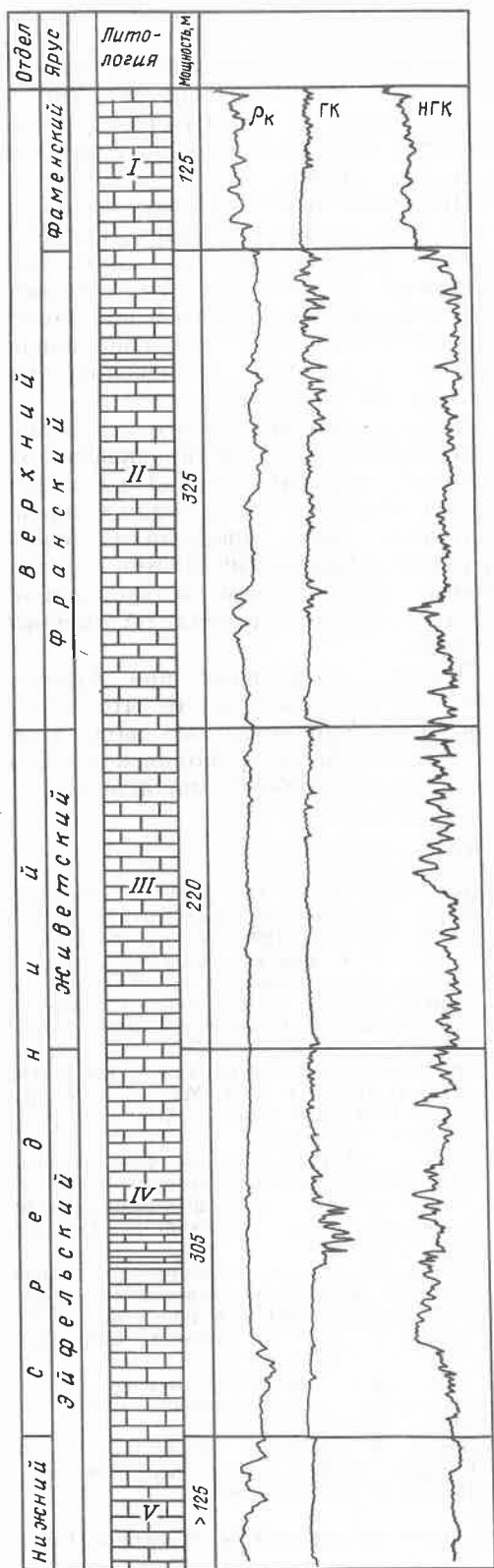


Рис. 3. Сводный стратиграфический разрез девонских отложений:

I — известняки коричневатые-серые, детритовые, биоморфные, водорослево-фораминиферовые, брекчированные с фораминиферами *Parathuramina dagmarae* Sul., *P. crassithea* Antr., *P. suleimanovi* Lip., *P. scitula* Tschuv., *Bisphaera minima* Lip., *Cribrosphaeroides simplex* Reitt., *Auroria ferganensis* Pojark., *Eovoluntina* sp.; II — известняки коричневатые-серые, детритовые, массивные, перекристаллизованные, плотные с фораминиферами *Vicinesphaera squallida* Antr., *Parathuramina gekkeri* Antr., *P. stellata* Lip., *P. paracushmani* Lip., *Eonodosaria evlanensis* (Lip.), *E. rauserae* (N. Tschern.), *Geinitzina* sp., *Tikhinella* sp., *Paratikhinella* sp., *Calcisphaera transporanta* Reitt. и водорослями *Umbella* sp.; III — известняки коричневатые-серые органогенные, детритовые, микротонкозернистые, плотные, с остатками кораллов и с фораминиферами *Parathuramina magna* Antr., *P. tuberculata* Lip., *P. brevira-diosa* Reitt., *P. cordata*? Pron., *P. bykova* Pojark., *Uslonia* sp.; IV — известняки серые и темно-серые, органогенно-детритовые, прожилками глинистые, массивные, плотные, перекристаллизованные, с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов с фораминиферами *Parathuramina radiosphaerica* Bog. et Juf., *P. aperturata* Pron., *P. paulis* N. Byk., *P. elegans* Pojark., *P. graciosa* Pron., *Cribrosphaeroides simplex* Reitt. и остракодами *Bairdiocypris* ex gr. *B. cardiformis* Rozhd., *B. cf. fustigata* Rozhd., *Microchellinella larionovae* Pol.; V — известняки серые и коричневатые-серые, органогенно-детритовые, глинистые, массивные, плотные, с конодонтами *Ozarkodina remscheidenis remscheidenis* Ziegler

5644 м) — терригенные отложения с мiosпорами (определения А. Г. Калмыковой) раннего визе (радаевско-бобриковский горизонт). По данным ГИС граница между девонем и карбоном проходит на глубине 5673 м. На этом уровне существенно изменяются показатели ГК и НГК. Смена электрометрической характеристики рассматривается как контакт литологически разнородных и разновозрастных отложений (см. рис. 2). Породы, залегающие выше отметки 5673 м, по сходству данных ГИС отнесены к нижнему визе, нижележащая пачка — к нижнему девону. Стратиграфическое несогласие на границе девона и карбона объясняется отсутствием отложений среднего—верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона.

Скважина Г-9 заложена в сводовой части Бозобинской структуры для поисков нефти и газа в подсолевых нижнепермских, каменноугольных и верхнедевонских отложениях. Девонские породы вскрыты на глубине 5020 м. По предварительным палеонтологическим и геофизическим данным они имеют

большое сходство с породами скв. Г-4. На основании находок комплексов фораминифер выделены отложения франского (5020—5310 м) и живетского (5310—5535 м) ярусов, представленные коричневато-серыми, детритовыми известняками. Помимо сходства разреза со скв. Г-4, обнаружено подобие репера по данным ГИС на границе девона и карбона. Выше репера палеонтологически обосновано наличие отложений серпуховского яруса.

По данным четырех скважин для восточной бортовой зоны Прикаспия составлен сводный разрез девона (рис. 3). Нижняя граница девона несогласная, характеризуется трансгрессивным контактом нижнего девона и, возможно, фундамента (скв. Г-5). Верхняя граница также имеет трансгрессивный контакт с нижнекаменноугольными отложениями. В каждой из скважин наблюдается выпадение из разреза стратонов различного ранга.

Амплитуда стратиграфического несогласия отличается диапазоном прониновения в каждую из пограничных систем. В скв. Г-5 основной объем несогласия распространяется на девон и в меньшей степени на нижний карбон. В скв. Г-4 размах несогласия измеряется примерно равными объемами каждой из пограничных систем. В скв. Г-1 несогласие только констатируется, однако объем его неясен.

В заключение можно отметить следующее.

Нижне-, средне- и верхнедевонские отложения представлены карбонатными породами, среди которых преобладают биогенные (кораллово-водорослевые) в различной степени перекристаллизованные разности. Пилитоморфные и шламовые известняки встречаются реже.

В результате корреляции изучаемых отложений с одновозрастными образованиями северной бортовой зоны выявлены черты сходства и различия. Отличительная особенность девона Актюбинского Прикаспия — стабильное развитие карбонатных пород и преобладание среди них известняков. В пределах северной бортовой зоны (см. рис. 1) породы имеют более сложный состав, обусловленный чередованием

карбонатного и терригенного осадконакопления.

Общим для девонских отложений северной и восточной бортовых зон является развитие стратиграфических несогласий на границе девона и карбона и внутри девона.

При сопоставлении с разрезами Урала и Приуралья установлено сходство верхне- и среднедевонских отложений восточной бортовой зоны соответственно с породами западного и восточного склонов Урала. Это, вероятно, свидетельствует о связи с процессами, протекающими на Урале.

Анализ литологического состава нижнекаменноугольных и девонских отложений, вскрытых скв. Г-4 и Г-1, позволяет полагать, что начиная с девона Енбекский свод представлял собой крупный приподнятый участок с мелководным карбонатным осадконакоплением, куда не поступал обломочный материал.

Данные, полученные при бурении скв. Г-5, указывают на то, что западная часть Жаркамысского свода в девоне также была приподнята и здесь происходило карбонатонакопление.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Овнатанова Н. С. Палеозойские конодонты Карачаганакского месторождения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 78—89.
2. Петрова Л. Г. Фораминиферы среднего девона восточного склона Урала // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее складчатого обрамления. Новосибирск, 1981. С. 81—101.
3. Проблемы стратиграфии Урала (девонская система) / Под ред. В. А. Маслова. — Свердловск, 1990 (Препринт/УО АН СССР. Ин-т геологии и геохимии).
4. Сабиров А. А. Раннедевонские фораминиферы Урмитанского разреза (северный склон Зеравшанского хребта) // Новые виды ископаемой фауны и флоры Таджикистана. Душанбе, 1984. С. 5—13.
5. Стратиграфия девона северо-восточной при- бортовой зоны Прикаспийской синеклизы / А. Д. Архангельская, Н. Б. Гишман, Т. Е. Ермолова и др. // Сов. геология. 1987. № 5. С. 36—47.
6. Чувашов Б. И. Фораминиферы девона и перми Урала // Тр. Ин-та геологии. Свердловск, 1962. С. 1—92.
7. Ziegler W. Conodont stratigraphy of the European Devonian // Geol. Soc. Am. Mem. 1971. N 127. P. 227—284.

Принята редколлегией 30 сентября 1991 г.

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ, АВТОРОВ!

ЖУРНАЛ «ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ» публикует **ИНФОРМАЦИЮ, РЕКЛАМНЫЕ ОБЪЯВЛЕНИЯ И РЕКЛАМУ** научных разработок, методик, приборов, оборудования, современных технологий геологоразведочных работ, средств вычислительной техники, выпускаемых книг, карт, атласов и других материалов.

Реклама может охватывать разработки не только в области геологии, но и в смежных науках.

Оплата производится по общепринятым расценкам и может быть установлена по взаимной договоренности.

*Материалы просим направлять
по адресу:
113545, г. Москва,
Варшавское шоссе, 129б, ЦНИГРИ,
редакция журнала
«Отечественная геология».
тел. 315-28-47.*

ЖУРНАЛ «ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ» продолжит выпуск **ТЕМАТИЧЕСКИХ НОМЕРОВ**, отражающих основные приоритетные работы одной или нескольких близкопрофильных организаций, а также специальных номеров по отдельным регионам.

В номере необходимо помещать соответствующий информационный и рекламный материал.

Все статьи, а также план тематического номера в целом рассматриваются редколлегией журнала.

Редакционная подготовка и выпуск утвержденного редколлегией тематического номера осуществляются в ускоренном порядке.

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

ЯНВАРЬ ● JANUARY

Пн.	Вт.	Ср.	Чт.	Пт.	Сб.	Вс.
				1	2	3
4	5	6	7	8	9	10
11	12	13	14	15	16	17
18	19	20	21	22	23	24
25	26	27	28	29	30	31
Мо.	Tu.	Wd.	Th.	Fr.	Sa.	Su.

АПРЕЛЬ ● APRIL

Пн.	Вт.	Ср.	Чт.	Пт.	Сб.	Вс.
			1	2	3	4
5	6	7	8	9	10	11
12	13	14	15	16	17	18
19	20	21	22	23	24	25
26	27	28	29	30		
Мо.	Tu.	Wd.	Th.	Fr.	Sa.	Su.

ФЕВРАЛЬ ● FEBRUARY

Пн.	Вт.	Ср.	Чт.	Пт.	Сб.	Вс.
1	2	3	4	5	6	7
8	9	10	11	12	13	14
15	16	17	18	19	20	21
22	23	24	25	26	27	28
Мо.	Tu.	Wd.	Th.	Fr.	Sa.	Su.

МАЙ ● MAY

Пн.	Вт.	Ср.	Чт.	Пт.	Сб.	Вс.
					1	2
3	4	5	6	7	8	9
10	11	12	13	14	15	16
17	18	19	20	21	22	23
24	25	26	27	28	29	30
31						
Мо.	Tu.	Wd.	Th.	Fr.	Sa.	Su.

МАРТ ● MARCH

Пн.	Вт.	Ср.	Чт.	Пт.	Сб.	Вс.
1	2	3	4	5	6	7
8	9	10	11	12	13	14
15	16	17	18	19	20	21
22	23	24	25	26	27	28
29	30	31				
Мо.	Tu.	Wd.	Th.	Fr.	Sa.	Su.

ИЮНЬ ● JUNE

Пн.	Вт.	Ср.	Чт.	Пт.	Сб.	Вс.
	1	2	3	4	5	6
7	8	9	10	11	12	13
14	15	16	17	18	19	20
21	22	23	24	25	26	27
28	29	30				
Мо.	Tu.	Wd.	Th.	Fr.	Sa.	Su.

1993

ИЮЛЬ ● JULY

Пн.	Вт.	Ср.	Чт.	Пт.	Сб.	Вс.
			1	2	3	4
5	6	7	8	9	10	11
12	13	14	15	16	17	18
19	20	21	22	23	24	25
26	27	28	29	30	31	
Мо.	Tu.	Wd.	Th.	Fr.	Sa.	Su.

ОКТАБРЬ ● OCTOBER

Пн.	Вт.	Ср.	Чт.	Пт.	Сб.	Вс.
				1	2	3
4	5	6	7	8	9	10
11	12	13	14	15	16	17
18	19	20	21	22	23	24
25	26	27	28	29	30	31
Мо.	Tu.	Wd.	Th.	Fr.	Sa.	Su.

АВГУСТ ● AUGUST

Пн.	Вт.	Ср.	Чт.	Пт.	Сб.	Вс.
						1
2	3	4	5	6	7	8
9	10	11	12	13	14	15
16	17	18	19	20	21	22
23	24	25	26	27	28	29
30	31					
Мо.	Tu.	Wd.	Th.	Fr.	Sa.	Su.

НОЯБРЬ ● NOVEMBER

Пн.	Вт.	Ср.	Чт.	Пт.	Сб.	Вс.
1	2	3	4	5	6	7
8	9	10	11	12	13	14
15	16	17	18	19	20	21
22	23	24	25	26	27	28
29	30					
Мо.	Tu.	Wd.	Th.	Fr.	Sa.	Su.

СЕНТЯБРЬ ● SEPTEMBER

Пн.	Вт.	Ср.	Чт.	Пт.	Сб.	Вс.
		1	2	3	4	5
6	7	8	9	10	11	12
13	14	15	16	17	18	19
20	21	22	23	24	25	26
27	28	29	30			
Мо.	Tu.	Wd.	Th.	Fr.	Sa.	Su.

ДЕКАБРЬ ● DECEMBER

Пн.	Вт.	Ср.	Чт.	Пт.	Сб.	Вс.
		1	2	3	4	5
6	7	8	9	10	11	12
13	14	15	16	17	18	19
20	21	22	23	24	25	26
27	28	29	30	31		
Мо.	Tu.	Wd.	Th.	Fr.	Sa.	Su.

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами:

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописи, включая таблицы и список литературы; текст и таблицы печатаются через два интервала, на одной стороне листа, поля оставляются с левой стороны, все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи (1-й и 2-й).

2. Рисунки и другие графические материалы (не более 3-х) прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала (215×135 мм). Рисунки представляются на кальке, ватмане или в виде фотокопии (только на глянцевой бумаге). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должно обеспечивать его читаемость после возможного уменьшений. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице. Цветные рисунки и фотографии не принимаются.

3. Список литературы (не более 15 названий) дается в сквозной нумерации в алфавитном порядке: на фамилию первого автора, если авторов не более трех, и на первое слово заглавия, если авторов более трех (в последнем случае авторы указываются сразу после названия работы), иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на использованную литературу даются соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные работы.

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

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

6. Рукопись подписывается автором (авторами), в конце ее приводится фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес и телефон (домашний и служебный).

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

Типы разрезов авзянской свиты среднего рифея

А. В. МАСЛОВ (ИГиГ УрО РАН)

Авзянская свита, объединяющая весьма разнообразные терригенные и карбонатные породы, на Южном Урале завершает разрез среднего рифея. Это не только единственный в пределах Башкирского мегантиклинория (БМА) уровень, где наблюдаются строматолиты комплекса II [9], но и, пожалуй, наиболее интересное подразделение стратотипического разреза рифея с точки зрения металлогении [5, 7, 10]. К отложениям авзянской свиты приурочено наибольшее число известных в регионе месторождений и проявлений бурых железняков, полиметаллических и медных руд, барита (Л. В. Анфимов, 1988). На данном уровне известны также месторождения и проявления магнезита, проявления сидерита и анкерита. Все это требует внимательного подхода к анализу вопросов, связанных с изучением авзянского уровня среднего рифея БМА, начиная от выяснения особенностей строения разрезов и их типизации и кончая металлогенической специализацией толщ и генезисом рудных скоплений.

Статья посвящена типизации разрезов авзянского уровня на основании их литолого-фациального изучения и реконструкции с учетом главных особенностей развития бассейна седиментации в конце среднего рифея на территории БМА. По составу авзянская свита расчленяется на шесть подсвит (толщ) — катакскую, малоинзерскую, ушаковскую, куткурскую, реветскую и тюльменскую. Первая, третья и пятая снизу подсвиты сложены хемогенными и фитогенными (строматолитовыми) карбонатными породами с подчиненными им прослоями глинистых сланцев и алевролитов. Малоинзерская и куткурская подсвиты представлены преимущественно пакетами и пачками переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников или сланцев и алевролитов. В ряде разрезов этих двух подсвит терригенные породы содержат некоторое количество углеродистого материала. Тюльменская подсвита имеет терригенно-карбонатный состав. Общая мощность свиты 1100—1800 м [9].

В. А. Романов (1973) выделил три типа разрезов авзянской свиты. В разрезах первого — западного — типа (Кургасская антиклиналь, верховья рек Малый Нугуш, Куша и др.) отмечаются преобладание терригенных пород над карбонатными и их частые фациальные взаимопереходы. Слабая выраженность здесь ушаковской подсвиты обуславливает как бы трехчленное строение свиты. Разрезы второго типа, в которых хорошо индивидуализированы все три толщи (подсвиты), характерны для центральной части БМА. В разрезах восточного типа (Тирлянская синклиналь, верховья р. Ай) преобладают терригенные породы, а карбонатные образования катакской и ушаковской подсвит замещаются глинистыми сланцами.

В. В. Радченко и Р. С. Казаков [8] в пределах западного крыла БМА наметили ряд типов разрезов, сменяющих друг друга с севера на юг в такой последовательности. В разрезах инзерского типа (до широты пос. Тукан) авзянская свита представлена в основном хемогенными и строматолитовыми известняками и доломитами, а также пачками переслаивания алевролитов и глинистых сланцев. В разрезах туканского типа (от пос. Тукан до верховьев р. Большой Нугуш) она в нижней части объединяет известняки, различные по составу и окраске сланцы, песчаники и алевролиты, в верхней — сложена доломитами с прослоями терригенных пород. Для нижней и верхней частей свиты в нугушском типе характерны доломиты, для средней — глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники и песчаные доломиты. С севера на юг мощность свиты возрастает от 800 до 1500 м и более. В разрезах кужинского типа свита представлена только двумя нижними толщами (верхние размыты [8]), мощность которых около 800—900 м, т. е. почти равна мощности свиты в инзерском типе.

Можно ли считать, что перечисленные типы разрезов авзянского уровня характеризуют различные «структурно-фациальные» зоны мегантиклинория?

По-видимому, на этот вопрос следует ответить отрицательно, т. к. в упомянутых публикациях не говорится о том, какими фациальными типами осадков сложены те или иные разрезы и, что также немаловажно, о взаимосвязи их со структурным планом конца среднего рифея. Поэтому в основу предлагаемой типизации разрезов авзянской свиты, как и верхнерифейских отложений БМА, положены материалы литолого-фациального изучения разрезов в различных районах мегантиклинория, а также данные геологосъемочных и тематических работ С. А. Зорина, Р. С. Казакова, А. В. Ключихина, В. В. Радченко, З. М. Ротарь, А. Ф. Ротаря, А. Н. Черноостровца и др.

Авзянская свита представлена тремя крупными комплексами осадков — прибрежно-морскими, мелководно-морскими и относительно удаленными от побережья. Прибрежно-морские образования объединяют как терригенные, так и терригенно-карбонатные фации. Это песчаные, песчано-алевритоглинистые осадки участков чередования субаквальных и субаэральных режимов седиментации, (песчано)-алевритоглинистые осадки районов интенсивных подводных (приливно-отливных?) течений, пакеты чередования углеродистоглинистых алевролитов, известняков и плоскообломочных карбонатных брекчий и др. Наиболее характерные текстурные особенности прибрежно-морских образований — различные типы косой слоистости, знаки ряби с наложенными на них трещинами усыхания, мелкие врезы, промоины и каналы, многочисленные горизонты плоскообломочных брекчий в карбонатных породах. Мелководно-морские отложения — это разнообразные пакеты и пачки переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и (или) мелкозернистых песчаников, пачки мергелистых, глинистых и фитогенных карбонатных пород и ряд других ассоциаций, основные признаки которых — отсутствие текстур-индикаторов периодического осушения осадков, преимущественно пологоволнистое чередование в разрезах различных литологических типов пород, присутствие сублиторальных фитогенных образований, наличие мелкой косой слоистости и знаков ряби течения. Относительно удаленные от берега и глубоководные (?) отложения представлены тонкозернистыми массивными

или неясно-, тонкослоистыми алевролитами и (или) глинистыми сланцами, массивными или с неясной тонкой горизонтальной слоистостью хемогенными (?) доломитами, а также пачками известняков или доломитов с маломощными прослоями глинистых сланцев.

Рассмотрим характер распределения отложений различного состава и генезиса в разрезах авзянской свиты.

Катаскинская подсвита в южных районах БМА в нижней части представлена доломитами с прослоями глинистых сланцев, по-видимому, морского генезиса и пестроцветными терригенно-карбонатными пачками переслаивания, формировавшимися в прибрежных обстановках (рис. 1). В верхней части разреза развиты преимущественно карбонатные осадки относительно удаленных от побережья зон бассейна и фитогенные сублиторальные образования. Северо-восточнее, в Приавзянском районе, в нижней части подсвиты преобладают фитогенные карбонатные осадки, сменяющиеся вверх по разрезу мелководно-морскими и прибрежно-морскими терригенно-карбонатными отложениями. К северу от широты пос. Верхний Авзян характер разрезов катаскинской подсвиты несколько изменяется. В нижней ее части, как и в Кужинско-Нугушском районе, наблюдаются красноцветные терригенно-карбонатные пачки переслаивания, но в основном здесь развиты доломиты и пакеты переслаивания их с глинистыми сланцами морского и мелководно-морского генезиса. Близкий к описанному облик имеют разрезы Инзерского синклинория. В междуречье Катав—Юрюзань в верхней части подсвиты значительно возрастает по сравнению с районами Инзерского синклинория роль сублиторальных фитогенных карбонатных осадков, ассоциирующих с мелководно-морскими глинистыми известняками и пачками переслаивания известняков и глинистых сланцев. В окрестностях г. Куся строматолитовые разности карбонатов не установлены и почти весь разрез сложен хемогенными доломитами, формировавшимися в удаленных от берега зонах.

Таким образом, выделяются три типа разрезов катаскинской подсвиты. Первый из них характерен для северо-восточных районов БМА и состоит преимущественно из карбонатных осадков удаленных от побережья зон бассей-

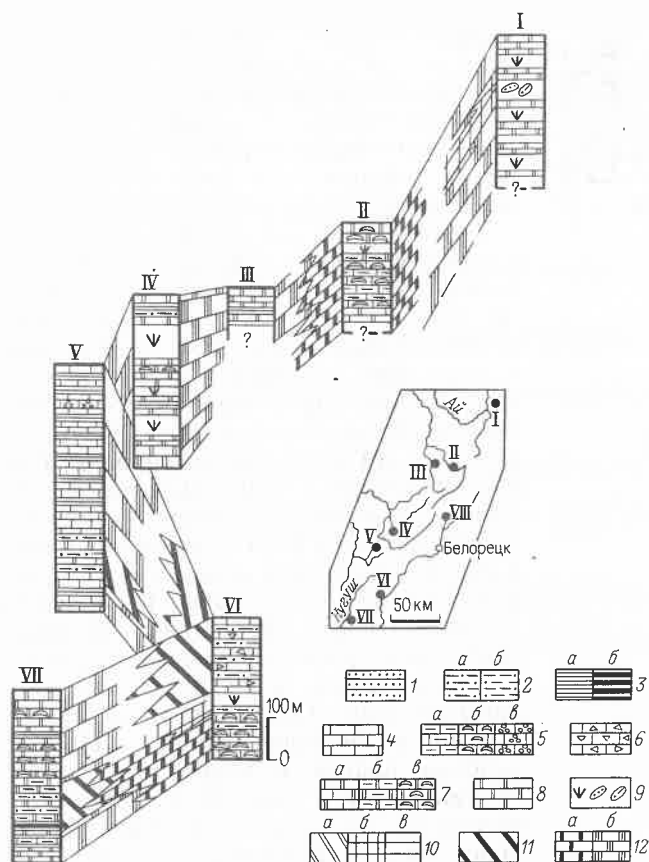


Рис. 1. Литолого-фациальный профиль отложений каташкинской подсвиты авзянской свиты:

литологические типы пород: 1 — песчаники, 2 — алевролиты (а — крупнозернистые, б — мелкозернистые), 3 — сланцы (а — глинистые, б — углеродисто-глинистые), 4 — известняки, 5 — известняки (а — глинистые, б — строматолитовые, в — микрофитолитовые), 6 — плоскообломочные известняковые брекчии, 7 — доломиты (а — известковистые, доломитистые известняки, б — глинистые, в — строматолитовые), 8 — доломиты, 9 — закрытые интервалы разрезом; комплексы отложений: 10 — терригенные (а — прибрежно-морские, б — мелководно-морские, в — удаленных от берега зон бассейна), 11 — карбонатные и терригенно-карбонатные прибрежно-морского генезиса, 12 — карбонатные (а — мелководно-морские, б — морские); I — руч. Малый Багруш, II — р. Юрюзань, III — г. Катав-Ивановск, IV — руч. Каташкин, V — пос. Тукан, VI — пос. Верхний Авзян, VII — р. Куша, VIII — р. Терженка

на. Ко второму типу могут быть отнесены разрезы центральной части БМА, представленные в основном мелководно-морскими карбонатными и глинисто-карбонатными породами. В наиболее западных из них среди мелководных образований появляются пестроцветные прибрежно-морские терригенно-карбонатные осадки. К третьему типу принадлежат, по-видимому, разрезы в окрестностях пос. Верхний Авзян, для которых типично преобладание в нижней части подсвиты фитогенных и хемогенных известняков, а в верхней — пачек переслаивания известняков, углеродистых мелкозернистых алевролитов, глинистых и углеродисто-глинистых сланцев и плоскообломочных карбонатных брекчий крайне мелководного генезиса.

