

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

6/2012

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, В.И.Старостин

Редсовет: *Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), А.И.Варламов,
Г.С.Вартанян, И.Ф.Глумов, В.И.Ваганов,
А.И.Жамойда, М.М.Константинов, А.К.Корсаков,
В.С.Круподеров, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский,
И.Ф.Мигачев, В.С.Сурков, Е.Г.Фаррахов

МОСКВА

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

- Коробов А.Д., Коробова Л.А.*
Конвективный тепломассоперенос и формирование
нефтегазоносных коллекторов пород переходного
комплекса и чехла 3

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

- Лихачев А.П.*
Общая закономерность размещения месторождений
золота по глубинным геофизическим данным 13

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

- Салтыков В.Ф.*
Местные стратиграфические подразделения каси-
мовского яруса