Малоинзерская подсвита сложена исключительно терригенными породами мелководно-морского и морского генезиса (рис. 2). В наиболее южных районах, в бассейне р. Куша, данный уровень представлен разнообразными пачками переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и мелко-

зернистых песчаников. Близкий облик характерен и для разрезов Приавзянского района. К северо-западу от пос. Верхний Авзян, в Зигазино-Комаровском рудном районе, роль тонкозернистых терригенных осадков возрастает. Среди глинистых сланцев появляются маломощные прослои карбонатных пород. Соотношение мелководно-морских и собственно морских осадков в данном районе примерно равное. В междуречье Катав—Юрюзань в составе малоинзерской подсвиты преобладают пакеты переслаивания алевролитов, песчаников и глинистых сланцев мелководно-морского генезиса, а в районе г. Куша в верхней части подсвиты значительная роль принадлежит пакетам и пачкам чередования углеродисто-глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников с многочисленными трещинами усыхания, т. е. образованиям прибрежного часто пересыхавшего мелководья. На восточном крыле мегантиклинория (бассейн р. Терженка) в составе малоинзерской подсвиты преобладают тонко-, горизонтально-полосчатые или массивные гли-

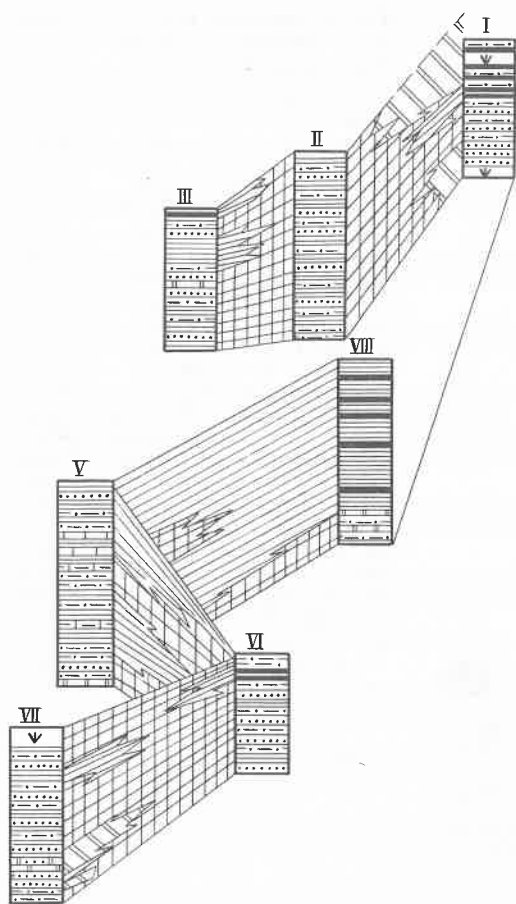


Рис. 2. Литолого-фациальный профиль отложений малоинзерской подсвиты авзянской свиты: усл. обозн. см. рис. 1

нистые и филлитовидные сланцы с подчиненными им пакетами углеродисто-глинистых разностей, формировавшиеся, вероятно всего, в удаленных зонах бассейна.

Разрезы малоинзерской подсвиты, как и катавской, подразделяются на три типа. Разрезы первого типа почти полностью представлены тонкозернистыми терригенными осадками, формировавшимися на большом удалении от береговой линии (р. Терженка и др.). Разрезы второго типа преимущественно сложены пачками переслаивания сланцев, алевролитов и (или) песчаников мелководно-морского генезиса (реки Юрюзань, Куша и др.). Переходными между первым и вторым типами могут быть разрезы в окрестностях поселков Тузан и Верхний Авзян, у г. Катав-Ивановск и др., сложенные как мелководно-морскими, так и тонкозернистыми терригенными собственно морскими образованиями. К третьему типу

можно отнести разрезы на северо-востоке БМА. Нижняя часть малоинзерской подсвиты представлена здесь преимущественно пачками переслаивания мелководно-морского происхождения, верхняя — прибрежно-морскими осадками.

Ушаковская подсвита в одних случаях сложена относительно однородной толщей карбонатов (40—60 м), в других к ним снизу или сверху «добавляется» 70—80-метровая толща переслаивания карбонатных и терригенных пород. Приняв в качестве собственно ушаковской подсвиты (в узком смысле) существенно карбонатную (монопородную) пачку, мы видим, что изменение разрезов данного уровня от района к району БМА выражается лишь в смене известняков доломитами и присутствии или отсутствии фитогенных сублиторальных образований. В этой связи для рассматриваемого уровня можно выделить, вероятно, только подтипы разрезов. Так, у бывшего пос. Кысык на р. Большой Шаик, в Приавзянском районе и ряде других мест строматолиты в разрезе подсвиты отсутствуют, тогда как у г. Катав-Ивановск, на руч. Катаскин они отчетливо выражены.

Куткурская подсвита на юго-западе БМА (в бассейне рек Большой Шаик и Бретьяк) преимущественно состоит из пакетов и пачек переслаивания песчаников и алевролитов или песчаников, алевролитов и глинистых сланцев мелководно-морского генезиса (рис. 3). К северу и востоку они замещаются тонкозернистыми терригенными образованиями, что хорошо видно на примере разрезов у поселков Тузан и Верхний Авзян. В Инзерском синклинии тонкозернистые терригенные осадки морского генезиса характерны для нижних и верхних горизонтов подсвиты, средние сложены мелководно-морскими породами. На восточном крыле БМА мелководно-морские песчано-алевритовые отложения наблюдаются в нижней части куткурской подсвиты, верхняя в основном представлена глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, формировавшимися на значительном удалении от источников сноса.

Исходя из фациального облика осадков, слагающих разрезы куткурской подсвиты, последние можно подразделить на два типа. Первый из

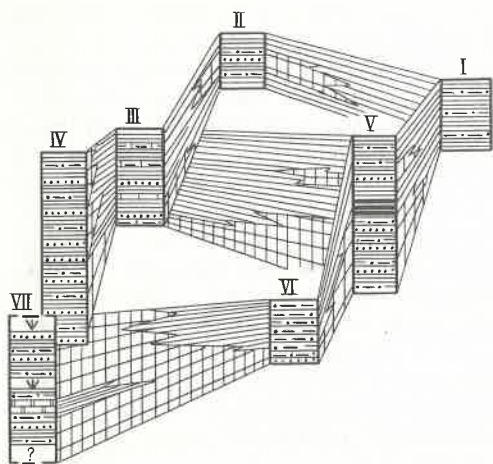


Рис. 3. Литолого-фациальная блок-диаграмма отложений куткурской подсвиты авзянской свиты:

I — р. Терженка, II — руч. Катаскин, III — пос. Тукан, IV — д. Большой Бретьак, V — руч. Кухтур, VI — пос. Верхний Авзян, VII — р. Шаик; остальные усл. обозн. см. рис. 1

них полностью или почти полностью представлен терригенными осадками собственно морского генезиса (р. Терженка, поселки Тукан и Верхний Авзян). Разрезы второго типа (р. Большой Шаик, р. Большой Нугуш у д. Большой Бретьак) сложены в основном пакетами переслаивания различного типа мелководно-морского генезиса. Между двумя типами существуют переходные разрезы (по ручьям Катаскин и Кухтур), в которых наряду с мелководно-морскими пачками переслаивания присутствуют относительно выдержанные пачки глинистых сланцев и мелкозернистых алевролитов собственно морского генезиса.

На территории БМА известно незначительное число разрезов реветской подсвиты. Это с учетом их слабой дифференцированности в фациальном плане не позволяет проанализировать изменчивость строения подсвиты. В разрезах подсвиты преобладают собственно морские образования карбонатного состава при подчиненной встречаемости сублиторальных фитогенных осадков. В результате крупномасштабных геологосъемочных работ в бассейне р. Зилим (А. В. Клочихин и др., 1985) установлено, что в западных районах БМА реветская подсвита постепенно «расклинивается» терригенными пачками мелководно-морского генезиса.

Т ю л ь м е н с к а я п о д с в и т а

сложена, по-видимому, в основном мелководно-морскими образованиями. В ее типовом разрезе у хр. Беягуш выделяются две пачки [9]. Нижняя пачка — преимущественно серо- и пестроцветные алевролиты и глинистые доломиты, верхняя — мелкозернистые зеленоватосерые песчаники с прослоями тонкоплитчатых алевролитов. В бассейне верхнего течения р. Зилим тюльменская толща представлена глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, пелитоморфными доломитами и доломитами с терригенной примесью (А. В. Клочихин и др., 1985). Какие-либо пачки, аналогичные пачкам стратотипического разреза, здесь отсутствуют. В пос. Верхний Авзян в нижней части толща сложена чередующимися алевролитами и глинистыми сланцами, среди которых присутствуют маломощные прослои доломитов и песчаников, в верхней — пестроцветными глинистыми сланцами с прослоями песчаников. Северо-восточнее, у д. Кагарманово, выше реветской подсвиты вскрыта терригенно-карбонатная толща, имеющая трехчленное строение (З. М. Ротару и др., 1984). Нижние ее горизонты сложены глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, средние — глинистыми сланцами и доломитами. Верхняя пачка представлена в основном глинистыми сланцами, пакетами чередования сланцев и доломитизированных известняков, а также охристыми рудами. В бассейне верхнего течения р. Белая в окрестностях бывшей д. Миселя к тюльменской толще, по данным А. И. Иванова и А. Ф. Ротару, можно отнести залегающую выше реветских доломитов преимущественно сланцевую пачку. На севере БМА, в среднем течении р. Ай, к рассматриваемому нами уровню условно можно отнести маломощную пестроцветную пачку переслаивания алевролитов и глинистых сланцев, расположенную выше преимущественно сероцветной, существенно доломитовой толщи, сопоставляемой Ф. В. Пискуновым и др. (1983) с реветским уровнем.

Таким образом, разрезы тюльменской подсвиты в различных районах мегантиклинория не похожи ни на стратотипический разрез на р. Тюльма, ни друг на друга. Выделить какие-либо типы разрезов данного уровня, характерные для значительной части террито-

рии БМА, пока не представляется возможным.

Изучение строения разрезов авзянской свиты с учетом генезиса слагающих их пород позволяет наметить на территории современного БМА ряд фациальных зон (рис. 4) и реконструировать основные особенности развития бассейна осадконакопления. Наиболее хорошо фациальные зоны выражены на катакском, малоинзерском и куткурском уровнях. Монопородные карбонатные подразделения (ушакская и реветская подсвиты) дифференцированы в фациальном отношении значительно слабее. Весьма вероятно, что это обусловлено неравномерным, пульсирующим характером трансгрессии конца юрматиния. Как известно, подстилающие авзянскую свиту отложения имеют существенно терригенный состав

и формировались в условиях частого чередования субаквального и субаэрального режимов осадконакопления [4], предположительно в континентальных (озерных) обстановках. Начало авзянского времени в определенной степени унаследовало подобный «набор» обстановок седиментации, что следует из тесной ассоциации в разрезах катакской подсвиты прибрежно- и мелководно-морских образований, хотя наряду с ними впервые для юрматиния в эту эпоху появляются и карбонатные осадки относительно удаленных от побережья зон бассейна, маркирующие завершение первого импульса трансгрессии.

В малоинзерское время преимущественно накапливались терригенные осадки мелководно-морского генезиса и удаленные от побережья собственно

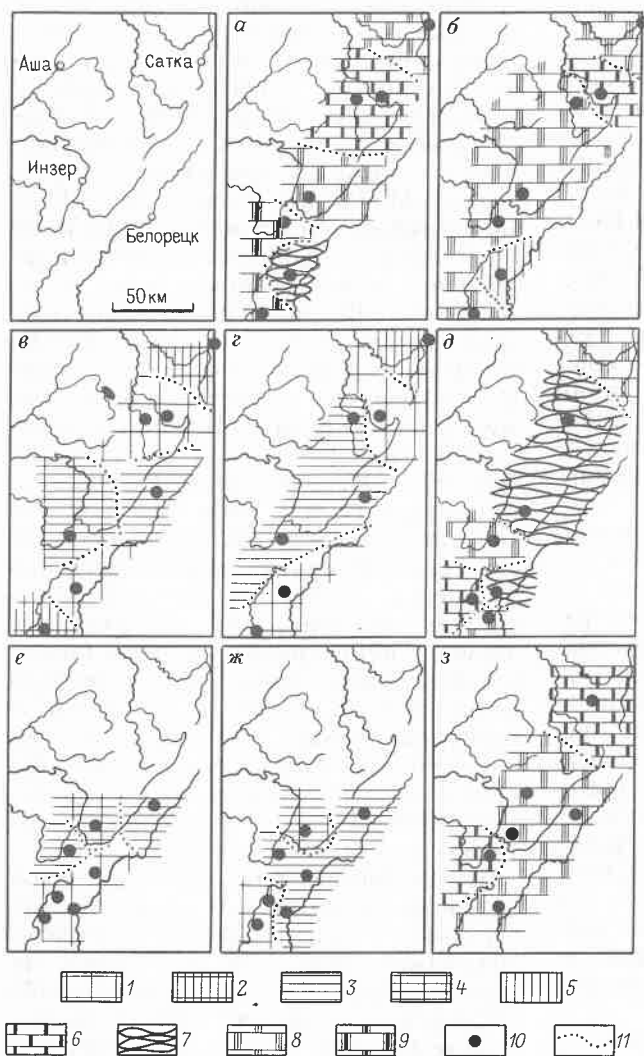


Рис. 4. Схематические литолого-палеогеографические карты различных интервалов авзянского времени:

палеогеографические зоны: 1 — устойчивой мелководно-морской седиментации с накоплением терригенных осадков, 2 — то же, но с признаками периодического осушения, 3 — устойчивой морской терригенной седиментации, 4 — то же, но с признаками периодического появления мелководно-морских обстановок, 5 — прибрежно-морской терригенной седиментации, 6 — районы накопления мелководно-морских хемогенных карбонатов, 7 — то же, с накоплением фитогенных карбонатов, 8 — морского карбонатонакопления, 9 — области накопления пестроцветных терригенно-карбонатных осадков прибрежно-морского генезиса; 10 — местоположение разрезов; 11 — границы палеогеографических зон; а — начало катакского, б — конец катакского, в — начало малоинзерского, г — конец малоинзерского времени; д — ушакское время, е — начало куткурского, ж — конец куткурского времени, з — реветское время

морские комплексы. Прибрежно-морские отложения развиты менее широко, но все же встречаются. Распределение фациальных зон на малоинзерском уровне отчетливо субширотное. Вышележащий, ушаковский, уровень представлен исключительно сублиторальными фитогенными и хемогенными морскими образованиями и может рассматриваться, по-видимому, как завершение второго импульса трансгрессии. В целом ушаковский уровень маркирует первую для среднего рифея крупную (региональную) фазу установления нормально-морских обстановок седиментации на территории БМА.

Третий импульс вновь начинается с формирования терригенных осадков мелководно-морского и морского генезиса (куткурская подсвита). В отличие от малоинзерского на куткурском уровне не фиксируются прибрежно-морские, исключительно мелководные, ассоциации. Следовательно, можно предполагать, что на рассматриваемой территории в бассейне осадконакопления в это время отсутствовали участки с чередованием субаквальных и субаэральных режимов седиментации, а бассейн имел, вероятно, несколько иной батиметрический профиль, по крайней мере, в пределах данной территории. Кульминации третья фаза трансгрессии достигла в реветскую эпоху. Мощность сходных фациальных типов осадков на реветском уровне в 8—10 раз больше, чем на ушаковском; прибрежно-морские ассоциации отсутствуют, а роль сублиторальных фитогенных осадков невелика. Следовательно, фазы карбонатонакопления в авзянское время отвечают эпохам локальных (региональных) максимумов трансгрессии, чередующимся с фазами некоторого обмеления бассейна. Весьма показательна и более слабая фациальная дифференциация отложений ушаковского и реветского уровней по сравнению с катаским, предполагающая с течением времени расширение зон карбонатонакопления и нарастание трансгрессии. Значительная мощность и достаточно хорошая выдержанность разрезов реветской подсвиты на большей части территории БМА указывает на формирование здесь в самом конце юрматиния в стабильных тектонических обстановках крупного сравнительно мелководного эпиконтинентального морского бассейна.

Общая эволюция среднерифейского бассейна осадконакопления на западном склоне Южного Урала значительно отличается от таковой ранне- и поздне-рифейского бассейнов. Прежде всего это видно на примере карбонатных уровней. Исходя из представлений о подобии строения всех трех осадочных серий стратотипа рифея [1, 3], следовало бы ожидать, по аналогии с бурзянием и каратавием, появление карбонатных отложений в средней части юрматиния. Однако это не наблюдается. Практически весь доавзянский разрез юрматинской серии сложен различными терригенными и вулканогенными породами, формировавшимися преимущественно в континентальных обстановках (машакский уровень [6]) или в условиях крайне мелководного бассейна (зигальгинская и зигазино-комаровская свиты [4]). Только начиная с авзянского уровня, т. е. в самом конце юрматиния, в бассейне появляются карбонатные отложения различного фациального облика, свидетельствующие об установлении морского режима осадконакопления.

В разрезах нижнего рифея основная масса карбонатов тяготеет к средней части серии (саткинская, большеинзерская и суранская свиты), а в верхнем рифее уже отмечаются два уровня карбонатонакопления — катавско-подинзерский и миньярский, характерные для средней и верхней частей каратауской серии. Авзянская свита не похожа по строению ни на саткинскую или суранскую, ни тем более на катавскую или миньярскую. Наиболее существенное ее отличие — цикличность отложений. Однако ясности в понимании ее до настоящего времени нет.

Так, А. И. Олли (1948) полагал, что цикличность авзянского уровня носит трансгрессивный характер. При этом карбонатные отложения катауской подсвиты рассматривались им как завершающий член «серегинского цикла», начинавшегося терригенными образованиями зигазино-комаровской свиты. Два других цикла, также начинались, по мнению А. И. Олли, терригенными отложениями (малоинзерская и куткурская толщи) и венчались карбонатными*. По-иному тракту-

* Именно цикличность разреза, а не традиционно установившееся понимание объемов тех или иных свит положена А. И. Олли в основу схемы стратиграфии «древних толщ».

ется тип циклов авзянского уровня в более поздних работах [9 и др.], что связано, по-видимому, с некоторой переоценкой значения границ свит как «естественных» границ циклов и формаций. Выделение в середине 70-х годов выше реветских доломитов терригенно-карбонатной тюльменской толщи способствовало появлению представлений о регрессивном строении циклов авзянской свиты. При этом за начало циклов приняты карбонатные подсвиты — катаскинская, ушаковская и реветская, что отразилось в новой модели расчленения авзянской свиты [1, 2]. Нам представляется более правильной точка зрения А. И. Олли, т. к. данные литолого-фациального изучения разрезов среднего рифея вполне определенно указывают на наличие в развитии бассейна седиментации катаскинского времени особенностей, унаследованных от предыдущей эпохи. В этом случае тюльменская толща не может иметь, как предполагает В. И. Козлов [1, 2], переходный, между средне- и поздне-рифейским комплексами, характер, а является, по-видимому, началом нового, четвертого, цикла авзянской свиты, верхняя часть которого оказалась уничтоженной в эпоху предзильмердакского перерыва.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология и перспективы нефтегазоносности Урала*/М. А. Камалетдинов, Ю. В. Казанцев,

- Т. Т. Казанцева и др. — М.: Наука, 1988.
2. *Козлов В. И.* Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Башкирского Урала// Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. Свердловск, 1978. С. 3—15.
3. *Козлов В. И.* Стратотип рифея Южного Урала//Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1986. С. 6—16.
4. *Маслов А. В.* «Сверхмелководные» осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала// Литология и полезные ископаемые. 1989. № 2. С. 28—42.
5. *Основные черты металлогении Южного Урала*/И. Б. Серавкин, А. А. Макушин, В. И. Козлов и др./Металлогения Южного Урала. Уфа, 1986. С. 5—16.
6. *Парначев В. П., Ротарь А. Ф., Ротарь З. М.* Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). — Свердловск: УрО АН СССР, 1986.
7. *Прокин В. А., Верховцев В. А.* Металлогеническое развитие западного склона Урала// Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, 1984. С. 78—85.
8. *Радченко В. В., Казаков Р. С.* Особенности геологического строения западного крыла Башкирского мегантиклинория (в пределах Кужинско-Зилимской мегасинклинали) в связи с рудоносностью//Геология докембрия Южного Урала. Уфа, 1980. С. 3—8.
9. *Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология*/Отв. ред. Б. М. Келлер, Н. М. Чумаков//Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 377.
10. *Эволюция металлогении Урала в процессе формирования земной коры*/Отв. ред. А. М. Дымкин, В. М. Нечехун. — Свердловск. УрО АН СССР, 1988.

Принята редколлегией 24 июня 1991 г.

Корреляция полицикличности «стратиграфических» подразделений докембрия

В. М. ВЕНИДИКТОВ (Институт геохимии и физики минералов АН Украины)

Применимость к докембрию стратиграфического расчленения, основанного на закономерностях осадочной и магматической геологии, обсуждается давно [1, 6, 9, 13, 14]. Детальный структурно-парагенетический анализ показывает, что полициклическими и полихронными являются не только комплексы, серии и конкретные формации, но и отдельные породы, а также минералы [1, 2, 11]. В последнем случае каждой фазе $D_n^m - M_n^m$ соответствуют разновозрастные генерации. Так как новая $D_n^m - M_n^m$ в общем случае неравномерна по степени деформации, насыщенности флюидами и PT -режиму, то обычно остаются бронированные или законсервированные мезо-, макро- и микрореликты пород, парагенезисов минералов и отдельных порфирокластов предыдущих $D_{(n-1)}^m - M_{(n-1)}^m$, даже при нало-

жении высоких степеней метаморфизма на низкие [1, 15]. В связи с этим каждая серия или комплекс представляют собой «винегрет» из остатков пород более ранних циклов и бластоктаклазитов, бластомилонитов, вторичных гнейсов, сланцев, псевдометапесчаников и других вторичных образований последующих циклов. При этом подобные ингредиенты залегают согласно друг с другом и входят в «разрез» серий или «ритмических толщ», например, акульской серии, хашчевато-завальевской свиты, шполянской толщи.

Редкие датировки древнего возраста (2,6—3,6 млрд лет), установленные в Гайворон-Завальевском блоке, Орехово-Павлоградской полосе, Приазовье, Верхнем Побужье и других районах, относятся именно к останцам и релитам геологического комплекса циклов I—II, развитого в те далекие времена по всему Украинскому щиту. Теоретически подобные цифры возможны для большинства стратиграфических подразделений докембрия, что доказывается все расширяющейся географией находок пород древнего возраста [4, 7] — осипенковская и белозерская свиты, рось-тикичская и тетеревская серии (новоград-волынская толща), литинский комплекс, сущано-пержанская зона и коростенский комплекс. Однако размеры подобных останцов и релитов, как правило, не превышают нескольких метров или десятков метров. Кроме того, выявлено большое число датировок ≤ 2 млрд лет. Поэтому нельзя распространять возраст древних останцов на всю серию или толщу. Последующие фазы $D^{3-5} - M^{3-5}$ в силу открытости природных систем и нередкого значительного привноса—выноса играют не пассивную, а активную роль (не только наложение деформаций и изменение парагенезисов, но и формирование нового вещества [6], например, образование магнетитовых кварцитов в Среднем Побужье). Большинство серий Украинского щита характеризуются одним и тем же широким диапазоном

* $D_n^m - M_n^m$ — фазы деформации—перекристаллизации (верхний индекс — номер цикла, нижний — номер фазы внутри цикла); S_n^m — плоскостные структуры соответствующей D_n^m ; M_n^m — в зависимости от контекста фазы метаморфо-метасоматических преобразований или продукты перекристаллизации $D_n^m - M_n^m$; γ_1 — «ранне- и соскладчатые» гранитоиды, преимущественно полосчатые плагиомигматиты; γ_2 — «позднескладчатые» гранитоиды, двуполовошпатовые; γ_3 — послескладчатые граниты и пегматиты, преимущественно калишпатовые [9]. Аб — альбит, Акт — актинолит, Анд — андалузит, Анп — антипертит, Ап — апатит, Апо — апофиллит, Би — биотит, Вэ — везувит, Вир — виридин, Вол — волластонит, Га — галенит, Гас — гастингсит, Ге — гетит, Гем — гематит, Гип — гиперстен, Гр — гранат вообще, Гро — гранат гроссуляр-андрадитового ряда, Грф — графит, Ил — ильменит, Кв — кварц, Кд — корунд, Ки — кианит, Кор — кордиерит, Клш — калишпат, Кум — куммингтонит, Мп — клинопироксен, Мп_{Аг} — глиноземистый клинопироксен, Мт — магнетит, Мус — мусковит, Ол — оливин, Пи — пирит, Пл — плагиоклаз, Пнт — пентландит, Прт — пирротин, Прф — пирофиллит, Рог — роговая обманка, Рог_{Чм} — чермакитовая роговая обманка, Рп — ортопироксен, Сил — силлиманит, Спе — спессартин, Спо — сподумен, Спф — сапфирин, Ст — ставролит, Сфа — сфалерит, Та — тальк, Ti-Мт — титаномagnetит, Ту — турмалин, Фи — фибролит, Хал — халцедон, Хл — хлорит, Хлд — хлоритоид, Хр — хромит, Це — цеолиты, Шп — шпинель, Эг — эгирин, Эп — эпидот. Верхний цифровой индекс — генерация минерала.

цифр в интервале 2—3 млрд лет, т. е. применение одних только изотопно-геохронологических методов неэффективно для возрастного расчленения.

Более результативны структурные и структурно-метаморфические методы [9, 13, 14]. Однако поскольку в одной и той же породе присутствует обычно несколько разновозрастных парагенетических ассоциаций, этот уровень исследований тоже недостаточен. Необходимо учитывать данные структурно-парагенетического анализа [2], позволяющего, в частности, увязать пороодообразующие и акцессорные минералы, что особенно важно для интерпретации геохронологии. Можно непосредственно проследить зарождение и разрушение той или иной генерации циркона, монацита, апатита, сфена и других минералов в связи с прохождением определенной фазы D_n^m — M_n^m . Комплекс исследований по возрастному расчленению включает и другие методы — геологический, палеонтологический, геофизический, аэрокосмический и проч. Однако основной метод корреляции — не положение в «разрезах», а сопоставление продуктов дефор-

мации — перекристаллизации тех или иных фаз и циклов.

Традиционная стратиграфическая схема, в которой каждая серия или свита занимает строго определенное возрастное положение, должна быть заменена схемой эволюции разных иерархических единиц: минеральный парагенезис — порода — формация — свита — серия. При этом фиксированную временную «полку» имеют только самые мелкие таксоны — типоморфные парагенезисы, остальные характеризуются некоторым достаточно длинным интервалом возраста и в значительной мере перекрываются по данному параметру. Подобная корреляционная схема приведена на рис. 1. Разные серии отличаются не столько набором тектоно-метаморфических циклов, сколько характером исходного субстрата и долей минералов и парагенезисов, соответствующих той или иной метаморфической или метаморфо-метасоматической зоне определенных фаз D_n^{1-5} — M_n^{1-5} . На карту же породы и свиты наносятся по преобладающим продуктам перекристаллизации. Так, если земная кора на данном участке представ-

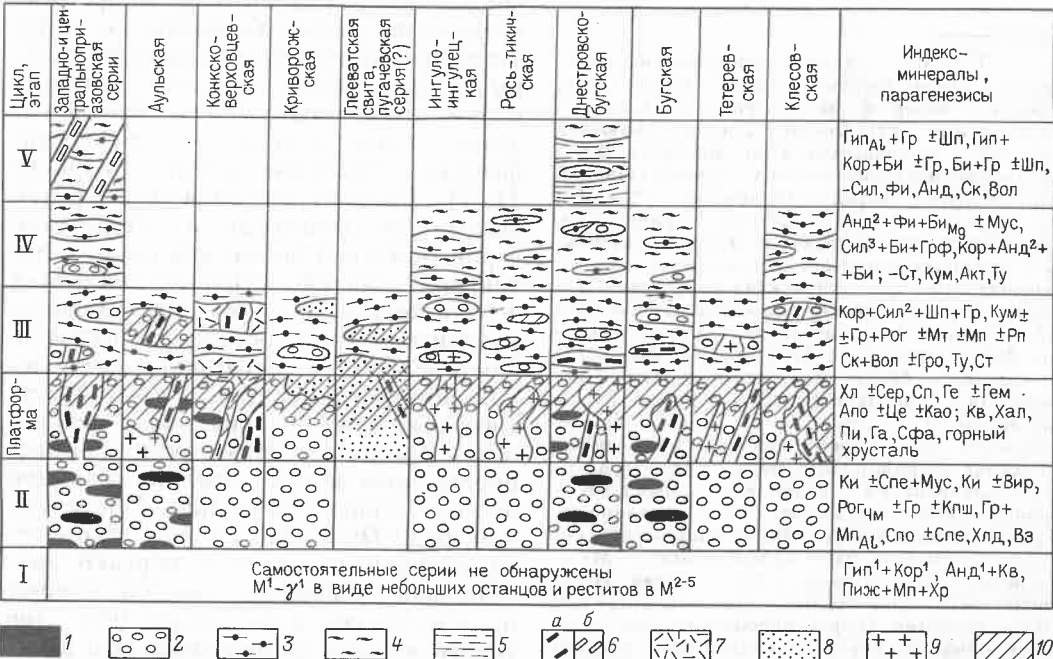


Рис. 1. Схематическая корреляция эволюции «стратиграфических» подразделений Украинского щита:
I—5 — образования соответственно I—V циклов; платформенные образования: 6 — базиты и ультрабазиты (а — древние, б — молодые), 7 — эф-

фузивы, 8 — конгломераты, гравелиты и песчаники, 9 — субщелочные граниты, 10 — выветривание и гидротермально-метасоматические изменения; знак «—» означает исчезновение бывших индекс-минералов, «±» — возможное наличие или отсутствие минерала

лена гранулитовым комплексом цикла I, слегка затронутым рассланцеванием и диафторезом цикла II, то, естественно, она должна относиться к циклу I. Но если тектоническая переработка и перекристаллизация M^2 , которые сопровождаются миграцией вещества, явно определяют облик пород, хотя и встречаются отдельные останцы, рститы и реликтовые парагенезисы цикла I, то толщу следует картировать уже как стратиграфическое подразделение, соответствующее циклу II. В некоторых случаях и реликтовые, и наложенные образования какой-либо серии отвечают различным метаморфо-метасоматическим зонам. Например, криворожская серия, для которой ранее была описана единая метаморфическая зональность Анд-Сил типа [10], по нашим данным, представляет главным образом результат наложения D^3-M^3 в условиях близкого к изохимическому зонального метаморфизма Анд-Сил типа на сложный неоднородный комплекс M^{1-2} с метаморфо-метасоматической зональностью Ки-Сил типа (аллохимический метаморфизм M^2 связан с D^2). Значительную долю криворожской серии, кроме того, составляют субплатформенные породы, возникшие между II и III циклами и преобразованные во время D^3-M^3 . При этом в зависимости от соотношения изоград M^1 , M^2 и M^3 метаморфизм цикла III может быть как прогрессивным, так и регрессивным. Нередко наблюдается и более сложное наложение: M^1 (пироксен-гранулитовая фация) $\rightarrow M^2$ (зеленосланцевая фация) $\rightarrow M^3$ (амфиболитовая фация).

Корреляция полицикличности «стратиграфических» подразделений Украинского щита (см. рис. 1) позволяет сделать ряд общих выводов по отношению докембрия, которые существенно отличаются от традиционных взглядов.

1. В качестве главных возрастных подразделений следует использовать не серии метаморфических пород и интрузивно-магматические комплексы [12], а геологические комплексы, отвечающие конкретной совокупности пород с присущей им определенной комбинацией исходного субстрата и продуктов наложенных фаз преобразования (D_n^m , M_n^m , γ_n^m) со свойственными им минеральными парагенезисами и степенью изо-аллохимичности*. Так, в

юго-западной части Украинского щита невозможно разграничить на карте пироксеновые гнейсы, эндербиты, чарнокиты и продукты их полихронной перекристаллизации, т. к. они обычно встречаются совместно: там, где закартирована днестровско-бугская серия, и там, где показан немировский эндербитовый комплекс [12]. В низкотемпературных толщах основная трудность состоит в нереальности территориального разделения первичных и вторичных образований, которые присутствуют в различных пропорциях в каждом образце или шлифе.

2. Средне- и крупнозернистые граниты обычно относятся к более поздним образованиям по сравнению с ассоциирующими метаморфо-метасоматическими породами, за исключением случаев перекрывания, которые очень редки. В то же время структурно-парагенетический анализ показывает, что, если весь фрагмент земной коры, включающий M_1 , γ_1 , γ_2 и γ_3 , повторно вовлекается в новый тектоно-метаморфический цикл, то именно древние гранитоиды и пегматиты часто являются единственно уцелевшими образованиями в зоне вторичных гнейсов, бластомилонитов и диафторитов, т. е. их минеральные парагенезисы относительно более ранние по сравнению с полностью перекристаллизованной рамой, обволакивающей эти останцы. При этом наряду с наложенными структурными формами (складками, бластокатаклизмом, брекчированием и т. п.) иногда сохраняются первичные секущие взаимоотношения γ_{2-3}^1 с вмещающими породами.

3. Аналогично породы фанерозойского облика (метаосадки, секущие жилы, дайки и массивы с зонами закалки) автоматически связывают с этапом стабилизации, завершающим эволюцию докембрийских щитов. При этом упускают, что это может быть древняя платформа (см. рис. 1, этап консолидации между циклами II и III), которая при вовлечении в новый тектоно-метаморфический цикл перерабатывается в гнейсы, амфиболиты, сланцы и т. п. Подобное явление фиксируется во всех сериях Украинского щита. Примером могут служить метабазитовая и апокератофировая формации, аподиабазы и апофельзиты, метаконгломераты и метапесчаники глееватской свиты, черно-кварцевые граниты коростенского обли-

* Термин «геологический комплекс» предложен Д. С. Коржинским [8].

ка, графические пегматиты [2, 7, 10].

Древнее заложение имеют коростенский и восточно-приазовский комплексы, а также значительная часть анортозит-рапакивигранитной и щелочно-гранитовой формаций на других докембрийских щитах. Не отрицая развития комплексов в поздние фазы, следует подчеркнуть, что они подобно «стратиграфическим» сериям долгоживущие полициклические образования, которые зародились еще в архее, в результате второго, а, возможно, и первого цикла, т. е. часть протерозойских «платформенных» анортозитов является регенерированными, рекристаллизованными архейскими «орогенными» анортозитами. Достаточно древний возраст первой генерации анортозитов и сиенитов Украинского щита доказывается пересечением их дайками аподиабазов, жилами житомирских гранитов, зонами пропилитов, грейзенов, лиственитов, трещинами с друзами мориона, турмалина, топаза, молибденита и др. [5, 9], если учесть, что все эти образования подвержены D_n-M_n цикла III, в частности гранитизации γ^1_{-2} , завершающей формирование полициклических житомирских и чернокварцевых коростенских гранитов, графических пегматитов, гранофилов, маргинационных структур, букинских и верблюжско-боковянских чарнокитоидов, осницких гранитов и лептинитов, пержанских гранитов и метасоматитов. Перечисленные породы в свою очередь становятся реликтовыми в зонах D^4-M^4 (р. Синюха, села Каменечье, Свердловково; р. Южный Буг, окрестности Первомайска; р. Черный Ташлык, села Тарасовка и Лысая Гора; р. Шполка, с. Ерки).

О раннем заложении зональных мегаструктур типа Волынской свидетельствуют дистанционные и геофизические материалы [3, 6]. Границы зон смещены различными генерациями более поздних разломов. Известны единичные древние датировки рудных и аксессуарных минералов в пержанских метасоматитах и редкометалльных пегматитах γ^2_{-3} [7]. Примечательно нахождение минералов повышенных давлений в коростенском комплексе и ассоциирующих с ним породах (Ки, Вир, Рог_{чм}, Спо, Мусо со значительной долей парагонитового и маргаритового компонентов, что характерно для D^2-M^2 (см. рис. 1).

4. Возраст мегаструктур — крупных даек, интрузивных массивов, надвигов, разломов — часто не совпадает с таковым деформационных структур и парагенезисов конкретных обнажений. Первичная мегаструктура «просвечивает» сквозь более поздние S^m-M^m . Так, в конкско-верховцевской серии, параллелизуемой с лопием Балтийского щита, последнее рассланцевание S^3 и перекристаллизация M^3 , с которыми связано формирование метаморфо-метасоматических пород, наложены на эффузивы, дайки и штоки диабазов, фельзитов, сиенитов, зоны пропилитов, березитов, лиственитов, грейзенов, прожилки кварца с сульфидным оруденением. При этом нередко сохраняются как секущие контакты первичных даек, так и их зоны закалки. Прожилки кварца, отвечающие этапу стабилизации, при D^3 деформируются в мелкие складки. Деформированные прожилки кварца отмечаются и в дайках с зонами закалки (р. Мокрая Сура, с. Сурско-Литовское, балка Калиновая). Микроскладки прожилков характерны также для саксаганской свиты криворожской серии. В отдельных случаях дайки с секущими контактами и зонами закалки отмечаются в зонах гранулитового метаморфизма. Примером служит мощная дайка метагаббродиабазов по р. Южный Буг у с. Широкая Гребля, которая считается более молодой по сравнению с вмещающими гнейсами [7]. По отношению к первичной раме она действительно более поздняя, но по отношению к преобладающим регионально развитым парагенезисам и рассланцеванию вмещающих пород более ранняя.

Точно так же фрагментарно в складчатом фундаменте «просвечивают» бывшие надвиговые структуры, флексуры, слайд-сдвиги и прочие древние разрывы (днепровско-бугская, западно-приазовская серии). Пример подобных соотношений — рассланцованные жилы пегматоидных гранитов, контролируемые надвигом, в районе Новоархангельска по р. Синюха. Самое позднее круто падающее рассланцевание (азимут падения $90-110^\circ$, $\angle 85-90^\circ$) контролирует парагенезисы гранулитовой фации (Би+Гр+Гип и др.), отвечающие $D^3_{1-2}-M^3_{1-2}$, и имеет не локальное, а региональное значение.

5. Пространственную структурно-текстурную ориентировку пород (по-

лосчатость, сланцеватость, бластомилонитизация) можно использовать для возрастной корреляции только на конкретном участке, где доказана разновозрастность разных структурных планов. Эти данные нельзя распространять не только на весь Украинский щит, но и на какой-либо крупный сегмент типа традиционно выделяемых блоков. Подобное утверждение аргументируется: широким распространением разновозрастных плоскостных структур различной ориентировки (купольные структуры, несколько систем зон скалывания, кинк-зон, разрывов, структуры растрескивания, огибание жестких упоров); изменением первичной ориентировки при наложенных деформациях; обновлением старых направлений и возникновением новых при тектонической активизации $D^m - M^m$.

6. Отметим также некоторую неопределенность разделения прогрессивной и диафорической серий пород, которое является одним из условий выделения тектоно-метаморфических циклов [9, 13, 14]. Если говорить о прогрессивности метаморфизма, то промежуточные зоны «прогрессивной» зональности в зависимости от степени метаморфизма первичных пород в одних случаях будут действительно прогрессивными, в других — диафорическими. Если же рассматривать прогрессивность новообразований (осадки, магматические породы и т. п.), то не понятно, какой фазе развития подвижной зоны отвечают конгломераты, гравелиты и дайки [12] — начальной (зарождение и погружение) или завершающей (флиш, молассы, консолидация). За прогрессивные образования часто принимают гнейсы и сланцы, в которых не установлены реликты первичных пород. Однако обнаружение этих реликтов зависит от квалификации исследователя, уровня применяемой «технологии». Отсутствие следов субстрата может быть следствием наиболее полной посткинematической перекристаллизации, т. е. подобные породы могут быть теми же вторичными гнейсами, перекристаллизованными бластомилонитами и т. п. С учетом изложенного прогрессивными породами платформенной фазы цикла II можно считать, например, метаконгломераты и метапесчаники глееватской свиты $M_5^2 - M_1^3$ (приставка «мета» отвечает наложенным расланцеванию и метаморфизму) и, вероятно, метапесча-

ники и метагравелиты пугачевской серии (см. рис. 1).

Схема эволюции выделяемых в настоящее время УРМСК стратиграфических подразделений [12] в целях наглядности значительно схематизирована. На рис. 1 показаны только взаимоотношения между циклами, хотя каждый цикл характеризуется достаточно длительной историей развития и включает $M_1, \gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$, разнообразные метасоматические и рудогенерирующие процессы.

Образования цикла I не имеют сплошного поля, а представлены разобщенными реститами в зонально-метаморфических комплексах цикла II повышенных давлений (Ки-Сил фациальная серия). К подобным останцам относятся новопавловский и славгородский комплексы, реликтовые парагенезисы с инвертированным Пиж в мафитах и эндебаритах Гайворон-Завальевского блока возрастом ≥ 3 млрд лет [4], вероятно, белые кварциты криворожской серии с порфиробластами Анд¹ и др. Циклу I, по-видимому, также была свойственна метаморфо-метасоматическая зональность.

Как показывает сопоставление эволюции разных серий, они характеризуются значительной степенью перекрытия во времени — повсеместно проявлены циклы II—III и этап древней кратонизации между ними. Отличаются они в основном по составу исходного субстрата, степени сохранности реликтов цикла I и наличию или отсутствию продуктов перекристаллизации циклов IV и V. В ходе цикла II сформировались главные особенности геологического строения, зональные мегаструктуры, крупные площади изверженных и метаморфических пород. Наиболее ярко это проявилось в аульской, конкско-верховцевской, западно- и центральноприазовской сериях. Зоны метаморфизма M^2 : зеленосланцевая и Эп-амфиболитовая ($Хлд + Сер \pm Прф, Ст^1 + Гр + Ту^1 + Мус, Ки \pm Гр \pm Ст^1 + Мус, Ки + Вир + Кв, Та + Хл + Акт, Рог_{Акт}^1 + Эп^1 + Акт, Рог_{Чм}^1 \pm Гр + Эп^1 \pm Акт$); амфиболитовая ($Ки + Би + Гр \pm Кд \pm Мус \pm Ту^1, Гр + Сил + Би + Ту^1 \pm Кор, Рог_{Чм}^1 + Гр \pm Мп, Рог_{Акт}^1 \pm Фл \pm Мп$); гранулитовая ($Гип_{А1} + Кор + Гр \pm Сил, Гип_{А1} + Кор + Спф \pm Шп, Мп + Рог_{Чм}^1 + Гр \pm Рп, Мп + Рп + Гр \pm Хр$). Во всех парагенезисах, помимо пород ультраосновного состава, присутствуют Пл, Кв,

$\pm$ Кпш, Би. Геохимическая и металлогенетическая специализация цикла II — титано-магнетитовая ($\pm$ Прт, Пнт, Ап, платина), марганцевая, сульфидно-медно-никелевая, касситерит-вольфрамитовая (грейзеновая), редкометалльная, полиметаллическая.

В результате циклов III—V возникли местные структуры и комбинации парагенезисов, соответствующие тем или иным зонам D^3-5-M^3-5 . Фациальные серии цикла III отвечают промежуточным давлениям (парагенезисы со Ст и Сил, гранатые и Кум-Гр амфиболиты, чарнокитонды с Рог). В основном в этот цикл образовалась метаморфическая зональность Украинского щита [10] в районе Криворожья, Орехово-Павлоградской полосы, Сорокинской зоны. Минеральные ассоциации M^3 наложены на стресс-парагенезисы M^2 (Хлд $\rightarrow$ Ст², Вир + Ки $\rightarrow$ Мус $\pm$ Сил, Рог_{чм}¹ + Гр¹ $\rightarrow$ Рог_{гас}² + Кум + Гр², эклогиты (?) $\rightarrow$ эклогитоподобные породы). Главным образом в цикл III сформировался облик пород аульской, конкско-верховцевской, криворожской, западно-и центральноприазовской, тетеревской и клесовской серий. Из полезных ископаемых следует отметить прежде всего магнетитовые кварциты, рудоносные скарны и альбититы, никеленосные рекристаллизованные нориты.

Цикл IV проявился более локально и преимущественно в западной и восточной частях Украинского щита, особенно в днестровско-бугской, бугской и росинско-тикичской сериях. В одних случаях это выразилось в хорошо прослеживающихся зонах бластомилонитизации или рассланцевания, в других — посредством площадных изменений с расплывчатыми границами (например, область распространения чудново-бердичевских гранитоидов). В днестровско-бугской и бугской сериях метаморфизм M^4 соответствует чаще всего Рог-гранулитовой фации, в росинско-тикичской, тетеревской и клесовской — амфиболитовой и Эп-амфиболитовой, в западно-приазовской, центральноприазовской и ингуло-ингулецкой — амфиболитовой и Рог-гранулитовой. Давления при метаморфизме M^4 варьируют от промежуточных до пониженных (Анд² + Кпш $\pm$ Шп, Сил + Би + Кпш $\pm$ Кор, Гип + Мп + гр $\pm$ Рог). В частности, отмечены паранорфозы Анд² по Сил. Плоскости S^4 обычно контролируют биотитизацию ($\pm$ Гр), т. е. пере-

кристаллизация происходит со значительными отклонениями от изохимичности.

Зоны D^4-M^4 наложены на полициклические образования M^{2-3} , в т. ч. на лептиниты и граниты γ_{1-2}^2 . Последние иногда наблюдаются в виде останцов в области проявления D^4-M^4 (рис. 2). В зависимости от соотношения тех или иных изореакционград M^3 и M^4 изменения могут быть как регрессивные, так и прогрессивные. Чернокварцевые граниты и графические пегматиты цикла III в зонах D^4-M^4 подвергаются рассланцеванию, бластомилонитизации или брекчированию. Для гранитоидов γ^4 нередко характерно наличие голубого кварца. В цикле IV полезные ископаемые циклов II и

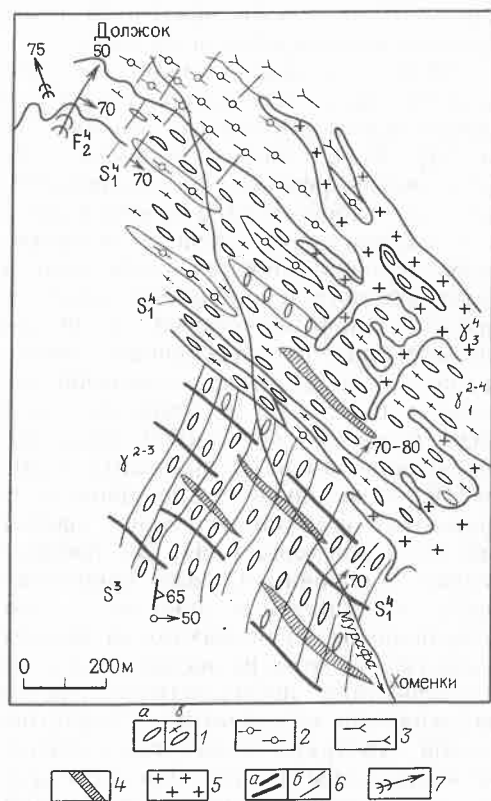


Рис. 2. Реликтовый блок лептинитов амфиболитовой фации в поле развития полициклических гранулитов (днестровско-бугская серия):

1 — лептиниты: а — Би-Рог-Эг-Мп M^{2-3} — γ^{2-3} , б — перекристаллизованные γ^{2-4} ; 2 — клинопироксеновые гнейсы (в основном M^4); 3 — эндебиты (преимущественно γ^4 , но с реликтами чарнокитондов γ^{2-3}); 4 — окварцованные породы γ^4 ; 5 — аплитовидные голубокварцевые граниты γ^4 ; 6 — плоскости скольжения первой (а) и второй (б) фаз цикла IV; 7 — осевые плоскости и шарниры складок

III преимущественно рассеиваются или разубоживаются.

Продукты перекристаллизации цикла V достоверно установлены лишь в Верхнем Побужье и Приднестровье. Это зоны расщепления и бластомилонитизации с синпосткинематическими Би+Гр±Гип, Би+Шп+Гр±Анд в эндробит-чернокитовом комплексе γ_{1-2}^4 ; замещение тех же γ_{1-2}^4 винницитами; растворение Анд, Сил и Фи в глиноземистых породах, сокращение поля устойчивости Рог в метабазитах. В районе с. Коржевка по р. Случь чудновобердичевские гранитоиды γ^{3-4} пересекаются мощной зоной бластомилонитизации $S_1^4-M_1^4$ с образованием синкинематических Мус, Хл и зеленого Би. В северо-западном и юго-восточном районах с циклом V связаны некоторые дайки и дайковые пояса. Метаморфизм M^5 осуществляется в условиях умеренных давлений. Полезные ископаемые подвергаются выносу и рассеиванию. Титан входит преимущественно в состав порообразующих минералов (Би, Рог).

Таким образом, стратиграфическая схема Украинского щита [12], разработанная на основе методов и закономерностей осадочной и магматической геологии и канонизации геохронологических датировок, нуждается в коренном пересмотре. Основой для расчленения и корреляции полициклических гранитоидно-метаморфических комплексов должен быть структурно-парагенетический анализ в комплексе с геологическими, геофизическими и аэрокосмическими методами. В рассматриваемом случае нужно переходить на другой уровень исследований — от корреляции серий, толщ, свит, формаций и пород к сопоставлению минеральных парагенезисов и отдельных генераций минералов, обусловленных той или иной фазой деформации — перекристаллизации $D_n^m-M_n^m$. При наличии существенного привноса — выноса каждая фаза $D_n^m-M_n^m$ не только новый этап преобразования исходного субстрата (первичного стратиграфического подразделения), но и одна из стадий возникновения новых пород, нового вещества. В то же время в составленную таким образом схему корреляции эволюции региональных комплексов (быв-

ших серий) органически вписываются отдельные фрагменты схемы УРМСК и взаимоотношения, свойственные осадочной и магматической геологии.

В связи с изложенным, по-видимому, необходимо подготовить специальные дополнения к стратиграфическому и будущему петрографическому кодексам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Венидиктов В. М. Полициклическое развитие гранулитовой фации. — Киев: Наук. думка, 1986.
2. Венидиктов В. М. Структурно-парагенетический анализ при расчленении и картировании кристаллических комплексов // Сов. геология. 1989. № 3. С. 100—107.
3. Генетические типы кольцевых структур на Украинском щите / А. Л. Александров, В. И. Бабенко, С. С. Быстревская и др. — Киев, 1989. — (Препринт/АН УССР, ИГФМ).
4. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / Н. П. Шербак, Г. В. Артеменко, Е. Н. Бартицкий и др. — Киев: Наук. думка, 1989.
5. Гинтов О. Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. — Киев: Наук. думка, 1978.
6. Жданов В. В., Дуденко Л. Н., Жуков Р. А. Метаморфо-метасоматическая зональность и принципы ее картирования // Методика картирования метаморфических комплексов. — Новосибирск: Наука, 1980. С. 58—68.
7. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Отв. ред. Н. П. Шербак. — Киев: Наук. думка, 1978.
8. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности // Тр. ИГН АН СССР. 1940. Вып. 12. Петрографическая серия (№ 5). С. 1—100.
9. Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн. 1. Магматизм древнейшего докембрия / Под ред. К. А. Шуркина. — М.: Недра, 1980.
10. Метаморфизм Украинского щита / И. С. Усенко, И. Б. Шербаков, Р. И. Сироштан и др. — Киев: Наук. думка, 1982.
11. Миронов Ю. П. Теоретико-множественные модели гранитоидов. — М.: Наука, 1975.
12. Об изменениях в корреляционной стратиграфической схеме докембрийских образований Украинского щита / И. М. Этингоф, В. Н. Соловьев, К. Е. Есипчук и др. // Геологический журнал. 1986. Т. 46. Вып. 3. С. 3—18.
13. Структурная эволюция метаморфических комплексов / А. Н. Казаков, Ю. В. Миллер, В. Л. Дук и др. — Л.: Наука, 1977.
14. Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма / В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, Н. И. Москвиченко и др. — Л.: Наука, 1977.
15. Stanton R. L. The direct derivation of cordierite from a clay-chlrite precursor: evidence from the Geco mine, Manitowadge, Ontario // Econ. Geol. 1984. Vol. 79. № 6. P. 1245—1264.

Принята редколлегией 30 сентября 1991 г.

Обстановки осадконакопления пород флишевого комплекса Таласского Алатау

С. А. СЕМИЛЕТКИН, А. К. ХУДОЛЕЙ (ВСЕГЕИ)

Флишевый комплекс Таласского Алатау изучался многими исследователями [2, 3, 4, 6], установившими основные закономерности изменения его состава, мощностей и строения. Однако обстановкам осадконакопления пород, особенно терригенной части комплекса, не уделялось достаточного внимания. Диагностическим признакам выделения фаций и их палеогеографической интерпретации посвящена обширная литература [5, 8, 9, 10, 12, 13], и в своих разработках авторы следовали предложенным в ней критериям и терминологии. Тектоническая структура Таласского Алатау определяется наличием трех крупных литолого-структурных подразделений — покровов [7]. Флишевый комплекс имеет параавтохтонное залегание и слагает Таласский покров; с северо-востока на него надвинуты массивные карбонаты и терригенные породы Кумыштагского покрова, а с юго-запада — зеленосланцевые толщи Узунахматского покрова (рис. 1). Наиболее интенсивные деформации произошли в конце силура — начале девона.

В состав флишевого комплекса обычно включают тагыртаускую, сарыджонскую и чаткарагайскую свиты, а вышележащие кызылбельскую, сагызганскую и постунбулакскую свиты рассматривают как нижнюю молассу или переходные от флиша к молассе толщи [2, 3, 4]. Полная мощность этих отложений (см. рис. 1) достигает 5 км. По нашему мнению, тагыртауская и сарыджонская свиты слагают единую преимущественно терригенную сарыджонскую серию, выше которой залегает существенно карбонатная чаткарагайская серия. Каждая из серий может быть расчленена на свиты, что уже и делается при крупномасштабных геологосъемочных работах.

Авторы в основном согласны со мнением, высказывавшимся Ш. Ш. Сабдушевым в 60-х годах о том, что среди зеленосланцевых пород Узунахматского

покрова присутствуют аналоги как флишевого комплекса, так и массивных карбонатов Кумыштагского покрова. Близкая точка зрения высказывалась и геологами МГУ М. А. Гончаровым, А. Г. Малюжиным и Н. С. Фроловой (1983). Хотя обычно к нижнему палеозою относят только карбонаты бешташской свиты Кумыштагского покрова, а флишеидный комплекс считается верхнерифейским, редкие находки фаунистических остатков позволяют предполагать, что и он частично нижепалеозойский [7]. Таким образом, породы, слагающие все три покрова, примерно одновозрастны.

Основная часть терригенных пород флишеидного комплекса Таласского Алатау представлена плохо сортированными граувакками, среди которых в зависимости от размера зерен выделяются все разности от крупнозернистых алевритов до конгломератов. В составе обломочной фракции преобладают кварц, полевые шпаты, кристаллические сланцы, кремни и различные магматические породы. Глинистые образования слагают как матрикс граувакков, так и отдельные слои; в зависимости от степени изменений они иногда превращены в глинисто-хлоритовые, кремнисто-глинисто-хлоритовые и серицит-глинисто-хлоритовые сланцы. Среди известняков широко развиты обломочные разности — калькарениты.

В результате детальных исследований В. Г. Королев и Р. А. Максумова [2] выделили шесть крупных литологических комплексов (в дальнейшем они называются литологическими ассоциациями): сланцево-песчаниковый, известняково-песчано-аргиллитовый, конгломерат-гравелит-песчаниковый, аргиллит-известняковый, известняковый и песчано-аргиллитовый. Последний, по нашим данным, выделен недостаточно обоснованно. Авторами были уточнены стратиграфический объем, площадь распространения и названия остальных

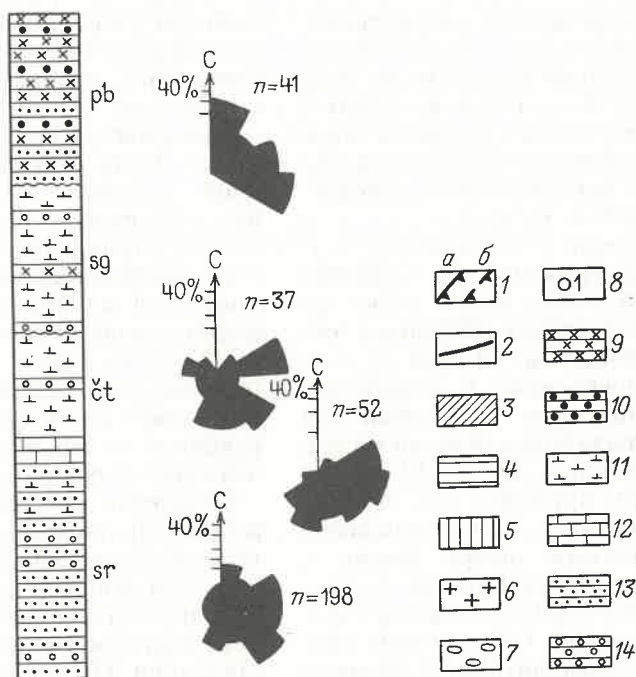
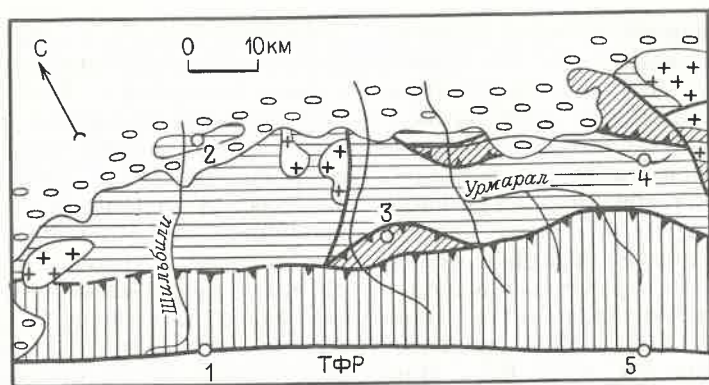


Рис. 1. Геологическое строение Таласского Алатау, стратиграфическая колонка и ориентация линейных текстур на подошвах слоев (Таласский покров):

1 — границы тектонических покровов: а — единый разлом, б — несколько параллельных разломов; 2 — прочие разломы; 3 — Кумыштагский покров; 4 — Таласский покров; 5 — Узунакматский покров; 6 — интрузии гранитов; 7 — кайнозойская моласса; 8 — современное местоположение произвольно выбранных объектов; их первоначальное расположение показано на рис. 3;

ТФР — Таласо-Ферганский разлом; толщи ритмичного чередования: 9 — существенно кварцевых песчаников и аргиллитов, 10 — существенно кварцевых песчаников и аргиллитов при наличии мощных пачек конгломератов, 11 — косослоистых калькаренинов и аргиллитов, 12 — известняков и аргиллитов, 13 — граувакковых песчаников и аргиллитов, 14 — гравелитов, граувакковых песчаников и аргиллитов; sg — сарыд-жонская серия, ct — чаткарагайская серия, pb — пост-унбулакская свита, п — число замеров линейных текстур на подошвах слоев

литологических ассоциаций, в которых на последнее место поставлены породы, преобладающие по содержанию, а породы, составляющие менее 15—20 %, не включены в название. Таким образом, авторами выделяются пять литологических ассоциаций: гравелит-песчаниковая, аргиллит-песчаниковая, калька-

ренит-аргиллит-песчаниковая, известняковая и аргиллит-калькарениновая. Эти ассоциации обычно замещают друг друга не только по вертикали, но и по горизонтали. Ниже приводится их краткое описание и седиментологическая интерпретация.

Гравелит-песчаниковая ассоциация.

Характерно наличие пластов гравелитов и грубозернистых песчаников мощностью от десятков сантиметров до 5—7 м среди песчано-аргиллитовых ритмитов. Слои гравелитов нередко имеют в нижней части неотчетливую нормальную или обратную градационную слоистость, на подошвах пластов присутствуют знаки нагрузки неправильной формы и структуры внедрения в подстилающие отложения. По характерному набору текстур [5] выделяются ритмы Лау вида RS_1 реже RS_{12} . Вмещающие ритмы при мощности отдельных ритмов от 15—20 см до 1 м и явном преобладании песчаников над аргиллитами (в отношении 4 : 1 и более) содержат редуцированные ритмы Боума вида T_{abce} и T_{ace} [5]. Доминирующую роль в ритмах обычно играет подразделение градационно-слоистых песчаников T_a . Лишь в редких случаях было установлено наличие ритмов вида T_{cde} .

Слои гравелитов и песчаников с неупорядоченным строением и свободно плавающими в относительно мелкозернистом матриксе более крупными обломками типичны для фаций $A1.2$ и $B1.1$, по классификации К. Пикеринга и др. [9]. Гравелиты с обратной или нормальной градационной слоистостью относятся к фациям $A2.2$ и $A2.3$, хотя в классических примерах они обычно более грубозернисты. Упомянутые близкие к полным ритмы Боума с преобладанием песчаников над алевролитами и аргиллитами определяют фацию $C2.1$, а заметно более редкие преимущественно аргиллитовые ритмы — фацию $D2.3$. Часть аргиллитов, по-видимому, пелагического происхождения (фации класса G). Такое соотношение фаций: преобладание классов C , B и A при подчиненной роли D и незначительной G — наиболее типично для средней части подводного конуса выноса [12, 13], причем фации классов A и B обычно выполняют подводные каньоны.

Отложения гравелит-песчаниковой ассоциации распространены локально и приурочены к средней, реже нижней частям сарыджонской серии. Они развиты вдоль северо-восточной границы выходов флишевого комплекса, в западном направлении их роль несколько возрастает.

Аргиллит-песчаниковая ассоциация. На большей части рассматриваемого региона породы аргиллит-песчаниковой

ассоциации имеют ритмичное строение при резко подчиненной роли отдельных слоев песчаников. Преимущественно песчаниковые по составу ритмиты слагают полные ритмы Боума или ритмы вида T_{abe} , реже T_{abc} . Мощности ритмов колеблются от 10—12 до 25—30 см, в единичных случаях достигая 1,5—2 м. На подошве подразделения T_a широко развиты слепки выемок различной формы, борозд, желобков и других линейных текстур. При детальном изучении существенно аргиллитовых слоев и пачек оказывается, что они содержат маломощные (не более 5—7 см) ритмы Пайпера вида E_{23} и E_{123} и являются мелкозернистыми турбидитами, хотя часть глинистого материала может быть и пелагического происхождения.

Самостоятельные пласты песчаников редки. Часть из них имеет неупорядоченное строение и образует тела линзовидной формы. Они срезают подстилающие отложения под углом до 10° , а их наибольшая мощность не превышает 2—3 м. Песчаники другого типа представлены пластами мощностью до 25—30 см с отчетливой однонаправленной косой слоистостью. В отличие от песчаников из подразделения T_a здесь фиксируется неплохая сортировка обломочных зерен.

Сравнение со стандартным набором фаций [9] показывает, что основная часть пород аргиллит-песчаниковой ассоциации принадлежит к фациям $C2.1$ и $C2.2$ при подчиненной роли $D2.2$ и $D2.3$. Неупорядоченные песчаники типичны для фации $B1.1$, а косослоистые с относительно хорошей сортировкой зерен — для фации $B2.2$. В существенно аргиллитовых пачках доминируют фации группы $E2$. Но, по-видимому, присутствуют также фации групп $D2$ и $G2$. Заметное преобладание фаций класса C при меньшей роли фаций класса E и незначительном количестве представителей классов B , D и G характерно для нижней части подводного конуса выноса или межруслового пространства в его средней части [12, 13]. На основании замеров косой слоистости и линейных текстур на подошвах слоев можно считать, что косослоистые песчаники и окружающие их турбидиты отлагались потоками, которые текли примерно параллельно друг другу. Этот факт свидетельствует, что косослоистые песчаники являются скорее результатом перемыва турбидитов внутри под-

водных каналов, чем продуктом деятельности контурных течений.

Породы аргиллит-песчаниковой ассоциации широко развиты в пределах сарыджонской серии и слагают отдельные пачки в чаткарагайской серии. По данным М. А. Гончарова, А. М. Малюжинца и Н. С. Фроловой (1983), грубозернистость пород возрастает в северо-восточном направлении. Согласно нашим наблюдениям, в низовьях р. Шильбили, в наиболее северных выходах пород сарыджонской серии песчано-аргиллитовые ритмы лишены типичных для турбидитов текстур. Они, однако характеризуются волнисто-бугристыми поверхностями напластования и пологой бугорчатой слоистостью, палеогеографическое значение которой будет рассматриваться ниже.

Калькарениит-аргиллит-песчаниковая ассоциация. Породы, слагающие эту ассоциацию, имеют такое же строение и текстуры, как и породы аргиллит-песчаниковой ассоциации. Известковистый материал присутствует во всех подразделениях ритмов Боума, а T_a нередко состоит из калькарениитов. Особенность ассоциации — наличие маломощных (не более 20 см) интервалов с подводно-оползневыми складками без разрыва сплошности слоев (фация $F_{2.1}$). Породы калькарениит-аргиллит-песчаниковой ассоциации характерны для верхней части сарыджонской серии, а на северо-востоке и востоке региона — и для верхней части чаткарагайской серии.

Известняковая ассоциация. Представлена ритмично чередующимися известняками и аргиллитами, в которых также нередко присутствует известковистый материал. В меньших количествах отмечаются массивные и плитчатые известняки. Мощность известняково-аргиллитовых ритмов обычно от 5 до 20 см, среди них иногда распознаются подразделения Боума вида T_{ace} или T_{abe} . Массивные известняки, имеющие неотчетливое обломочное строение, содержат доломитовый материал и окремнены. На разных стратиграфических уровнях фиксируются брекчии, образующие тела линзовидной формы. Существуют данные [2] о наличии среди пород этой ассоциации пластов полимиктовых песчаников с карбонатным матриксом.

Известняково-аргиллитовые ритмы сходного строения обычно интерпрети-

руются как осадки подприливной зоны шельфа с ограниченным влиянием штормовых волн или бассейнов с ограниченной циркуляцией вод типа лагун или заливов [5, 8]. Однако широкое площадное распространение рассматриваемых пород и их совместное нахождение с породами калькарениит-аргиллит-песчаниковой ассоциации свидетельствуют в пользу первого предположения, т. е. осадконакопления в относительно глубоководной части открытого шельфа.

Известняковая ассоциация по своим литологическим характеристикам близка к южнотайтинской ассоциации А. Г. Малюжинца и Ю. К. Советова [4]. Она типична для наиболее нижней части чаткарагайской серии на большей площади региона и слагает почти весь разрез серии в его северо-восточной и восточной частях.

Аргиллит-калькарениитовая ассоциация. В составе этой ассоциации доминируют ритмично переслаивающиеся калькаренииты и аргиллиты при наличии редких мощных пластов калькарениитов, кальцирудитов и гравелитов. Калькарениит-аргиллитовые ритмы обычно мощностью от 5 до 30 см в единичных случаях достигают 1 м. Идеализированный ритм имеет четырехчленное строение. Наиболее нижняя часть представлена однородными калькарениитами, изредка с неотчетливой градиционной, тонкой горизонтальной или конволютной слоистостью. Следующее подразделение — косослоистые калькаренииты, на долю которых приходится большая часть ритма. Выше них залегают тонкогоризонтальнослоистые калькаренииты и кальцилиты, а завершают ритм нередко известковистые аргиллиты. Контакты ритмов резкие, иногда со следами эрозии. Многие исследователи рассматривают эти отложения как карбонатный флиш [2, 4, 6], накопление которого происходило во внешней и средней частях подводного конуса выноса при наличии контурных течений [6]. Такие представления, однако, нельзя считать достаточно обоснованными. Сравнение со стандартными разрезами гравититов карбонатного состава [8] показывает, что ритмы аргиллит-калькарениитовой ассоциации практически лишены текстур, характеризующих гравитационный массоперенос, и модель Боума не может быть применена к этим отложениям.

Важно отметить и то, что косая слоистость, широко распространенная в рассматриваемых породах (рис. 2, а), во многих случаях является типичным представляется бугорчатой слоистости [10].

Бугорчатая слоистость считается характерной чертой отложений штормовых волн — темпеститов [5, 10]. Сравнение наблюдаемых в аргиллит-калькаренитовой ассоциации ритмиков с идеализированными разрезами турбидитов (ритмы Боума) и темпеститов, изучавшихся в карбонатах среднего триаса ФРГ [1] и нижней перми провинции Сычуань (Китай) [11], демонстрирует их большое сходство с последними (см. рис. 2, в). Отложения такого рода, вероятно, следует рассматривать как проксимальные темпеститы, образовавшиеся в области активной деятельности штормовых волн [5]. Согласно критериям, установленным китайскими геологами [11], они накапливались в пределах среднего шельфа.

Таким образом, приведенные данные

позволяют утверждать о шельфовом происхождении пород аргиллит-калькаренитовой ассоциации. По-видимому, они несколько более мелководны, чем породы известняковой ассоциации, где следы деятельности штормовых волн выражены заметно слабее. Гравелиты и кальцирудиты слагают тела линзовидной формы и рассекают вмещающие их ритмиты; они выполняют древние русла и фиксируют направления палеоуклонов.

Ритмиты аргиллит-калькаренитовой ассоциации типичны для разреза чаткарагайской серии (кроме ее наиболее нижней части) на большей площади региона и практически отсутствуют в его северо-восточной и восточной частях. Породы с близкими литологическими характеристиками выделялись ранее А. Г. Малюжиным и Ю. К. Советовым как туюкторская и маяташская ассоциации [4]. Интересно отметить, что бугристо-волнистые поверхности напластования и соответствующие виды слоистости уже описывались ранее [2, 4], но этому факту не уделялось должного внимания.

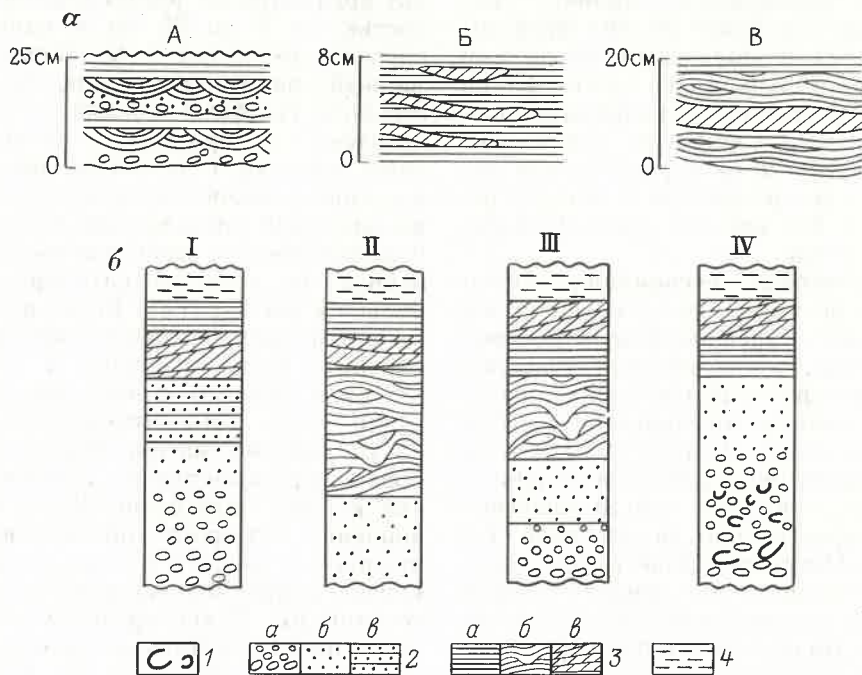


Рис. 2. Текстуальные характеристики пород чаткарагайской серии: присущие для калькаренитов виды слоистости (а) и типы ритмов (б):

А — чередование косой и горизонтальной слоистости; Б — горизонтальная слоистость с линзовидными включениями косослоистых калькаренинов; В — бугорчатая с прослоями косой слоистости; I — классические турбидиты, ритм Боума

[8, 12]; темпеститы: II — чаткарагайская серия Таласского Алатау, III — сычуань, Китай [11], IV — юго-запад ФРГ [1]; 1 — детрит раковин; 2 — калькаренины: а — градиационные, б — однородные массивные, в — горизонтально-слоистые; 3 — калькаренины и кальцилиты: а — горизонтально-слоистые, б — бугорчато-косослоистые, в — косослоистые; 4 — известковистые аргиллиты

В ходе коллизионных процессов каледонского времени породы были перемещены со своего первоначального местоположения, и для восстановления доскладчатой формы бассейна осадконакопления авторы использовали количественные оценки горизонтальных перемещений [7]. Построенные на палин-

спастической основе палеогеографические карты приведены на рис. 3; при их составлении учитывались как обстановки осадконакопления выделенных ассоциаций пород, так и типы и ориентация подошвенных знаков, знаков ряби и косой слоистости. Ниже приводится краткий обзор истории осадконакопле-

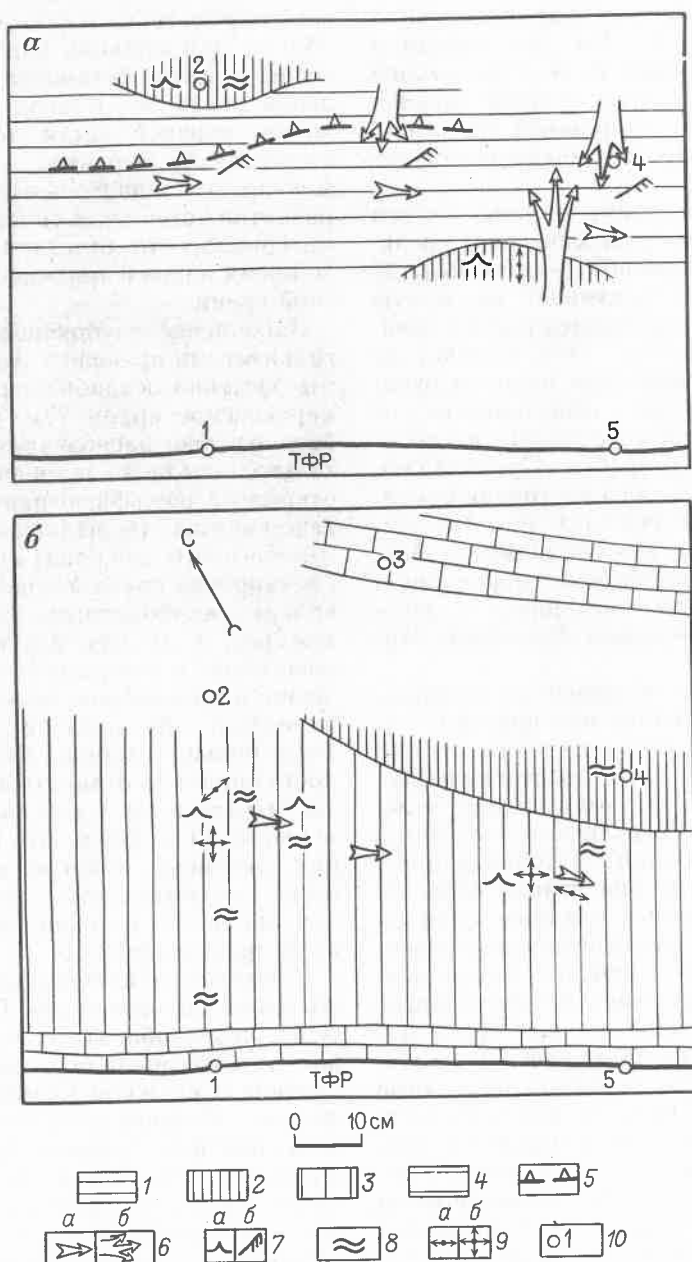


Рис. 3. Палеогеографические карты: а — сарыджонское время, б — чаткарагайское время:

1 — карбонатная платформа; 2 — удаленная часть открытого шельфа; 3 — средняя часть открытого шельфа; 4 — флишевый прогиб; 5 — южная граница распространения пород гравелит-песчаниковой ассоциации; 6 — ориентировка

палеотечений по линейным текстурам на подошвах слоев: а — однонаправленные, б — веерные; 7 — знаки ряби: а — волнения, б — течения; 8 — бугорчатая слоистость; 9 — ориентировка палеотечений по косой слоистости: а — бимодальная, б — полимодальная; 10 — первоначальное расположение объектов

ния флишевого комплекса Таласского Алатау.

В сарыджонское время глубоководный прогиб располагается примерно параллельно простиранию современной складчатой структуры. Ограничивающие его участки шельфа намечаются по появлению знаков ряби волнения, бугорчатой слоистости и бимодальному распределению ориентаций косой слоистости. На юго-западном шельфе, по данным Р. А. Максумовой (1967), присутствуют пласты полевошпат-кварцевых песчаников, не характерных для разреза сарыджонской серии.

Судя по ориентации веерных систем палеопотоков и расположению шельфов ширина прогиба не превышала 30—40 км, что указывает на малую вероятность его принадлежности к океаническому бассейну. Это, однако, не исключает возможности наличия океанического бассейна к северо-востоку от рассматриваемой территории, в пределах Киргизского хребта. Преобладающая восточная — юго-восточная ориентировка палеотечений (см. рис. 1в) позволяет предполагать продолжение бассейна в северо-западном направлении, где он, вероятно, соединялся с одно-возрастным флишевым бассейном Малого Каратау.

Основной снос обломочного материала происходил вдоль оси прогиба. Северо-восточный источник сноса распознается как по веерным системам палеопотоков, так и по локализации отложений гравелит-песчаниковой ассоциации; наличие южного источника определяется лишь по ориентации палеопотоков. Размывались главным образом интрузивные и метаморфические породы, подчиненное значение имели осадочные (терригенные) и эффузивные.

Поперечные простиранию трога долино-веерные системы развиты слабо, в них отсутствуют крупные подводные каньоны, и они вряд ли имели существенное значение при заполнении прогиба отложениями гравитационных потоков. Среди последних доминировали турбидные потоки различной плотности при подчиненной роли обломочных потоков. Судя по развитию обратной градиционной слоистости локально могли возникать зерновые потоки, но в формировании осадочного разреза сарыджонской серии они не имели существенного значения.

При переходе от нижней к средней части разреза сарыджонской серии отмечается тенденция к росту более грубозернистого материала, что свидетельствует о проградации подводного конуса выноса и смене обстановки нижней части конуса выноса на обстановку его средней части. В дальнейшем, однако, происходит уменьшение грубозернистости пород и появление в обломочной фракции карбонатного материала. Хотя обстановка осадконакопления стала более мелководной, отложения верхней части конуса выноса отсутствуют. Вероятно, эти изменения фиксируют значительные перемены в развитии источников сноса обломочного материала, что отчетливо проявилось во время накопления пород чаткарагайской серии.

Заполнение глубоководного прогиба гравититами привело к изменению формы бассейна осадконакопления. В чаткарагайское время (см. рис. 3, в) во всем регионе распознаются отложения только средней и внешней частей открытого шельфа, ограниченные с северо-востока (бешташская свита Кумыштагского покрова) и юго-запада (бакаирская свита Узунахматского покрова) карбонатными платформами (см. рис. 3, в). Ось морского бассейна сместилась в северо-восточном направлении, а его глубина, судя по широкому развитию бугорчатой слоистости, была больше глубины базиса деятельности приливно-отливных волн, но меньше таковой штормовых волн, т. е. примерно от 50 до 200 м [10, 11]. Ориентация линейных текстур на подошвах слоев свидетельствует о сохранении важной роли потоков, параллельных простиранию прогиба.

Существенно изменились и источники обломочного материала. Размыву подвергались карбонатные породы, и, вероятно, основными поставщиками калькаренитов служили карбонатные платформы. Наличие терригенных пород, выполняющих древние русла [4, 6], позволяет говорить и об иных источниках сноса, но роль последних была незначительной. Обломочный материал разносился вдольбереговыми и приливно-отливными течениями, а по мере удаления от берега все большую роль играли штормовые процессы. Судя по распространению калькаренитов они сносились с юга-запада или запада. Линейные текстуры на подошвах слоев,

однако, дают основание предполагать скорее северный источник сноса, тогда как южный становится очевидным лишь в послечаткарагайское время (см. рис. 1, в).

Таким образом, в конце времени осадконакопления сарыджонской серии произошли значительные изменения в форме и глубине осадочного бассейна, а также составе и расположении источников сноса, что привело к замещению глубоководных терригенных гравититов значительно более мелководными шельфовыми калькаренидами. Эти данные позволяют считать, что смена отложений сарыджонской серии образованиями чаткарагайской серии отражает важнейший возрастной рубеж, фиксирующий время отмирания собственно флишевого трога.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айгнер Т. Известковые темпеститы: штурмовая стратификация в Верхнем Раковинном известняке (средний триас, юго-запад ФРГ)//Циклическая и событийная седиментация. М., Мир. 1985. С. 177—194.
2. Королев В. Г., Максумова Р. А. Флишевая формация верхнего рифея Таласского хребта (Тянь-Шань)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 12. С. 49—63.
3. Малюжинец А. Г., Советов Ю. К. Поздний флиш Таласского геосинклинального комплекса (верхний рифей, Таласский хребет)//Закономерности строения карбонатных, гало-

генных и терригенных формаций. Новосибирск, 1985. С. 3—26.

4. Малюжинец А. Г., Советов Ю. К. Карбонатный (чаткарагайский) флиш верхнего рифея Таласского хребта//Осадочные формации и обстановка их образования. Новосибирск, 1987. С. 149—159.
5. Обстановки осадконакопления и фации/Под ред. Х. Рединга. — М.: Мир, 1990.
6. Советов Ю. К. О структуре карбонатных и терригенно-карбонатных флишевых формаций//Структурные особенности осадочных формаций. Новосибирск, 1988. С. 3—26.
7. Худолей А. К., Семилеткин С. А. Морфология и эволюция складчатых и разрывных структур Таласского Алатау (Северный Тянь-Шань)//Геотектоника. 1992. № 1. С. 68—77.
8. Carbonate depositional environments/Ed. by P. A. Scholle D. G. Bebout, C. H. Moore. — Tulsa: AAPG Memoir 33. 1983.
9. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments/K. T. Pickering, D. A. V. Stow, M. P. Watson, R. N. Hiscott//Earth—Science Reviews. 1986. Vol. 23. N 2. P. 75—174.
10. Dott R. H., Bourgeois J. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences//Bull. Geol. Soc. Am. 1982. Vol. 93. N 8. P. 663—680.
11. Liu Baojun, Zhang Jiqing, Xu Xiaosong. On the calcareous tempestites in the Lower Permian of Silong, Xingwen, Sichuan//Acta Geologica Sinica. 1986. Vol. 60. N 1. P. 55—67.
12. Sandstone depositional environments/Ed. by P. A. Scholle, D. Spearing. — Tulsa: AAPG Memoir 31. 1982.
13. Shanmugam G., Moloi R. J. Submarine fan models: problems and solutions//Submarine fans and related turbidite facies. New York, Springer—Verlag. 1985. P. 29—34.

Принята редколлегией 24 июня 1991 г.

Геохимия

УДК 550.84

© А. Г. Жабин, А. А. Кременецкий, 1993

Рудоконцентрирующий геохимический барьер как функция пирит-пирротинового превращения

А. Г. ЖАБИН, А. А. КРЕМЕНЕЦКИЙ (ИМГРЭ)

В геохимическом цикле серы есть два фрагмента, отмеченных особенно высокой динамикой миграции и химической активностью этого элемента: 1) метаматматический (сквозьмагматический) поток глубинной серы, производящей сульфуризацию; в базальтоидных расплавах, например, происходит связывание элементов группы железа, халькофилов из силикатов в сульфиды [3] и 2) пирит-пирротинное превращение, сопровождающееся высвобождением

или поглощением реакционноактивной серы и обуславливающее развитие рудонакопительного барьера.

Настоящая статья посвящена пирит-пирротинному превращению (диссоциации), широко распространенному в различных геологических обстановках. Наиболее типичны из них следующие.

1. Термическая диссоциация пирита нижеследующих типов на пирротин и серу при прогрессивном региональном метаморфизме и контактовом тепло-

вом воздействии интрузий: дисульфидов (пирит, марказит, мельниксит), возникших при седиментогенезе типа эксинской фации (органическое вещество, сульфат-редукция, бактериальный синтез сероводорода, сульфидизация железа) и эволюционирующих в ходе диагенеза, катагенеза, метаморфизма; вкрапленности пирита в региональных метасоматических формациях — пропитках, березитах, зеленых сланцах, спилитах и т. п.; концентрированных пиритовых тел полиметаллической и колчеданной рудных формаций.

2. Гидротермальное реакционное взаимодействие бессернистых гидротерм с ранее образовавшимися пиритовыми телами самого разного первичного генезиса [1].

Геохимическая роль пирит-пирротинового превращения заключается в высвобождении около половины «пиритной» серы, в возможности мобилизации и концентрирования первичных примесей пирита (кобальта, никеля, мышьяка, золота и т. п.) и возникновении новой пирротиновой фазы с новым спектром примесей. Сам пирит и высвобождающаяся при его разложении сера создают условия для формирования рудоконцентрирующих геохимических жидких, газовых и твердофазовых барьеров нескольких генераций (стадий, этапов).

Физико-химические условия протекания реакций «пирит → пирротин + сера». В среде диоксида углерода реакция диссоциации $\text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeS} + \text{S} \uparrow$ полностью протекает при 500°C за 130 минут, а при 700°C — менее чем за 10 минут [13]. Следовательно, ни по реальному диапазону температур, ни по необходимому времени реакция принципиальных ограничений не имеет (рис. 1). В обычной комнатной атмосфере у пирита наблюдается эндотермический пик ДТА при 538°C [12], соответствующий диссоциации, в атмосфере же азота или диоксида углерода — пик при $650\text{--}689^\circ\text{C}$. При экспериментальном изучении диссоциации пирита в интервале $450\text{--}760^\circ\text{C}$ отмечено (А. Я. Угай и др. 1974) существование скачка давления паров серы при температуре перитектики.

На основе простейшей окислительно-восстановительной реакции: $2\text{FeS} \rightleftharpoons \text{FeS}_2 + \text{Fe}^{2+} + 2\text{e}^-$ — видно, что пирротин является более восстановленной формой, чем пирит. Пирит же стаби-

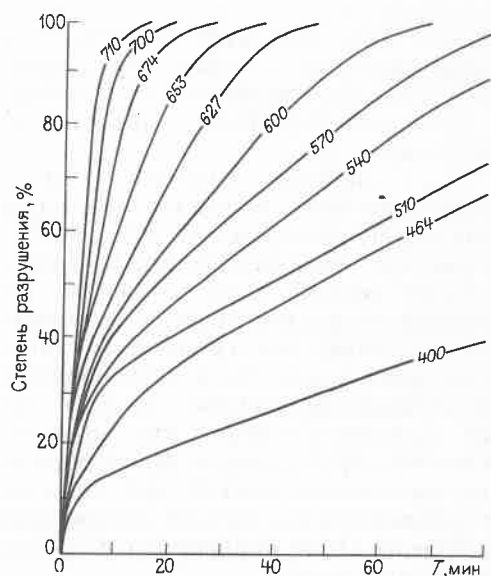


Рис. 1. Кинетика реакции диссоциации «пирит → пирротин» [13]

лен даже в наиболее восстановительных осадочных породах [10]. Магнетит за счет пирита и пирротина может возникать не только при повышении окислительного потенциала раствора. Он появляется и в кислых растворах, когда концентрация сульфидной серы опускается ниже 0,01 моля при 300° и ниже 0,03 моля при 400° . Этим ясно обозначается нижний уровень сернистости растворов, из которых кристаллизуются пирит и пирротин вне поля устойчивости магнетита (Г. П. Широносова, Г. Р. Колонин, 1979).

Широко используется пирит-пирротинный геотермометр на основе распределения никеля и кобальта. Фазовое соответствие с учетом неидеальности твердых растворов рассмотрено В. С. Урусовым (1979). Экспериментально установлено (А. Г. Твалчрелидзе, 1977), что термическая диссоциация пирита при 750° сопровождается утяжелением изотопного состава серы в новообразованном гексагональном пирротине на величину порядка 1‰ . Это обстоятельство предстает одной из причин пестрого состава серы в сульфидных осадочных (в т. ч. черносланцевых) рудных формациях, где широко проявлена описываемая реакция. Превращение «пирит → пирротин» интенсифицируется, если оно совпадает по времени с механическими деформациями при увеличении механодиффузии. Уста-

новлена также зависимость размера кристаллов новообразованного пирита от метаморфической ступени вмещающих пород [15].

Поскольку пирит-пирротиновое превращение в природе реализуется чаще всего при инертном поведении «пиритного» железа, произведем подсчет баланса вещества для случая псевдоморфного развития пирротина по пириту [2].

Рассчитаем содержание атомов железа и серы в $1000 \text{ \AA}^3$. В данном объеме пирита содержится 25,69 «молекул» FeS_2 , а пирротина — 34,31 «молекул» FeS . При замещении этого объема пирротинном на основе 25,26 атомов «пиритного» железа пирротин заполнит лишь 73,62 % объема, а усадочные поры составят 26,38 %, т. е. более четверти. Кристаллохимически это обусловлено также и большей рыхлостью пиритовой структуры: в нем гантельные группы S_2^{2-} имеют, как и Fe^{2+} , координацию 6; в пирротине же у анионов серы плотная гексагональная упаковка; расстояние $\text{Fe}=\text{S}$ в пирите равно $2,45 \text{ \AA}$ а в пирротине $2,26 \text{ \AA}$. В итоге из $50,52$ атомов пиритной серы, содержащейся в $1000 \text{ \AA}^3$ пирита, пирротинном заимствуется 25,26 атомов, т. е. равно 50 %. Остальная половина пиритной серы мобилизуется и формирует геохимический барьер.

Пиритсодержащие породы: анхимономинеральные пирититы, околорудные метасоматиты и регионально-метаморфизованные породы с вкрапленностью пирита, осадочные породы с концентрациями дисульфидов железа и т. п. — есть замечательные по своим рудонакопительным свойствам стационарные твердофазные геохимические барьеры [1, 4]. Кристаллохимические и физические свойства пирита, обуславливающие его сорбционные, накопительные функции по отношению ко многим химическим элементам, подробно исследованные В. И. Красниковым, А. П. Карасевым, В. Г. Прохоровым, А. Д. Ракчевым, Р. С. Сейфуллиным и многими другими, следующие: 1) высокая электропроводность, 2) высокий электродный потенциал, 3) большие скорости спада ранней стадии вызванной поляризации (высокая электрохимическая активность), 4) дырочная проводимость, 5) возможность образования $p \rightarrow n$ переходов на контакте с другими сульфидными, обладающими электрон-

ной проводимостью, 6) активная кристаллохимическая подложка (скол, поверхность поры, поверхность грани) при эпитаксиальном зарождении (например, золота), 7) способность быть донором серы.

Примеры метаморфического воздействия на пиритсодержащие субстраты разного генезиса. В качестве примеров дадим краткое описание подробно исследованных случаев метаморфического преобразования месторождений разных типов рудных формаций [4].

Первая группа примеров относится к медно-цинковым месторождениям колчеданной рудной формации. Их характерная особенность — наличие первичных анхимономинеральных пиритовых тел. По сводке Ф. Уокса (1969) о метаморфизме сульфидных объектов и нашим данным можно сделать вывод, что в колчеданных месторождениях, претерпевших метаморфизм пиритно-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций, не происходит существенного фазового изменения и переотложения вещества. Пирит, основной минерал этой рудной формации, остается стабильным. Пирит-пирротиновое превращение практически не осуществляется. Однако колчеданные месторождения, испытавшие метаморфизм даже начальных ступеней амфиболитовой фации, уже претерпевают глубокие изменения, и центральное место в этом преобразовании занимает реакция пирит-пирротинового превращения с большими объемами высвобождения серы.

Например, по В. И. Робонену и С. И. Рыбакову (1975) сингенетичные вмещающим вулканитам раннего протерозоя Карелии серноколчеданные (пиритовые) гидротермально-осадочные руды месторождений Хаутаваара, Парандовское, Нялмозерское и других последовательно претерпели следующие преобразования: 1) аутометаморфизм стадии накопления вулканитов и отложения руд; 2) региональный метаморфизм зеленосланцевой или амфиболитовой фаций (прогрессивная, регрессивная стадии); 3) ультраметаморфизм (экзоконтакты гранитных массивов); 4) железо-магний-кальциевый метасоматоз (реакция метаморфогенных растворов с ультрабазитами). В итоге такого многостадийного преобразования серноколчеданные (протопиритовые) руды на 20—35 % своего объема превращаются в пирротиновые; проис-

ходит интенсивная перекристаллизация рудных агрегатов, регенерация и перетложение сульфидов на расстоянии во многие десятки метров от первичных рудных тел. Возникают обширные ореолы новообразованных вкрапленностей пирита нескольких генераций, обусловленных стадийным высвобождением сульфидной серы. Если изначально вкрапленность пирита была лишь в серицит-хлоритовых метасоматитах со стороны лежащего бока пластовых рудных тел, что соответствует гидротермально-осадочной фации рудоотложения, то после пирротинизации пиритовых тел новообразованный вкрапленный пирит сформировал замкнутый ореол.

В крупном полиметаллическом сульфидном месторождении Брокен Хилл (Австралия) первичные галенит-сфалерит-пиритовые слоистые руды залегают в протерозойских породах, претерпевших региональный метаморфизм от среднеамфиболитовой до гранулитовой фаций. На основе вещества пирита возник метаморфический гексагональный пирротин [14].

В Новой Зеландии описана группа гидротермально-осадочных, стратиформных сульфидных с Cu, Pb, Zn, Au и Ag месторождений типа испанского Рио-Тинто. Среди первичных сульфидов преобладает пирит. Вмещающие породы — меловые черные карбонатные сланцы и кислые метатUFFы. Они вместе с включенными в них сульфидными телами подверглись метаморфизму олигоцен-миоценового возраста при высоких давлениях, соответствующих лавонит-альбитовой и фации глаукофановых («голубых») сланцев. В этом случае также возник пирротин и сосуществующий с ним высокожелезистый сфалерит. В рудном теле и в ореоле появились новые генерации пирита [9].

В Южноуральско-Мугоджарской колчеданной провинции имеются месторождения, например, Сибай, Авангард, Приорское и Осеннее, в которых, по З. Н. Павловой (1976), широко проявлен вторичный пирротин, образующийся после формирования серноколчеданных (пиритовых) тел и за счет их вещества. В рудах медноколчеданного месторождения Осеннего, испытавших термальный контактовый метаморфизм, также развиваются пирротин, высокожелезистый сфалерит и

новообразованные вкрапленности пирита, (А. Н. Гераков, 1976).

Вторая группа примеров проявления пирит-пирротинового превращения и возникновения геохимического рудо-контролирующего барьера относится к рассеянной сульфидной минерализации первично-осадочной (диагенетической, катагенетической), претерпевшей регионально-метаморфическое воздействие. Например, сульфидное месторождение Кайяна (Миннесота, США); относящееся к черносланцевой рудной формации, состоит из вкрапленных пирит-пирротиновых руд, содержащих сфалерит, халькопирит, арсенопирит, магнетит и ильменит. Оно претерпело метаморфизм верхов зеленосланцевой фации. Здесь отмечен эволюционный метаморфический ряд сульфидных превращений, являющийся наиболее полным. Описано двухстадийное пирит-пирротинное превращение и до четырех генераций пирита [11].

Мурунтауское золотоносное («черносланцевое») рудное поле относится к Центральнокызылкумской подзоне Зеравшано-Туркестанской структурно-формационной зоны южного Тянь-Шаня. В разрезе ордовик-силурийских миогеосинклинальных отложений этой зоны отчетливо выделяется бесапанская свита, подразделяемая [6] на три части (сверху вниз): надрудную («зеленый» бесапан) мощностью 1000—1600 м, рудоносную («пестрый» бесапан) мощностью 0—2000 м и подрудную толщ («серый» бесапан) мощностью 1000—2000 м. В исследованных толщах сверху вниз происходит смена метаморфических индекс-ассоциаций: хлорит+серицит (0—455 м) → серицит+биотит (455—1700 м) → биотит+мусковит (1700—2500 м) → актинолит+биотит (ниже 2500 м), что обусловлено зональностью прогрессивного этапа регионального метаморфизма.

Для синметаморфического (дорудного) этапа в разрезе типична фоновая минеральная ассоциация «пирит I ($\pm$ пирротин I гексагональный)+ильменит ($\pm$ ильменуртил)+халькопирит». Среднее содержание сульфидов в верхних горизонтах 5—7 % (редко до 10—20 %), в нижних частях уменьшается до 3—5 %. Рудному этапу соответствует новообразованная вкрапленная ассоциация «арсенопирит+пирит II+пирротин II+самородное золото+минералы висмута».

Обнаружено, что золотосульфидное оруденение Мурунтау расположено гипсометрически выше уровня, где проявлен пирит-пирротинный переход [6, 7]. Он обуславливает возникновение рудоконцентрирующего по золоту и другим металлам геохимического барьера, а также региональных магнитных аномалий за счет вкрапленности моноклинного магнитного пирротина. Граница пирит-пирротинного перехода пространственно соответствует серицит-биотитовой изограде. Выше этой изограды распространены пирротин I гексагональный (Fe_9S_{11}), а ниже ее — моноклинный пирротин I (Fe_6S_7 — Fe_7S_8). Таким образом, на уровне изограды, соответствующей индекс-ассоциации «серицит+биотит», происходит пирит-пирротинное превращение, а выделившаяся сера образует гипсометрически выше геохимический барьер сульфидизации, на котором осаждаются золото, висмут, вольфрам и другие металлы. Одновременно возникает зона *магнитных аномалий*, позволяющая геофизическими методами осуществлять поисковые работы на золотое оруденение Мурунтауского черносланцевого типа (рис. 2,3).

Итак, интегральная полихронная зональность сверху вниз имеет следующий вид: золотое оруденение → пирит-пирротинная (серицит-биотитовая) зона → зона магнитных аномалий (моноклинный пирротин).

Из расчета реакции пирит-пирротинного превращения следует, что синтез каждых 100 г пирротина сопровождается выделением 22—30 г свободной серы, отгоняемой в растворах вместе с H_2O и CO_2 вверх, в область развития низкотемпературных фаций, где в присутствии $\text{C}_{\text{орг}}$ возможны реакции с образованием H_2S , устойчивой для этих фаций. Таким образом, верхние горизонты черносланцевых толщ обогащаются сероводородом и могут представлять собой активный геохимический осадитель для металлов их растворов любого источника и генезиса [7].

Выполненные расчеты показывают, что при содержании в метаморфизованной толще пирротин I в количестве $<0,25\%$ выделяемой серы недостаточно даже для формирования малосульфидного (около 3%) золото-арсенипиритового оруденения; для этого требуется $4 \cdot 10^6$ т серы, выделяемой при разложении 1—1,5 % пирита в пирро-

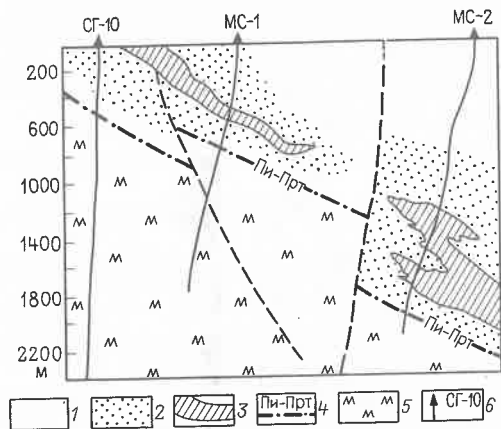
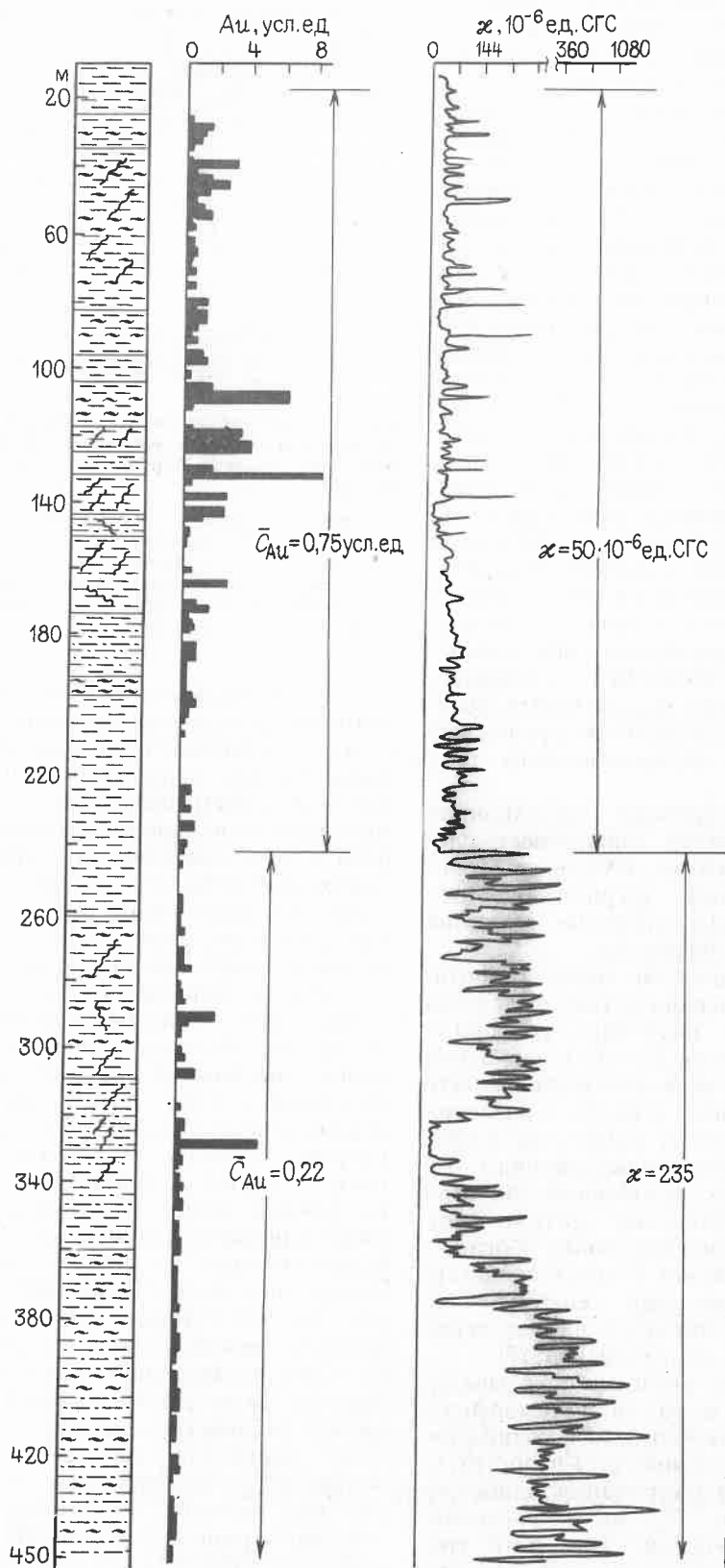


Рис. 2. Строение рудонакопительного геохимического барьера на основе пирит-пирротинного перехода в разрезе Мурунтауского рудного района [6]:

1 — фоновые вмещающие породы ($\text{Au} < 0,005$ г/т); 2 — околорудные аномалии ($\text{Au} = 0,5$ — $1,0$ г/т); 3 — рудные залежи ($\text{Au} > 3,0$ г/т); 4 — изограда пирит-пирротинного превращения; 5 — подрудная зона магнитных аномалий; 6 — глубокие буровые скважины

тин I. Образование же богатого золото-сульфидного оруденения (сумма сульфидов более 10%) требует на порядок больше серы (205 — $210 \cdot 10^6$ т), что может быть обеспечено либо аномальными скоплениями аутигенного пирита (что маловероятно), либо высвобождением серы из больших объемов толщ (при нормальном содержании пирита) и концентрированием ее в малых объемах, например, под экранами (своды антиклинальных складок и т. п.).

Авторами в поисковых целях разработан способ количественной оценки положения нижней границы залегания линейных золоторудных штоков в черносланцевых толщах [6]. Для этого разрезы скважин достаточно опробовать с шагом 1 проба на 5 — 10 м, из каждой пробы изготовить полированный шлиф и приближенно-количественно оценить в каждом суммарное содержание всех сульфидных минералов ($\Sigma_{\text{сфд}}$) и отдельно содержание магнитного моноклинного пирротина — $\text{Прт}^{\text{м}}$ (с применением магнитной суспензии). Затем рассчитывается коэффициент распространенности моноклинного пирротина по формуле $K_{\text{мр}} = \text{Прт}^{\text{м}} / \Sigma_{\text{сфд}}$. Эмпирически установлено, что значение $K_{\text{мр}} = 0,8 \pm 0,1$ соответствует границе пирит-пирротинного перехода, тогда как для развитых выше промышленных рудных залежей $K_{\text{мр}}$ не



превышает 0,01—0,25 (таблица). Вторая важная особенность пирит-пирротинового превращения — появление ниже его гипсометрической границы магнитных аномалий, обусловленных новообразованием ферритмагнитного моноклинного пирротина.

Минерафическими исследованиями установлено, что в черносланцевых толщах Мурунтауского рудного поля сверху вниз по разрезу дометаморфические сульфиды железа имеют следующую зональность: пирит I → пирротин I гексагональный → пирротин I моноклинный, магнитный.

При этом в области границы пирит-пирротинового перехода наблюдаются структуры замещения пирита гексагональным пирротинном (Fe_9S_{11}), а несколько ниже — реликты гексагонального пирротина в моноклинном (Fe_6S_7 — Fe_7S_8).

Лабораторные измерения магнитных характеристик на образцах черных сланцев из разрезов Мурунтауской глубокой скважины СГ-10 и ее скважин-спутника МС-1 показывают, что ниже пирит-пирротинового перехода значения остаточной и индуцированной намагниченности возрастают на 1—3 порядка (см. таблицу) и составляют в среднем соответственно $900\text{--}1500 \cdot 10^{-6}$ и $2000\text{--}4000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС ($1\text{СГС} = 1 \cdot 10^3 \text{ А/м}$). Особенно наглядно граница пирит-пирротинового перехода фиксируется по данным магнитного каротажа в разведочных скважинах. Как видно на рис. 3, золотое оруденение приурочено к зоне минимальных значений остаточной намагниченности, развитой выше границы пирит-пирротинового перехода, тогда как ниже этой границы остаточная намагниченность увеличена вдвое и растет с глубиной до аномальных значений $1080 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Аналогичную картину фиксируют значения вертикальной составляющей магнитного поля выше границы пирит-пирротинового перехода 50 гамм, а ниже — $\pm 100\text{--}200$ (до 400) гамм.

Механизм действия барьера и его пространственно-временная структура. Описываемый геохимический барьер относится к общему семейству серово-

дородных и сульфидных барьеров, выделенных А. И. Перельманом [8]. Они реализуются в гипергенных и эндогенных условиях, т. е. универсальны.

Барьер на основе пирит-пирротинового превращения, сопровождающегося высвобождением серы, демонстрирует более общие особенности геохимических барьеров и других видов: сочетание в пространстве и во времени первичных подвижных (жидко-газофазовых), стационарных твердофазовых, а также вторичных накопителей, геологически большие масштабы протекания реакций, причинную связь барьеров с более общими геологическими процессами — стадиями литогенеза, региональным и контактовым метаморфизмом, элизионными процессами в осадочных бассейнах и т. п.

В генерализованном виде *пространственно-временную структуру* описываемого геохимического барьера на основе пирит-пирротинового превращения можно представить в четырехчленном варианте: 1 этап — субстрат; кристаллофизический твердофазовый пиритовый коллектор, осадитель металлов (первичное концентрирование) [1,4]; 2 этап — прогрессивный метаморфизм, протекание пирит-пирротиновой реакции с возникновением новообразованных вкрапленностей пирита, сульфидов полиметаллов, концентрированием золота и т. п.; 3 этап — регрессивный метаморфизм (диафорез); выделение из пирротина еще одной генерации дисульфида железа; метаморфогенное жилобразование; локальное концентрирование металлов; 4 этап — инверсия геологических структур, воздымание, трещинообразование, резкая смена окислительно-восстановительных условий, рудоконцентрирование, появление за счет вещества пирита и пирротина оксидов железа — магнетита, гематита, а затем карбоната железа — сидерита.

Таким образом, есть основание говорить о *суббарьерах, барьерах и супербарьерах*, т. е. о некоторой их структуре, иерархии. В пространстве геохимические барьеры нескольких генераций могут быть либо совмещены, т. е. функционировать на любом первичном субстрате (осадочном, метаморфичес-

Рис. 3. Распределение по разрезу в Мурунтауском рудном районе содержаний золота (среднее) и остаточной намагниченности (среднее), по А. И. Образцову и А. К. Алексеевой:

1 — метапелиты; 2 — металаевролиты; 3 — металаевропесчаники; 4 — секущие кварцевые жилы

Характеристика зоны пирит-пирротинового перехода по разрезу Мурунтауского рудного поля

Скважины	Зона перехода	Глубина, м	Сульфиды, %			Намагниченность*		T °C*	Ас, г/г	Число проб
			Σсфд	Прт ^м	K _{мр}	остаточная (% · 10 ⁻⁶ ед. СГС)	индуцированная (In · 10 ⁻⁶ ед. СГС)			
СГ—10 МС—1	Пирит	0—445	5,3	0,1	0,02	23,3	3,1	350	0,017	159
	Пирротин	446—3200	4,3	3,6	0,84	1657,2	3986	318	0,004	1162
	Пирит	0—710	4,34	1,22	0,28	207,9	1116	339	1	180
	Пирротин	711—1827	5,3	3,9	0,74	879	2066	325	0,006	375

* Измерения выполнены совместно с А. К. Алексеевой, ВИРТ (Ленинград)

ком, гидротермально-осадочном, гидротермально-метасоматическом и т. п.), либо разделены с образованием некоторого подобия зональной колонки. В тыловых частях (субстрате) такой колонки находятся псевдоморфозы той или иной степени полноты пирротина по пириту.

Следующая зона колонки устанавливается по самостоятельным (не псевдоморфным) выделениям пирротина; здесь проявлены две подзоны — гексагонального и моноклинного пирротина. Внешняя (фронтальная) зона определяется наличием новообразованного пирита. В этой фронтальной зоне совмещаются пириты двух генераций: I — субстрата, II — новообразованная. Если в зоне протекания реакции значения изотерм падают снизу вверх, то в этом же направлении ориентирована и колонка.

Ее внешняя, фронтальная часть чаще будет расположена гипсометрически выше, чем зона интенсивной пирротинизации.

Выводы. Знание геологического функционирования геохимического рудоконцентрирующего барьера — основной путь получения данных по поисковой стратегии на соответствующий вид полезных ископаемых.

Геохимический рудоконцентрирующий барьер, возникающий в осадочных и вулканогенно-осадочных породах на основе стационарных пиритовых и подвижного пирит-пирротинового суббарьеров, не есть, естественно, какое-то изолированное явление. Он — закономерный компонент в общей литолого-геохимической эволюции пород (диагенез → катагенез → метаморфизм).

Этот барьер представлен моделью Р. П. Котиной и П. Ф. Швецова [5]. Сущность этой модели, принятой и авторами, заключается в следующем. При погружении осадочных толщ, сопровождающемся компрессией, дегидратацией и ростом изотерм, в поровом пространстве пород возникает водно-дисперсная система — *мобилизат*. Он состоит из гидрофильных (кремнезем, карбонаты) и гидрофобных (органическое вещество, сульфиды) компонентов. Они десорбированы из ткани глинистого вещества и кластического наполнения разной крупности.

На первой стадии мобилизат неустойчив (неравновесен), и именно этим обуславливается его последующая эво-

люция в соответствии с эволюцией самого литогенеза. Происходит диссипация свободной энергии в виде тепла, суммируются термические эффекты агрегации и кристаллизации (до нескольких десятков градусов). При повышении температуры понижается вязкость мобилизата. Это облегчает его вязкое течение в толще по латерали, адвекцию по вдольслоевым направлениям, в сторону отрицательного градиента литостатического давления. Мощное масштабное движение и анизотропное перераспределение мобилизата как рудотранспортной среды происходит на этапе складкообразования и начального воздымания: всасывание за счет декомпрессионных эффектов в апикальные части складок, зоны отслоения и растяжения.

Дальнейшая судьба мобилизата связана с заключительным этапом инверсии, общего или блокового воздымания, гравитационного всплывания толщи осадочных пород, трещинообразованием. Именно на этом этапе выделяется в виде прожилков, жил и мощных региональных зон большой объем метаморфогенных минералов — карбонатов и кварца, и именно около таких зон происходит наиболее интенсивное концентрирование сульфидов железа, полиметаллов, мышьяка, сурьмы, золота, вольфрама и т. п. Часть этого комплексного оруденения отлагается на метаморфогенные карбонатно-кварцевые жилы как на трещинные коллекторы, другая же часть связывается на основе пиритовых агрегатов внутри самих пород около зон карбонатно-кварцевых жил.

Функциональные, диагностические и поисковые характеристики пирит-пирротинового рудоконцентрирующего барьера следующие: масштаб проявления — региональный (метаморфизм осадочных и осадочно-вулканогенных толщ) и локальный (контактные ореолы интрузий); генетические типы объектов — диагенез-катагенетические, метаморфогенные, метаморфические; пространственно-временная структура барьера — колонка, представляющая сочетание барьеров (суббарьеров) нескольких этапов, генераций и нескольких родов — неподвижных (пирититы) и подвижных (движение фронта пирит-пирротинового превращения с выделением серы); концентрирование вещества — стадийное, из любого источника; харак-

теристические элементы — семейство железа (кобальт, никель), халькофилы, золото, серебро, платиноиды, мышьяк, сурьма; диагностические признаки — региональное распространение вкрапленности дисульфидов железа в осадочных породах, пропилитах, березитах, зеленых сланцах и т. п.; пирит-пирротиновая изограда; стадийное концентрирование золота в последовательных генерациях пирита; зона магнитного пирротина; поисковые функции барьера — очерчивает вероятную область локализации рудных объектов на уровне поля и месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жабин А. Г. Реакционное взаимодействие рудоносных ($\text{Cu} + \text{Zn} + \text{Pb}$) гидротерм с телами пиритов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215. № 3. С. 661—664.
2. Жабин А. Г., Русинов В. Л. Классификация и генезис псевдоморфоз // Зап. Всесоюз. минер. об-ва 1973. № 3. С. 241—253.
3. Жабин А. Г., Гладких В. С. Метаматмическая сульфуризация базальтовых расплавов как геохимическая причина возникновения колчеданных месторождений эвгеосинклиналей // Флюиды в магматических процессах. М., 1982. С. 180—192.
4. Жабин А. Г., Самсонова Н. С., Исакович И. З. Минералогические исследования околорудных ореолов. — М.: Недра, 1987.
5. Котина Р. П., Швецов П. Ф. Формирование автономной рудогенерирующей структуры на стадии метабазита // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 396—399.
6. Кременецкий А. А., Лапидус А. В., Скрябин В. Ю. Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых. — М.: Наука, 1990.
7. Кременецкий А. А., Дмитренко Н. К. Геохимия прогрессивного регионального метаморфизма и связанного с ним гранитообразования // Геохимия магматизма. М., 1982. С. 7—48.
8. Перельман А. И. Геохимия. — М.: Высшая школа, 1989.
9. Briggs R. M., Kobe H. W., Black P. M. High-pressure metamorphism of stratiform sulphide deposits from the Diahot region, New Caledonia // Mineral. Deposita. 1977. Vol. 12, N 6. P. 263—279.
10. Hall A. J. Pyrite — perrhotine redox reactions in nature // Mineral. Mag. 1986. Vol. 50, N 2, P. 223—229.
11. Han Tsu-Ming. Ore Mineral Relations in the Cuyuna Sulfide Deposit, Minnesota // Mineral. Deposita. 1968. Vol. 3. N 8. P. 109—134.
12. Kopp O. C., Kerr P. F. Diefferential thermal analysis of pyrite and marcasite // Bull. Geol. Soc. Amer. 1962. Vol. 69. N 12. P. 1598.
13. Mitra A. K., Wiswanath N., Nandi S. K. Thermal decomposition of Amjhore pyrites // Jnd. Chem. Engineer. 1968. Vol. X. N 2. P. 91—94.
14. Scott S. D., Both R. A., Kissin S. A. Sulfide Petrology of the Broken Hill Region, New

Геофизика и глубинное строение

УДК 550.8.05

© Коллектив авторов, 1993

О возможности петрологической интерпретации сейсмических и гравитационных данных*

А. Л. АЛЕЙНИКОВ, Д. В. БАХТЕРЕВ, Н. И. НЕМЗОРОВ,
Ф. И. НИКОНОВА, А. М. ТИУНОВА (Институт геофизики УрО РАН)

Одна из основных задач при комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных — переход от скоростных характеристик к плотностным. Решению ее посвящен ряд работ отечественных и зарубежных исследователей [4, 8], которые обычно сводят ее к отысканию корреляционной зависимости между скоростью распространения продольных v_p волн и плотностью ρ .

Установлено, что при постоянных давлении и температуре связь между v_p и ρ в первом приближении можно считать линейной, причем более или менее четко она проявляется лишь при всестороннем сжатии, превышающем 150—200 МПа. Отмеченное обстоятельство приводит к тому, что при изучении верхней части земной коры (примерно до 5 км) сейсмические данные для определения плотности практически не используются.

В Институте геофизики УрО РАН была предпринята попытка повысить точность оценки плотности верхней части земной коры путем совместного использования значений скоростей продольных и поперечных v_s волн. Одной из первых публикаций подобного рода прогнозных оценок является работа [5], в которой приводятся разрезы земной коры по Красноуральскому профилю ГСЗ, характеризующие распределение значений скоростей продольных и поперечных волн и соответствующих им значений плотности и содержания кремнезема SiO_2 в породах. Прогноз этих параметров был основан на значениях скоростей упругих волн, вычисленных по способу,

разработанному для среды, свойства которой изменяются только по вертикали.

С использованием предложенной Институтом геологии и геофизики СО РАН методики расчета скоростей [6], позволяющей учитывать горизонтальную неоднородность земной коры, и усовершенствованной методики оценки по данным сейсмометрии плотности пород и содержания в них кремнезема [2], выполнена новая интерпретация данных ГСЗ по Красноуральскому профилю. По результатам ее построены разрезы, характеризующие распределение в земной коре скоростей продольных и поперечных волн и соответствующих им значений плотности и содержания кремнезема (рис. 1). При прогнозной оценке состава учитывалось влияние пористости, которая также рассчитывалась на основе корреляционной зависимости по скоростям продольных и поперечных волн [1].

В рисунке изолиний скоростей продольных и сдвиговых колебаний отчетливо выделяются две аномальные зоны: в пределах Тагило-Магнитогорского погружения и в западной части Восточно-Уральского поднятия. На плотностном разрезе этим аномалиям соответствуют участки, расчетные значения плотности в которых также увеличиваются, достигая в первом случае 2,95—3, во втором 2,9 г/см³. Рисунок изолиний плотности заметно отличается от исходной картины распределения скоростей как продольных, так и поперечных волн. В нем на участке, соответствующем западному крылу Тагило-Магнитогорского погружения, в расположении изолиний довольно отчетливо проявляется погружение их в восточном направлении, что, по-види-

* На примере Урала

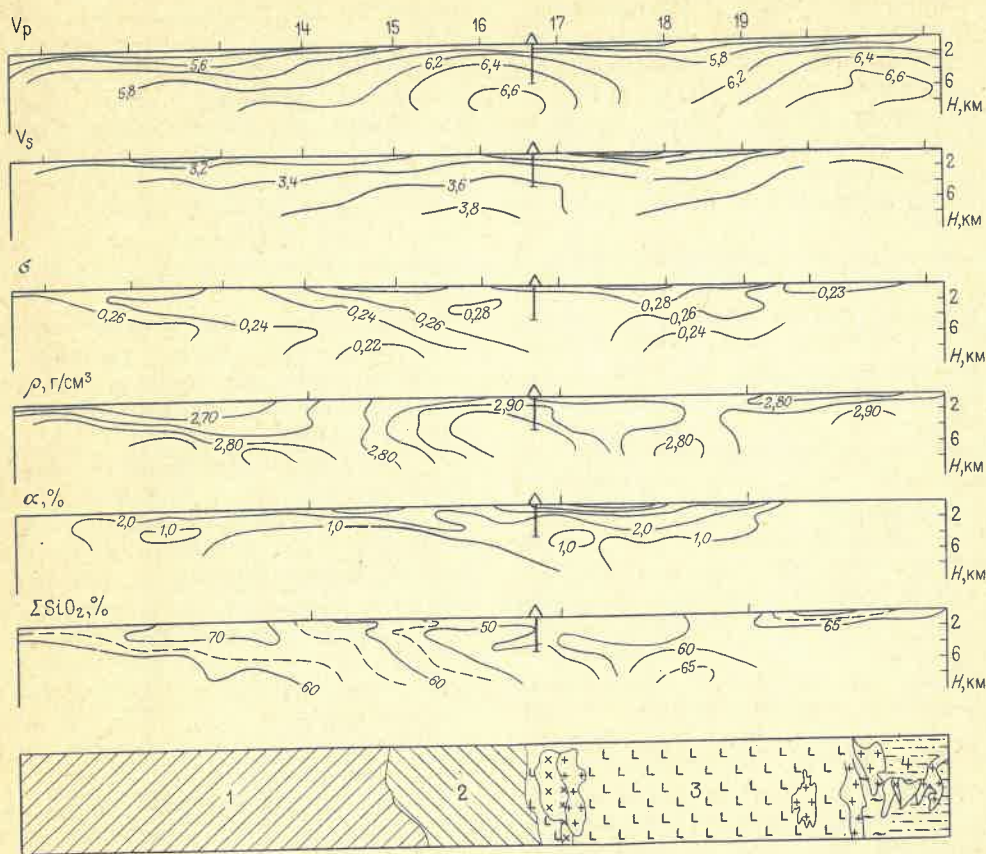


Рис. 1. Результаты геофизического прогноза плотности и содержания кремнезема на Красно-уральском профиле ГСЗ:

v_p — изолинии скоростей продольных волн, км/с;
 v_s — изолинии скоростей поперечных волн, км/с;
 σ — изолинии коэффициента Пуассона; ρ — изолинии плотности горных пород («независимый» плотностной разрез); α — пористость; ΣSiO_2 —

линии изоконцентраций кремнезема; на фрагменте геологической карты: 1 — область развития кварц-хлорит-серицитовых сланцев и кварцит-песчаников, 2 — моноклиальная структура западного крыла Тагильского синклиория; 3 — эффузивно-осадочный комплекс Тагильского прогиба, 4 — область развития гранитов и гнейсов Восточно-Уральского поднятия

мому, отражает восточное падение толщ. Западное крыло Тагильского мегасинклиория, сложенное вулканогенными и частью осадочными (в терригенных и карбонатных фациях) образованиями, представляет собой огромную моноклиальную структуру, имеющую общее восточное падение с углами от 15—20 до 60—70° [3]. Эта структура «... прорвана узкими интрузивными телами перидотитов Салатимского пояса, а также многими крупными массивами габброидных пород, дунитов, пироксенитов и кислых пород габбро-плагиогранитовой и габбросиенит-гранитовой ассоциаций, составляющих единый Платиноносный пояс интрузий» [3, с. 73].

Выделенные по материалам глубинных сейсмических зондирований крупные плотностные неоднородности верх-

ней части земной коры проявляются и в гравитационном поле. Например, участку, содержащему породы плотностью 2,95 г/см³ и более, соответствует интенсивная положительная аномалия силы тяжести; выходам на земную поверхность образований плотностью ~2,7 г/см³ и меньше — отрицательные или близкие к нулю.

Таким образом, полученный на основе данных сейсмометрии плотностной разрез качественно соответствует аномальному гравитационному полю, что можно рассматривать как косвенное подтверждение достоверности результатов прогнозных оценок значений плотности.

Однако возникает вопрос количественной оценки без использования данных $\Delta g_{\text{набл}}$ плотностного разреза (независимого). С этой целью была решена прямая задача гравиметрии для

«независимого» распределения плотности, приведенного на рис. 1, и значения модельного поля сопоставлены с наблюдаемым полем $\Delta g_{\text{набл}}$ (рис. 2). Качественно кривые $\Delta g_{\text{мод}}$ и $\Delta g_{\text{набл}}$ совпали практически на всем профиле (пространственно совпадают отрицательные аномалии и точки глобального максимума). Однако количественное расхождение достигает $\sim 40\%$ в зоне максимума. Кроме того, существенные различия в поведении модельного и наблюдаемого полей прослеживаются на участке профиля между пикетами 17 и 19, где локальному минимуму и следующему за ним максимуму в наблюдаемом поле соответствует локальный максимум и затем минимум.

Была предпринята попытка «уточнить» независимый плотностной разрез таким образом, чтобы не слишком исказить его основные элементы, но при этом добиться хорошего совпадения полей Δg от разреза и $\Delta g_{\text{набл}}$. Был использован разработанный в ИГ УрО АН СССР под руководством А. В. Цирульского двухэтапный метод интерпретации гравитационных аномалий, программно реализованный в виде системы для IBM — совместимых персональных компьютеров. Первый этап включает аппроксимацию заданного поля полями сингулярных источников — отрезков с постоянной линейной плотностью, что позволяет при небольшом числе параметров подбирать поля достаточно сложной морфологии. Это, безусловно, существенно

влияет на устойчивость обратной задачи. На первом этапе определяются параметры каждого из источников и происходит разделение поля. Процесс реализован в интерактивном режиме, т. е. интерпретатор имеет возможность контролировать процесс аппроксимации и при необходимости вносить изменения с тем, чтобы инициализировать геологически осмысленное разделение поля.

Второй этап интерпретации состоит в построении и анализе для каждого из полученных при подборе сингулярных источников эквивалентного семейства границ раздела и ограниченных областей с различными физическими параметрами (плотность, глубина), поражающих поле, тождественно равное полю соответствующего источника. Таким образом, интерпретатор получает возможность оперативно конструировать и анализировать различные варианты плотностного разреза, эквивалентные по создаваемому гравитационному полю. Теоретическое обоснование и описание метода приведены в работе [7].

Исходя из морфологии наблюдаемого поля Δg и полученного «независимого» распределения плотности мы использовали для аппроксимации четыре источника, т. е. по полю, заданному с шагом 1 км по профилю длиной 110 км; всего определялось 20 параметров (рис. 3). Заметим, что удовлетворительной точности при аппроксимации заданного поля можно добиться, используя лишь три источника (рис. 4), однако соответствующий такому разделению поля плотностной разрез противоречит геологической карте (он дает приповерхностный слой пониженной плотности по всему профилю).

На рис. 3 приведен окончательный вариант аппроксимации полями четырех сингулярных источников: поля каждого из них и их суммарное поле $\Delta g_{\text{мод}}$, которое достаточно хорошо аппроксимирует наблюдаемую кривую $\Delta g_{\text{набл}}$. Для источника 4 в западной части профиля построена эквивалентная ему область со скачком плотности $0,1 \text{ г/см}^3$. Поскольку источник 1 расположен практически на краю профиля, этот блок нельзя считать надежным.

При построении эквивалентного семейства для источника 2 учитывалось, что по геологическим данным (см.

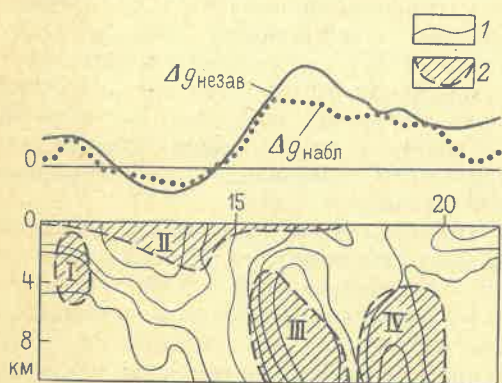


Рис. 2. Сопоставление наблюдаемого и модельного плотностных разрезов:

1 — изолинии плотности, рассчитанной по данным о скоростях продольных и поперечных волн; 2 — контуры модельных аномалиеобразующих объектов I — IV

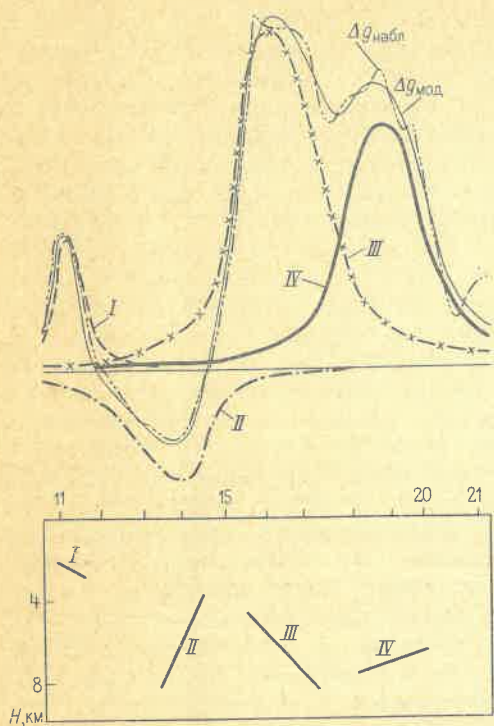


Рис. 3. Моделирование наблюдаемого поля силы тяжести сингулярными источниками I, II, III, IV

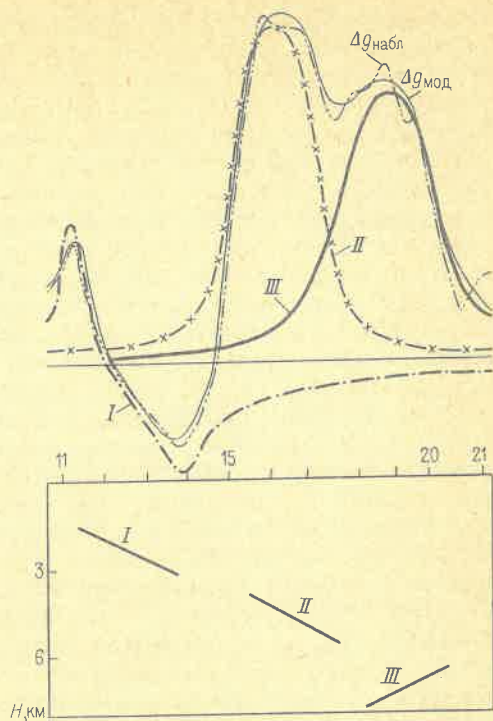


Рис. 4. Моделирование поля силы тяжести сингулярными источниками I, II, III

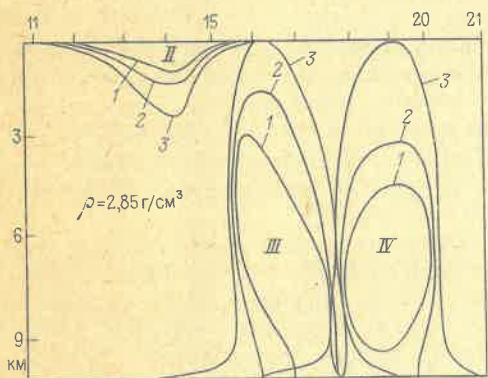


Рис. 5. Построение эквивалентного семейства границ для сингулярных источников:

II — [1 — $(-0,1 \text{ г/см}^3)$; 2 — $(-0,15 \text{ г/см}^3)$; 3 — $(-0,20 \text{ г/см}^3)$];
 III — [1 — $(+0,15 \text{ г/см}^3)$; 2 — $(+0,1 \text{ г/см}^3)$; 3 — $(+0,08 \text{ г/см}^3)$];
 IV — [1 — $(+0,15 \text{ г/см}^3)$; 2 — $(+0,1 \text{ г/см}^3)$; 3 — $(+0,06 \text{ г/см}^3)$]

рис. 1) в районе между пикетами 12 и 14 имеется блок пониженной плотности. В связи с этим рассмотрено эквивалентное отрезку 2 семейство границ раздела, имеющих в качестве асимптоты земную поверхность, и построены границы раздела со скачками плотности $-0,1$; $-0,15$; $-0,2 \text{ г/см}^3$

(плотность горных пород вмещающей среды принята равной $2,85 \text{ г/см}^3$). Сопоставление с независимым плотностным разрезом позволило в качестве наиболее вероятной выбрать границу со скачком плотности $-0,1 \text{ г/см}^3$. Она практически совпадает по глубине и по плотности с имеющимся на независимом плотностном разрезе «легким» блоком, однако восточный фланг смещен на 5 км (рис. 5).

Источник 3 моделирует наиболее интенсивную положительную аномалию, связанную с породами Тагило-Магнитогорского погружения. На рис. 5 приведены различные возможные блоки, создающие при соответствующем скачке плотности поле, совпадающее с полем источника 3. Вновь для выброса наиболее вероятного из множества эквивалентных решений использован «независимый» плотностной разрез. В результате выбран блок со скачком плотности $+0,15 \text{ г/см}^3$. Совпадение его с полученным ранее тяжелым блоком удовлетворительное: сохраняется характерное восточное падение западного крыла, которое сдвинуто на восток примерно на 10 км (см. рис. 5).

При построении эквивалентов для источника 4 рассмотрен ряд возмож-

ных вариантов (см. рис. 5). В качестве наиболее реального выбран блок со скачком плотности $+0,15 \text{ г/см}^3$, поскольку третий и четвертый аномалиеобразующие объекты связаны с интрузивной деятельностью единого магматического очага [2]. Как и следовало ожидать, именно в этой части разреза получено наибольшее расхождение с «независимым» плотностным разрезом (см. рис. 2). Во-первых, здесь развито значительное количество тектонических нарушений субширотного простирания. Во-вторых, данный участок профиля приурочен к части Тагильского прогиба, отличающейся повсеместным распространением интрузий кислого и основного составов. Плоскость профиля является границей между ними с незначительным смещением в сторону кислых интрузивов. Поэтому весьма вероятно, что часть аномалии $\Delta g_{\text{набл}}$, описываемая источником 4, обусловлена интрузиями основного состава, распространенными южнее линии Красноуральского профиля. Площадными исследованиями здесь также установлено наличие двух расходящихся кверху высокоплотных геологических образований [2].

В заключение рассмотрим прогнозный разрез, характеризующий распределение кремнезема в верхней части земной коры. Данный результат, хотя и не вытекает из комплексной сейсмогравитационной интерпретации, но представляет самостоятельный интерес и может служить косвенной проверкой достоверности плотностного прогноза.

Содержание SiO_2 рассчитывалось по зависимости, приведенной в работах [1, 2]. Рисунки изоконцентраций кремнезема и линий равных значений плотности в общих чертах сходны, но далеко не идентичны (см. рис. 1, *г, е*). Общность разрезов заключается прежде всего в том, что участкам с относительно пониженной плотностью соответствуют повышенные значения содержания кремнезема. Согласно результатам интерпретации данных ГСЗ, породы кислого состава (содержание кремнезема $\sim 65\text{--}70\%$, плотность $2,7\text{--}2,75 \text{ г/см}^3$) обнажаются в пределах Центральноуральского и Восточно-Уральского поднятий, а преимущественно основного и среднего состава ($50\text{--}60\%$ и $2,8\text{--}2,85 \text{ г/см}^3$) выходят на земную поверхность в

Тагильском прогибе (см. рис. 1, *ж*, область 3). Сопоставляя полученный результат с материалами геологических съемок, можно отметить, что в пересеченной профилем ГСЗ части Центральноуральского поднятия в основном развиты три разновидности горных пород (см. рис. 1, *ж*, область 1): сланцы кварцит-хлорит-серицитовые; сланцы хлорит-серицит-кварцевые, частично песчано-кварцитовые; кварцит-песчаники.

В пределах рассматриваемой части Восточно-Уральского поднятия преобладают граниты и гнейсы, подчиненное значение имеют амфиболиты и серпентиниты, приуроченные преимущественно к узкой полосе Серовско-Маукского разлома, отделяющего это поднятие от Тагильского прогиба. В западной части последнего на поверхность выходят зеленые слюдисто-кварцитовые и углисто-кварцитовые сланцы с прослоями конгломератов и амфиболитов; в центральной и восточной частях — вулканогенно-осадочные породы, среди которых преобладают эффузивы основного состава, а также интрузивы габбро и ультраосновных пород.

Таким образом, результаты оценки содержания кремнезема, выполненные на основе материалов ГСЗ, вполне согласуются с петрографической характеристикой верхней части земной коры, данной по материалам геологических наблюдений.

Нельзя не отметить, что в рисунке изоконцентраций кремнезема проявляются уже упоминавшиеся характерные черты строения верхней части земной коры Тагильского прогиба, причем еще отчетливее, чем это видно на «плотностном», и тем более на разрезах, характеризующих скорости распространения продольных и поперечных волн, хотя именно они использовались в качестве исходных данных. Содержащаяся в кинематических характеристиках земной коры в неявном виде информация о ее геологическом строении и составе проявляется лишь при совместном использовании значений скоростей продольных и поперечных волн. Сделанное заключение отчасти можно подтвердить путем сопоставления рисунков изолиний скоростей и рассчитанных непосредственно по ним значений коэффициента Пуассона (см. рис. 1, *в*). Действительно,

в разрезе, характеризующем распределение этого параметра (даже не смотря на то, что в нем «сохраняется» информация лишь об отношении скоростей продольных и поперечных волн), отражаются существенные черты строения земной коры, а по его значению можно судить, хотя и очень грубо, об основности слагающих ее горных пород (более кислым горным породам обычно соответствуют меньшие значения коэффициента Пуассона).

Результаты проведенных исследований показывают, что определение плотности по данным сейсмометрии производится с точностью, достаточной для нулевого приближения при подборе $\Delta g_{\text{набл}}$. На основе прогнозного плотностного разреза удается для каждого из источников выбирать конкретное решение из множества эквивалентных. И только совместная интерпретация сейсмических и гравитационных данных позволяет построить генерализованный плотностной разрез, поле которого удовлетворительно аппроксимирует наблюдаемое поле силы тяжести. Прогноз по сейсмическим данным содержания кремнезема отражает распределение этого параметра в слоях и блоках земной коры. Кроме того, в рисунке изоконцентраций кремне-

зема отражается строение исследуемого района.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алейников А. Л., Егоркин А. В., Немзоров Н. И.* Прогноз вещественного состава земной коры по данным ГСЗ//Сов. геология. 1990. № 10. С. 85—91.
2. *Алейников А. Л., Немзоров Н. И., Халевин Н. И.* Многоволновая сейсмометрия при изучении недр рудных районов. — М.: Наука, 1987.
3. *Геология СССР*/Гл. ред. А. В. Сидоренко. — М.: Недра, 1969. Т. XII. Ч. I.
4. *Красовский С. С.* Отражение динамики земной коры в гравитационном поле. — Киев: Наук. думка, 1981.
5. *Метод изучения земной коры рефрагированными Р, S-волнами*/А. Л. Алейников, С. Н. Голлод, А. М. Тиунова, Н. И. Халевин//Геология и геофизика. 1982. № 3. С. 120—127.
6. *Мишенькина З. Р., Шелудько И. Ф., Крылов С. В.* Использование линеаризованной постановки обратной кинематической задачи для двумерных полей времен рефрагированных волн//Численные методы в сейсмических исследованиях. Новосибирск, 1983. С. 140—152.
7. *Пирульский А. В., Никонова Ф. И., Федорова Н. В.* Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. — Свердловск: Наука, 1980.
8. *Woolard G. P.* Regional changes in gravity and their relation to crustal parameters//Bull. Grav. Int. Bull. Inf. 1975. Vol. 36.

Принята редколлегией 30 сентября 1991 г.

УДК 550.834

© А. Н. Светлакова, 1993

Результаты сейсмического моделирования разреза в условиях соляной тектоники и регионального сжатия*

А. Н. СВЕТЛАКОВА (Институт геологии, Башкирский научный центр)

Моделирование геологического разреза в сейсмическом (временном) варианте было применено с целью проверки правильности геологической интерпретации сейсмических разрезов в бортовой зоне Прикаспийской мегасинеклизы (автор использует название, предложенное А. А. Бакировым).

Эта зона наиболее сложна для проведения сейсморазведочных работ, поскольку характеризуется сложными сейсмогеологическими условиями, что объясняется быстрой изменчивостью

физических параметров геологического разреза как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. В свою очередь, изменчивость скорости и плотности в разрезе обусловлена быстрой литолого-фациальной изменчивостью пород в пределах одного структурного комплекса, мощными галогенными образованиями — солями, гипсами и ангидритами, имеющими разную плотность — 2,3—2,7 г/см³. В тектоническом отношении регион также характеризуется сложной историей: некомпенсированное прогибание в артинское время сменилось компенсированным в кунгурское, накоплением мощной соленосной формации с образованием

* На примере северной бортовой зоны Прикаспийской мегасинеклизы.

соляных куполов, штоков и гребней. Солянокупольная тектоника впоследствии осложнилась тангенциальными напряжениями с юга, которые обусловили надвигание солевых и надсолевых отложений на бортовой уступ.

Впервые о надвигании в бортовой зоне осторожно упоминается в работе Ю. М. Бутковского, А. Г. Гинодмана и И. И. Кожевникова (1965), когда авторы, описывая Токаревский сброс, утверждают, что солевые и надсолевые отложения в этой зоне как бы надвинуты на бортовой уступ по мезозою.

Токаревский сброс — уникальная структура на юго-востоке Восточно-Европейской платформы, по которой проводится граница между Прикаспийской мегасинеклизой и Русской плитой. Она закартирована как сброс на протяжении 225 км в широтном направлении вдоль течения р. Урал. На участке Уральск — Иртек нарушение выходит в обнажения и в шурфах, а далее на восток — юго-восток оно переходит в Иртек-Илекскую и Илекско-Яйсанскую флексуры. Чуть восточнее п. Иртек от него отделяется и протягивается в субширотном направлении нарушение, по которому проводится северная кромка Соль-Илецкого выступа фундамента и к которому приурочен Оренбургский вал. Амплитуда Токаревского сброса меняется от 900 на западе до 200 м на востоке, где сброс переходит в флексуру; угол наклона сбрасывателя 90—30°. Сброс разделяет породы юры, мела и триаса на севере и палеогена на юге.

По теоретическим соображениям (С. И. Шерман, 1977) и данным интерпретации сейсмических разрезов было высказано предположение, что такой протяженный (более 500 км) сброс, переходящий в несколько флексур, мог образоваться в результате мощного регионального сжатия, захватившего и глубокие части разреза земной коры. Для уточнения природы формирования указанной структуры и было проведено математическое моделирование разреза — составление синтетического временного разреза. Моделирование проведено по программе Трорея — Хилтермана, апробированной на ВЦ ПО «Башнефтегеофизика».

В основу алгоритма программы положена теория дифракции. Дифракция в трактовке Френеля, основанной на

принципе Гюйгенса, гласит, что если имеется волновая поверхность в некоторый момент времени, то можно построить новую волновую поверхность в последующий момент, если каждую ее точку рассматривать как источник элементарных волн. Френель объясняет дифракцию как интерференцию элементарных волн, распространяющихся из всех точек исходной волновой поверхности. Теория сейсмической дифракции Трорея была модифицирована Хилтерманом для случая многослойной среды путем введения «мнимой модели». Последняя создается следующим образом. С целью разбиения отражающих границ на плоские элементы из каждого пункта взрыва и пункта приема в среду трассируется пучок (веер) лучей с равным угловым преломлением. На каждой промежуточной границе лучи преломляются согласно закону Снелиуса, затем каждый прослеженный (действительный) луч заменяется прямолинейным лучом, выходящим из ПВП под тем же углом. Мнимое положение края плоского элемента границы — вдоль нового луча на расстоянии, равном произведению времени прохождения по действительному лучу на скорость в первом слое. Множество всех мнимых точек образует мнимую модель, имеющую единую постоянную скорость.

От каждого края плоских элементов мнимой модели вычисляются дифрагированные волны, которые затем суммируются.

По результатам интерпретации сейсмических разрезов бортовой зоны Прикаспийской синеклизы составлен рабочий вариант модели ее строения (рис. 1).

При составлении модели разреза по условному профилю (рис. 2) за основу взят проф. 9 Приуральской сейсмической партии 3/74 как наиболее протяженный и пересекающий с севера на юг Токаревский сброс, «соляной бортовой вал», первый соляной гребень. Второй соляной гребень охарактеризован сейсмическим профилем через Карачаганакскую структуру. Скв. П-3 Рожковская и 101 Долинная перенесены на условный профиль на участки, где предполагаются сходные сейсмогеологические условия. Надсолевые, солевые, первые подсолевые горизонты и скв. 48, 41, 44 перенесены на условный профиль с проф. 51 как наиболее

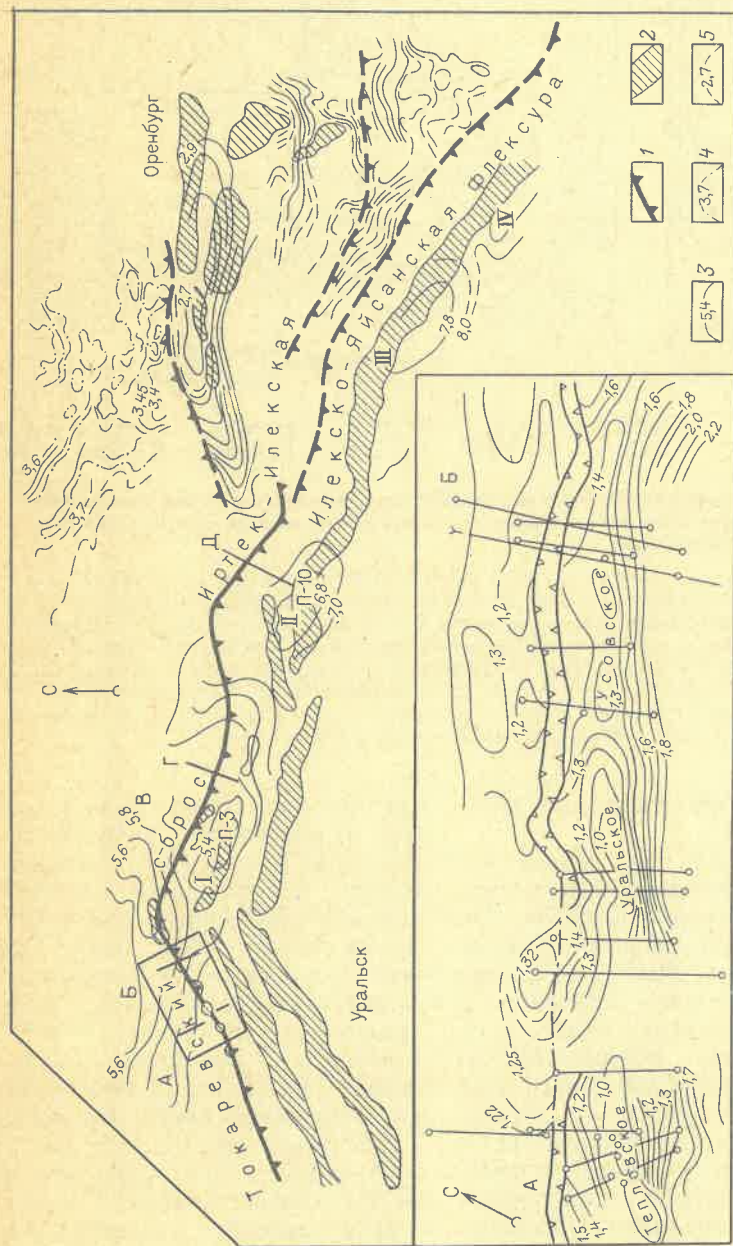


Рис. 1. Схема тектоники северной бортовой зоны Прикаспийской мегасеквен-
клизы:

1 — разломы и флексуры; 2 — соляные купола; 3 — изолинии глубин кристал-
лического фундамента, км; выступы: 1 — Январцевский, 2 — Карачаганак-
ский, 3 — Троицкий, 4 — Кобландинский (по данным ЮОУ ВНИГНИ, 1978);

4 — изолинии глубин до кровли пашайских отложений девона, км; 5 — изо-
линии глубин до кровли ордовикских отложений, км; П-3, П-10 — скважины;
на *врезке* — структурная карта по кровле гидрохимических отложений ка-
занского яруса с планом профилей и скважин на участке, отмеченном квад-
ратом (по данным Оренбургской геофизической экспедиции); А, Б, В, Г, Д — пе-
ресечения, в районе которых проведена интерпретация сейсмических профилей

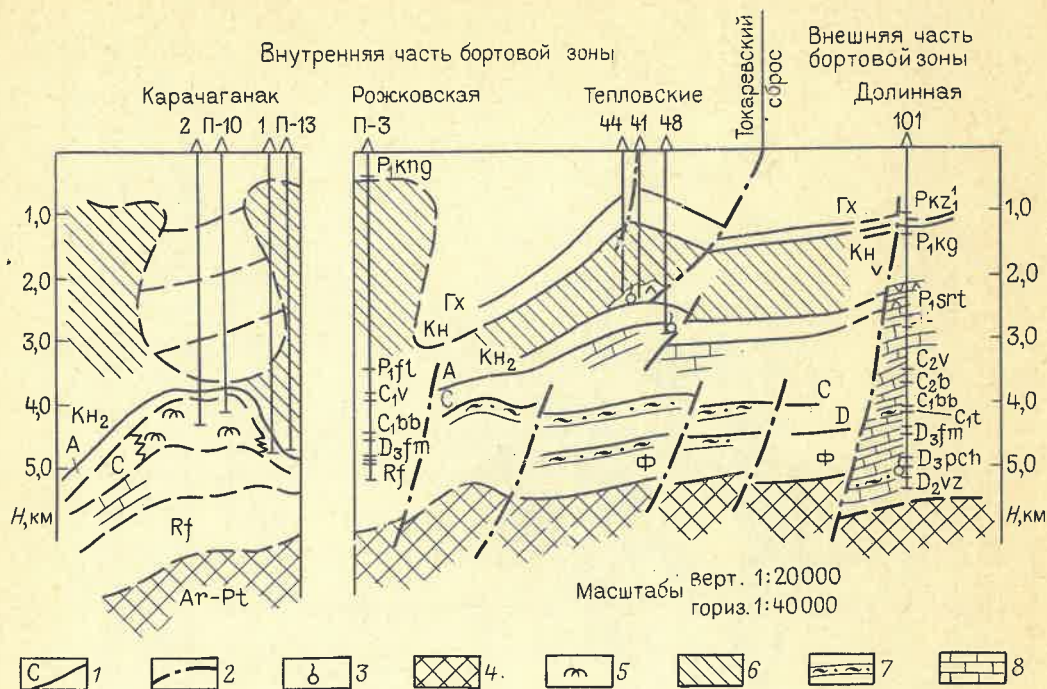


Рис. 2. Принципиальная модель строения северной бортовой зоны Прикаспийской мегасинеклизы, составленная по сейсмическим данным с использованием данных по скважинам:

1 — отражающие горизонты: Гх — кровля гидрохимической свиты казанского яруса, Кн — кровля иренских отложений кунгурского яруса (кровля соли), Кн₂ — кровля филипповского горизонта кунгурского яруса перми, А — кровля артинских отложений, С — отражающий горизонт в карбоне, Д — отражающий горизонт в девоне, Ф — отражающий горизонт от кровли фундамента (предположительно); 2 — разломы, зоны скольжения; 3 — нефтегазопроявления; 4 — породы кристаллического фундамента; 5 — породы рифовой фации; 6 — соль; 7 — терригенные породы; 8 — карбонаты

выразительно характеризующие верхнюю часть разреза.

Модель составлена на основе закономерности, выявленной из интерпретации сейсмических разрезов. На всем протяжении Красноско-Токаревского нарушения (более 300 км) наблюдается одинаковое строение: в надсолевых и солевых отложениях прослеживается вал, надвинутый на внешнюю часть бортовой зоны, при этом Токаревский сброс и Иртек-Илекская флексура располагаются в фронтальной части «бортового соляного вала» и, по-видимому, генетически связаны с его образованием. Плоскость нарушения имеет дугообразную форму: крутой угол падения у поверхности выполаживается с глубиной до 10—15° около горизонта Кн₂ (подошва солевых отложений). Форма структур надсолевых и солевых отложений асимметрична: пологое южное крыло и крутое северное. Токаревское нарушение

представляет собой сброс только в самой верхней части разреза. В районе Восточно-Тепловского поднятия на уровне отражающего горизонта Гх (кровля хемогенных осадков) фиксируется взброс. На уровне отражающего горизонта Кн (кровля солевых отложений) отмечается надвигание (район поселка Иртек). В подсолевых горизонтах фиксируется серия разломов, разделяющих подсолевое ложе на чешуйчатые блоки. По поверхности фундамента наблюдается выступ, возвышающийся над бортовым уступом по фундаменту, также с нарушением.

Для проверки правильности этой геологической модели и для выяснения роли горизонтального сжатия в образовании структур проведено сейсмическое моделирование условного разреза через северную бортовую зону, т. е. решена прямая задача.

Модель задается в виде множества точек, выбираемых в наиболее харак-

терных точках рельефа каждой границы раздела. В результате расчетов по указанной программе получены значения времен для всех границ модели в отдельных точках с заданным интервалом 100 м. В качестве импульса, моделирующего сейсмический сигнал, используется симметричный импульс Пузырева. Свертка вычисленных значений времен этим импульсом на заданной частоте (34 Гц) позволяет получить временной синтетический разрез.

Всего на модели задано 10 слоев, описанных 31 границей (рис. 3): в левой, южной части разреза, где предполагается соляной шток, — пять слоев, в центральной — «соляной бортовой вал», надвинутый на бортовой уступ. По горизонтам Сн и Гх задано нарушение как изгиб слоев, по горизонту Кн₁ амплитуда надвига составляет 160 м по вертикали и 800 м по горизонтали на пикетах 12—12,8 (см. рис. 3).

По первому подсолевому горизонту Кн₂ (П₁) введено нарушение на пикетах 11,6—12 с амплитудами 200 м по вертикали и 400 м по горизонтали, по горизонту А (П₁) — нарушение между пикетами 10,8—11,5 с вертикальной амплитудой 240, горизонтальной 700 м.

По отражающим горизонтам С (П₂) и Д (П₃) нарушение задано между пикетами 7—7,8 и 11,8—12,6 с единой плоскостью контакта амплитудой 100 м. Последнее в природе может и не соблюдаться, но для модели не имеет принципиального значения. Южнее пикетов 11,8—12,6 мощности верейского (П₂) и пашийского (П₃) горизонтов приняты по 100 м, а севернее — по 40 м (предельная для принятой программы решения прямой сейсмической задачи).

Моделирование и цифровая обработка проведены для трех вариантов модели среды. Плотности и скорости пород, слагающих разрез, взяты по скважинам в пределах бортовой зоны и осреднены. Во втором варианте взяты другие значения скорости для толщ кунгура и гидрохимической свиты казанского яруса без изменения геометрии этих горизонтов, чтобы учесть влияние изменения пластовой скорости в сульфатно-галогенных осадках на изменение средней скорости до подсолевых горизонтов. Кроме того, изменена геометрия первого подсолевого горизонта на пикетах от 8,4 до 12 (см. рис. 3).

Первый вариант рассчитывался между пикетами 0,5 и 18,5 (длина про-

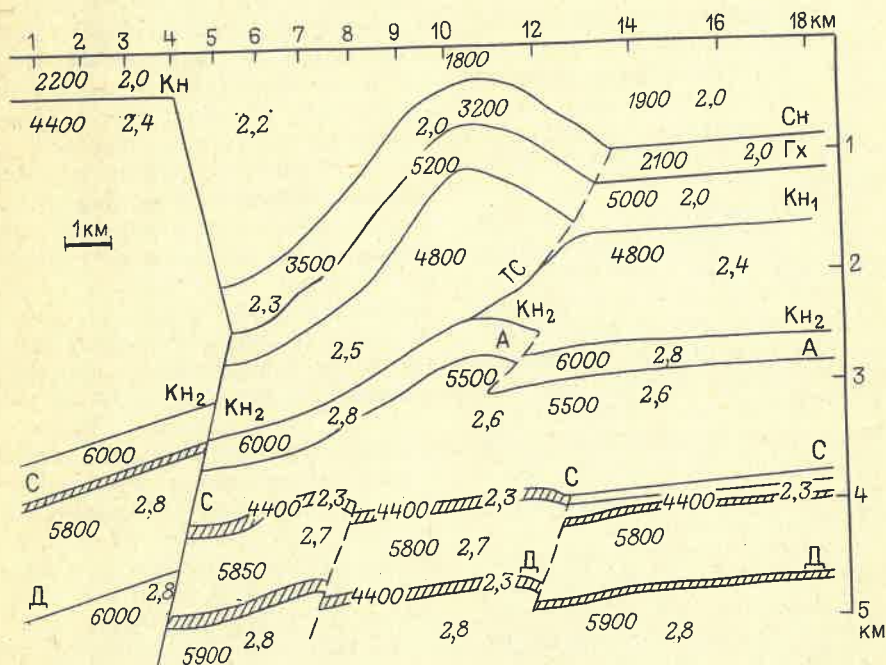


Рис. 3. Модель геологического разреза, записанная на ЭВМ:

на разрезе показаны скорости и плотности (например, 2200 м/с и 2,3 г/см³); индексы горизонтов см. рис. 2

филя 19 км), второй — между пикетами 8,4 и 13,7, третий — между пикетами 7 и 14,5. Узловые точки задавались неравномерно в зависимости от сложности рельефа описываемой границы: через 50—400, иногда 1000 м, в среднем и чаще — через 200 м. Во второй и третьей моделях изменены скорости в солевой толще (4,6 км/с против 4,4) к северу от заданной плоскости надвигания, чтобы получить более четкую отраженную волну от этой плоскости. Третий вариант рассчитывался с изменением геометрии солевых горизонтов — более пологий соляной вал, надвинутый на бортовой уступ.

На временных разрезах, полученных от заданных моделей, видно, что от крутого склона кунгурского соляного штока образуется интенсивная волна, которая в результате сейсмического сноса «забивает» отражения от более глубоких горизонтов. Такое явление может получиться также в результате образования «теней» — дифрагированных волн в месте пережима соли.

Нарушение в пределах первой подсолевой границы фиксируется в виде временного скачка на сейсмической записи и появления дифрагированной волны на пикете 12, которая прослеживается от поднятого крыла до пикета 12,6. Отраженные волны от глубоких подсолевых горизонтов до и после контакта отмечаются в виде простого изменения интенсивности фаз: более сильная фаза перемещается выше по разрезу, т. е. прослеживается на меньших временах.

Для второго нарушения в районе пикетов 11,8—12,6 более четкая картина наблюдается для горизонта P_2 . Под северным склоном «соляного бортового вала» образуется ложное поднятие по всем подсолевым горизонтам на участке профиля между пикетами 10,5—13,7. Появление ложного поднятия связано с постепенным нарастанием средней скорости от пикета 13,7 к пикету 10,5, что обусловлено нарастанием мощности образований.

В случае резкого возрастания (скачком) мощности соли; как это задано в пределах северной кромки первого соляного штока (на юг от пикета 4), резкое увеличение скорости обуславливает появление на временном разрезе ложного подъема подсолевых границ тоже скачком. В результате

первая подсолевая граница в пределах штока (левее пикета 4) прослеживается как бы «выше» по разрезу, чем даже сосновская свита (правее пикета 4), хотя на геологической модели эта граница задана значительно глубже сосновской свиты (см. рис. 3). Временной перепад при этом составляет около 1 с, что при средней скорости до подсолевого горизонта 3 км/с составит 1500 м по глубине. Тогда рифовая постройка, расположенная между соляными куполами амплитудой до 1500 м, на временном разрезе не отобразится.

В том месте, где мощность кунгурской соли резко возрастает в виде раздува между пикетами 8,4 и 9,6, наблюдается ложный сброс по подсолевым горизонтам. Последний образовался за счет резкого увеличения средней скорости до первого подсолевого горизонта от 3 в опущенном крыле до 3,9 км/с в поднятии.

Сравнение первого и второго вариантов модели с наблюдаемыми сейсмическими разрезами показывает, что тождественная картина наблюдается на сейсмических профилях в районе Тепловского участка.

Третий вариант модели был рассчитан с изменением геометрии как солевых, так и подсолевых горизонтов. Такая модель сейсмического разреза с более пологим надвиганием «соляного вала» на бортовой уступ встречается к востоку и западу от Тепловского поднятия вдоль Токаревского сброса. На синтетическом временном разрезе, соответствующем этой модели, наблюдается аналогичная картина, что и на предыдущих моделях: надвигание заметно более отчетливо, т. к. не затухает ложным поднятием. Видно отражение от плоскости скольжения, которое на предыдущих моделях было искажено влиянием «соляного вала».

Взброс по второму и третьему подсолевым горизонтам также отмечается в виде изменения интенсивности фаз, как и в первых двух вариантах. Такая картина наблюдается на разрезах по наблюдаемым профилям 57 и 58 Западной сейсмической партии 3—77—78 в районе Усовского поднятия.

Из составления временных сейсмических разрезов через северную бортовую зону Прикаспийской мегасинеклизы получены следующие основные выводы.

1. Временной разрез в условиях быстрого латерального изменения скоростей, что характерно для районов с солянокупольной тектоникой, не адекватен глубинному разрезу: на нем могут появиться ложные валы и нарушения, а истинные нарушения и поднятия могут быть пропущены.

2. В изменении средней скорости от линии приведения до подсолевых горизонтов геометрия солевых отложений играет значительно большую роль, чем даже изменения пластовых скоростей внутри толщи этих отложений (изменение пластовой скорости скачком в толще ангидрита на 400 м/с, а в толще соли на 500 м/с мало изменило амплитуду ложного сброса). Заданное на модели скачкообразное изменение пластовой скорости создает изменение средней скорости, что и приводит к образованию ложного сброса. В природе скачкообразное изменение пластовой скорости «на ровном месте» встречается редко. Оно обычно обусловлено либо соляным вертикальным штоком, либо рифовым телом очень большой мощности. В первом случае соляной шток легко распознается в волновом поле по характерному изменению волновой картины. Во втором случае изменения скоростей влияют только на отложения ниже рифовой фации. Постепенное же изменение средней ско-

рости, обусловленное постепенным нарастанием мощности соли без изменения пластовой скорости, ведет к образованию ложного поднятия.

3. Нарушение на уровне первого подсолевого горизонта отмечается по нескольким фазам отраженной волны с появлением дифрагированной волны.

4. Нарушения в подсолевых отложениях на уровне отражений (каменноугольные и девонские отложения) фиксируются в виде простого изменения интенсивности прослеживаемой фазы отраженной волны. Прослеживаемая фаза как бы затухает, а впереди нее появляется сильная фаза. Такая картина, особенно при последующем суммировании по ОГТ, легко приводит к пропуску тектонического контакта. Смена сильной фазы на слабую и появление впереди нее более сильной фазы отраженной волны отчетливо видны на профилях 57 и 58 в пределах Усовской структуры.

Анализ наблюдаемых сейсмических разрезов и решение прямой задачи путем моделирования показали, что в северном Прикаспии, по меньшей мере на участке между г. Уральском и пос. Карачаганак, окончательное формирование структур происходило под действием тангенциальных сил сжатия, направленных с юга.

Гидрогеология и инженерная геология

УДК 550.34:556

© Г. С. Вартанян, 1993

Роль гидрогеодеформационного поля в эволюции подземной гидросферы

Г. С. ВАРТАНЯН (ВСЕГИНГЕО)

В цикле публикаций [1, 2, 8] было показано, что в литосфере под совокупным воздействием эндо-, экзо- и техногенных факторов формируются короткоживущие структуры деформации, развитие которых протекает в реальном времени и отражает периодические смены напряженно-деформированного состояния различных участков земной коры.

Совершенно очевидно, что такие интенсивные процессы деформации свидетельствуют о широкомасштабных

изменениях физических свойств горных пород, вовлеченных в этот процесс, что в частности, удается регистрировать в процессе гидрогеологического геофизического мониторинга.

В гидрогеологическом отношении такие периодические смены физического состояния массивов горных пород представляют собой универсальный механизм перераспределения флюидных составляющих литосферы из областей повышенных давлений в гидродинамически относительно разгружен-

ные этажи разреза. Следовательно, заслуживают особого внимания процессы, обеспечивающие генерацию жидкой и газообразной компоненты в глубоких частях литосферы, что можно было бы рассмотреть на примере воды.

Флюидовмещающая матрица. Говоря о таких процессах, следует обратиться к некоторым особенностям эволюции различных разновидностей горных пород, как водовмещающей матрицы, устанавливающей условия миграции и локализации флюидов в недрах.

В современной литолого-петрологической литературе достаточно большой раздел исследований посвящен анализу эволюции состояния вещественного состава горных пород в связи с широко протекающими в недрах процессами литификации и изохимического превращения магматических и метаморфических комплексов. По сущности такие процессы являются определяющими для накопления и миграции на глубине флюидов различной природы, поскольку в результате уплотнения и трансформации толщ преобразуются емкостно-фильтрационные свойства горных пород. При исследовании процессов формирования глинистых осадков, например, показано, что пористость n отложений нормального моря во всех случаях стремится к некоторому пределу n_0 , характеризующему наиболее уплотненное состояние породы данной минералогической ассоциации и степени дисперсности фракций [3, 4, 5, 6 и др.].

Упомянутый подход позволяет оценить общую направленность развития процессов становления горной породы и может рассматриваться как в достаточной мере удачное приближение к действующим механизмам образования осадочных толщ.

Вместе с тем, такие представления, идеализируя условия уплотнения осадков, толковали их как некоторый однонаправленный процесс. В этом случае из рассмотрения был полностью исключен широко описанный процесс периодического осушения осадка в результате неоднократного поднятия и опускания базиса осадконакопления, подобно тому, как формировались флишеидные толщи. Безусловно, периодическое уплотнение и осушение должно вызывать дезинтеграцию хрупких осадков, появление новой макро- и

микротрещиноватости, запечатывание прежних емкостей и пр.

Существенно более жестким и постоянно действующим фактором, оказывающим влияние на процессы эволюции физических свойств горных пород, является поле напряжений и связанное с ним ГГД-поле Земли.

Если исходить из представлений о многомерности поля напряжений, то необходимо принять, что ГГД-поле в каждый конкретный момент времени t дает своеобразный слепок развивающихся в массивах напряжений и связанных с этим микродеформаций горных пород, т. е. на данном этапе можно было бы обобщенно говорить, что такие вариации отражают регионально протекающие во времени микроизменения физических свойств массивов горных пород. Однако, поскольку ГГД-поле регистрируется практически во всех разновидностях горных пород и характеризуется переменными во времени показателями, то, очевидно, следовало бы считать, что: во-первых, рассматриваемая в литературе компрессионная кривая уплотнения осадков может принимать лишь как идеализированная модель процесса и является некоторой средней для реального хода изменения физических свойств осадка, во-вторых, емкостные и фильтрационные свойства массива горных пород будут также изменяться во времени, а кривая изменений, фиксируемых в ГГД-поле, может рассматриваться как количественный показатель названных изменений свойств.

Факторы геодинамической фильтрации. Проблема транспорта флюидов в глубоких и сверхглубоких этажах все еще слабо разработана. Вместе с тем, базируясь на ряде ранее выполненных гидродинамических исследований, а также учитывая гидрогеодеформационные реконструкции, можно считать, что энергетика глубинной миграции контролируется большой совокупностью геофизических факторов, среди которых определяющими являются термодинамическое состояние среды и процессы эволюции ГГД-поля. В частности, можно утверждать, что для глубоких этажей разреза характерна нестационарность емкостно-фильтрационных свойств горных пород (в том числе и, так называемых, флюидопоров), складывающаяся в реаль-

ном времени, что вызывает процессы *геодинамической фильтрации*, когда происходит геомеханическое отжатие флюида из быстро деформируемой матрицы через образующиеся в данный момент дрены.

Особенно важны такие эволюции в тонкодисперсных флюидсодержащих толщах. В частности, скоротечные процессы микродеформаций, одновременно охватывающие крупные регионы, очевидно, приводят к включению в действие механизма «блуждающего сита» [7]. Этот эффект может проявляться практически везде и обеспечивает вертикально-горизонтальную восходящую миграцию флюидной составляющей. Продавливание флюида протекает в те краткие периоды времени, когда в силу возникающих в массиве интенсивных растягивающих напряжений нарушаются флюидоупорные свойства толщ, ранее обеспечивавшие длительную при данных Р-Т-условиях герметичность среды [8]. В силу значительной изменчивости режима развития ГГД-поля, подобные процессы дренажа глубоких этажей, очевидно, носят спорадический характер: на территории, где развивается сжатие, разгрузка глубинных флюидов прекращается (или сокращается), в то время, как на соседних площадях, где господствуют растяжения, переток увеличивается. Очевидно, с механизмом регионального растяжения можно было бы ассоциировать регистрируемые в предсейсмические периоды гидродинамические, гидрогеотермические и гидрогеохимические аномалии, охватывающие крупные площади и возникающие через некоторое время после снятия сейсмического стресса.

В связи с изложенным особое внимание следует обратить на совмещенный график эволюции коэффициента несбалансированной деформации K_d и приливной вариации силы тяжести Δg зарегистрированных в некотором регионе ГГД-мониторинга. В частности, такой анализ, выполненный для территории Кавказа, показал определенную закономерность в эволюции параметра K_d с очевидным циклическим ходом процесса, что можно было бы увязывать с прямым влиянием на напряженно-деформированное состояние литогенной матрицы факторов космогенного происхождения, т. е. на определенных отрезках времени гео-

логические блоки конкретного региона реагируют на внешние космогенные нагрузки, по-существу, как достаточно пластичная среда (рис. 1,а) и только в краткие геодинамически напряженные периоды (например, перед землетрясениями), K_d варьирует в очень малых диапазонах или вообще не изменяется, а график $K_d \div \Delta g$ «растягивается» параллельно оси Δg (рис. 1,б). Последнее свидетельствует об утрате литосферой былой пластичности, «ужесточении» геологических блоков по мере приближения состояния предела длительной прочности материала горных пород (рис. 1,в).

Постепенное перемещение вверх фронта глубинной составляющей сопровождается соответствующим изменением ее состава, изменением геохимического облика за счет смещения с резидентными растворами, что и приводит к формированию «нормального» гидрохимического разреза, обычно регистрируемого при региональных реконструкциях.

Очевидно на эти процессы, безусловно, накладываются также тонкие геохимические реакции в системе флюид—вода и вода—порода, широко идущие в недрах с интенсивностями, соответствующими конкретным физико-химическим условиям и господствующей термодинамической обстановке.

Глобальные дренажные системы и зоны аномально высоких пластовых давлений. Из рассмотренного материала следует, что в природных условиях, по-видимому, абсолютные флюидоупоры не существуют. Вместе с тем, опыт глубокого бурения в ряде регионов мира свидетельствует о наличии зон аномально высоких пластовых давлений (АВПД), что входит в противоречие с приведенным положением, поскольку здесь мы имеем очевидный факт локализации жидких и газообразных субстанций, характеризующихся давлениями, близкими к литостатическим.

Рассмотрим условия, в которых обнаружено явление АВПД.

1. Во всех случаях оно встречается в регионах, где, по многочисленным историко-геологическим данным зафиксирована высокая степень геодинамической активности, а также отмечена интенсивная раздробленность субстрата, характеризующаяся существенно более плотной сеткой

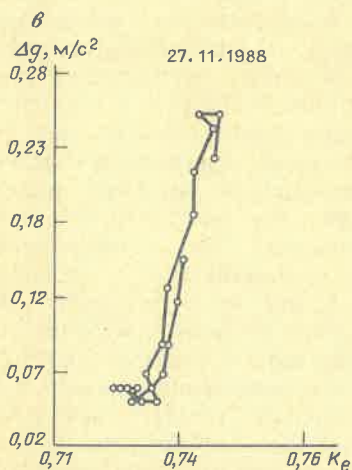
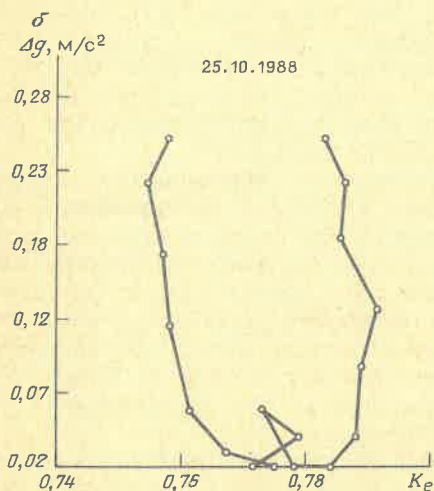
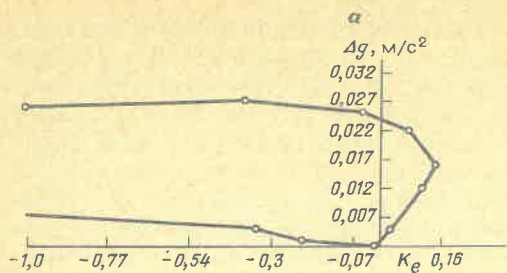


Рис. 1. График вариации параметра K_e в зависимости от изменения Δg в различные периоды: а — спокойный, б — предсейсмический, в — непосредственно перед землетрясением

разрывных дислокаций, чем в смежных регионах.

2. Для этих регионов характерно ГГД-поле, отличающееся очень высокой степенью изменчивости рисунка на протяжении коротких отрезков реального времени, что свидетельствует о большой интенсивности совре-

менных процессов развития недр конкретного блока литосферы.

3. В качестве верхнего флюидопора здесь обнаруживаются два типа перекрытий — высокопластичные галогенные толщи больших мощностей или песчано-глинистые формации, скованные многолетней мерзлотой. И одни, и другие, очевидно, в силу специфических свойств, эффекту блуждающего сита, практически, не подвержены.

Приведенные положения, могут, по-видимому, рассматриваться как свидетельство, утверждающее, что формирование зон АВПД — процесс современный, когда в силу функционирования ГГД-поля, в этих регионах реализуется постоянная геодинамическая «подкачка» глубинной газовой жидкой составляющей в верхние этажи разреза, надежно перекрытые истинными флюидопорами.

Здесь следовало бы иметь также в виду, что такие зоны АВПД, по-видимому, совпадают с *глобальными дренажными системами*, ответственными за разгрузку глубинных флюидов, продуцируемых в нижних этажах литосферы.

При рассмотрении механизма вертикально-горизонтального перетекания флюида вверх по разрезу следует рассмотреть сопутствующие процессы проявления грязевого вулканизма, регистрируемого в периферических зонах областей современного активного геодинамического развития, где, по-видимому, вследствие высокой степени нарушения массивов горных пород, с одной стороны, и сверхвысоким, временами превосходящим литостатическое, давлением флюида, с другой, происходят периодические извержения.

Говоря о зонах локализации проявления грязевого вулканизма, следовало бы остановиться на особенностях эволюции ГГД-поля. Исследования особенностей течения деформационных процессов, развивающихся в реальном времени, позволили установить, что границы короткоживущих структур деформации в каждый конкретный момент времени контролируются определенной сеткой разрывных дислокаций, т. е., каждый раз может «включаться» новая структурная граница, выступающая в качестве барьера для развивающейся структуры деформации.

Вместе с тем, отмечается достаточно

высокая устойчивость некоторых границ высокого ранга, за пределы которых структуры деформаций определенного знака не развиваются. Природу таких границ еще предстоит исследовать.

Именно эти устойчивые геологические границы заслуживают особого внимания, поскольку следует, что они разделяют различающиеся по интенсивности и характеру массопереноса гидрогеологические районы, где, наряду, с латеральным стоком, происходят геодинамически обусловленные процессы вертикального перераспределения подземных вод (флюидов).

В данном случае не исключается реальная опасность появления в эксплуатируемых водоносных горизонтах ранее захороненных токсичных отходов, поступающих к поверхности в процессе вертикального восходящего перераспределения подземных вод.

Таким образом целесообразно поставить вопрос о выделении нового типа движения подземных вод — восходящей геодинамической миграции, которая происходит при непрерывно изменяющихся во времени и пространстве фильтрационных параметрах толщ. Отсюда следует предпосылка о том, что геологически длительно, но в реальном времени имеет место нестационарный, переменный в каждый конкретный момент, но, все-таки, устойчивый восходящий поток, берущий начало в примантийных частях разреза (?) и имеющий базис стока — дневную поверхность или океаническое дно.

При этом в качестве ведущей движущей силы, действующей на больших глубинах, выступают исходное геостатическое давление и геодинамическое давление функционирующего ГГД-поля.

Приводимые реконструкции позволяют сформулировать в первом приближении универсальный закон восходящей миграции водных флюидных составляющих, а также подойти к решению ряда геозоологических задач, в частности, обоснованных поисков мест, неблагоприятных для закачки в недра токсичных стоков и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вартанян Г. С., Куликов Г. В. Гидрогеодеформационное поле Земли//Докл. АН СССР. 1982. № 2. С. 310—314.
2. Вартанян Г. С., Куликов Г. В. О глобальном гидрогеодеформационном поле Земли//Сов. геология. № 5. С. 116—125.
3. Саваренский Ф. П. Инженерная геология. Изд. 2. М., ГОНТИ, 1939.
4. Саваренский Ф. П. Избранные труды. АН СССР. М., 1950.
5. Приклонский В. А. Науки о Земле. Ч. 1. М., Госгеоллиздат. 1949.
6. Мухин Ю. В. Уплотнение глинистых осадков. М., Недра, 1965.
7. Vartanyan G. S., Borewsky L. V. Modern Problems of Regional Hydrogeodynamics. Selected Papers on Hydrogeology from the 28th International Geological Congress. Washington, D. C., USA July 9—19, 1989. Vol. 1, 1990. Publ. Haus Heise. P. 501—506.
8. Vartanyan G. S. Deep Groundwater Flow Systems. Hydrological Science and Technology. Vol. 6. Number 1—4, 1990. American Institute of Hydrology. Minneapolis, MN. USA.

Памятные даты

К 250-летию Петра Симона Палласа

Петр Симон Паллас (1741—1811) — один из крупнейших ученых-энциклопедистов 18 в. Он открыл для науки восток России, положив начало изучению ее природных ресурсов. Сорок три года он работал в России.

Родина ученого — Германия. Оказавшись в России в 1767 г., уже в 1768 г. П. С. Паллас возглавил экспедицию, организованную Петербургской АН с целью географо-геологического изучения юго-востока европейской части России и Сибири. Он исследовал районы Москвы, Владимира, Арзамаса и Пензы, дойдя до Симбирска. В 1769 г. он работал в районах Ставрополя, Самары, Сызрани, Усоляя, Оренбурга, Илецка, Гурьева, после чего вернулся в Уфу. Он проводит обследование средней части Уральского хребта, осматривает многочисленные рудники и горные заводы. В 1771 г. П. С. Паллас посетил Омск, Тобольск, горные разработки на Алтае, Томск, Красноярск. В 1772 г. им была изучена Даурия — от Байкала до китайской границы. В следующем, 1773 г., Паллас направился в обратный путь через Томск. Посетив Астрахань, он зимовал в Царицыне. В 1774 г. его экспедиция посетила озера Эльтон и Баскунчак и через Москву вернулась в Петербург после шестилетних исследований.

Собранные во время путешествия по Восточной России и Сибири научные материалы П. С. Паллас разрабатывал до конца своей жизни. Наиболее плодотворным и богатым научными обобщениями был период между его путешествиями (в 1793—1794 гг. П. С. Паллас возглавлял экспедицию на юг России, посетив Украину, Северный Кавказ и Поволжье), когда он в течение почти двадцати лет жил в Петербурге и работал в Академии наук. Он создает ряд трудов, имеющих большое значение для развития естествознания, географии и других отраслей наук. В 1773—1788 гг. вышли три части капитального труда П. С. Палласа «Путешествие по разным провинциям Российского государства». Касаясь вопросов геологии, Паллас уделял внимание характеру горных пород, слагающих местность, и общим условиям их залегания. Он дал краткое определение собранных окаменелостей.

С особенной тщательностью он привел все сведения о полезных ископаемых и способах их разработки, составив исчерпывающий перечень известных в то время минеральных богатств различных провинций.

В итоге отчеты П. С. Палласа содержали цельный очерк геологического строения огромной территории, давали первое представление о пространственности на обширной территории нашей страны различных горных пород и минералов. И он сохранял впоследствии значение единственной сводки о геологии исследованных территорий востока России и Сибири, по крайней мере до середины 19 в. Некоторые отдаленные районы были вторично посещены геологами лишь в конце 19 — начале 20 вв.

В 1777 г. П. С. Паллас выступил с докладом, где на основании своих наблюдений в Уральском хребте, дал общую схему геологического строения горных цепей. Идеи Палласа о строении и образовании гор имели громадное влияние на развитие общих представлений в геологии. Стратиграфическое расчленение формаций и схема строения гор, предложенные П. С. Палласом, естественно устарели. Однако обобщения Палласа представляют громадный исторический интерес. К сожалению, ссылки на Палласа можно увидеть лишь в главах, посвященных истории исследований. Но здесь зато его имя встречается почти всюду в работах, трактующих геологическое строение самых различных районов России.

Таким образом, можно смело говорить, что П. С. Паллас стоял у истоков наших региональных геологических исследований, был человеком, положившим первый камень познания геологического строения нашей страны.

Имя Палласа по праву носят: риф у берегов Новой Гвинеи, действующий вулкан на Курилах, многочисленные виды ископаемых животных и растений, а также т. н. «Палласово железо» — внутренняя структура описанного им метеорита. В Нижнем Поволжье, территорию которого более 200 лет назад посетил ученый, именем Палласа назван один из районов Волгоградской области и его административный центр.

С. А. Данильянц

**ОРГАНИЗАЦИЯ РЕАЛИЗУЕТ
ЭЛЕКТРОГЕНЕРАТОРЫ
ТРЕХФАЗНОГО ТОКА
МОЩНОСТЬЮ
8 КВт И 16 КВт
ДЛЯ УСТАНОВКИ
НА АВТОМАШИНЫ
ГАЗ-66, УРАЛ-43203**

**НАШ АДРЕС:
МОСКВА, ул. ПИСЦОВАЯ,
д. 14, стр. 1,
ТЕЛЕФОНЫ:
285-79-16, 908-06-05**

Contents

ENERGY RESOURCES	
<i>Larskaya E. S., Zugulova O. P., Goryunova E. A., Telkova M. S., Khramova E. V., Fedotova A. I.</i>	
The Lower Motsk cover sediments in Nepsk-Botuobinsk antecline	3
<i>Kulinenko O. R.</i>	
Ansient peat formation conditions and rhythmic structure of coal layers	10
METALS AND NON-METALS	
<i>Luakhovkin Yu. S., Blagonadezhdin B. I.</i>	
The typification of small depth gold deposits	18
<i>Krivtsov A. I.</i>	
Gradient-vector analysis of pyrites deposits zoning	27
<i>Lisitsyn A. E., Malinko S. V., Semenov Yu. V.</i>	
The geological genetic model of skarn deposits of nonordinary borate ore	36
STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY	
<i>Akhmetshina L. Z., Bulekbaev Z. E., Gibshman N. B.</i>	
Devonian sediments in East board of beneath the Caspian syncline	42
<i>Maslov A. V.</i>	
Section types of Middle Rephean Avzyansk series	49
<i>Venidiktov V. M.</i>	
Correlation of Pre-Cambrian stratigraphic polycyclic recurrence	57
MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITOLOGY	
<i>Semiletkin S. A., Khydoley A. K.</i>	
Conditions of flysch complex sedimentation in the Talassk Alatau	64
GEOCHEMISTRY	
<i>Zhabin A. G., Kremenetskiy A. A.</i>	
Ore concentrated geochemical barrier and a turn of pyrite into pyrrhotite	71
GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE	
<i>Aleynikov A. L., Bakhterev D. V., Nemzov N. I., Nikonova F. I., Tiunova A. M.</i>	
On a possibility of petrologic interpretation of seismic and gravitational data	80
<i>Svetlakova A. N.</i>	
Results of seismic modelling of section in salt tectonics and regional compression conditions	85
HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY	
<i>Vartanyan G. S.</i>	
The meaning of hydrogeodeformation field in evolution ground hydrosphere	91
NOTABLE DATES	
About 2500-th anniversary P. S. Pallas	109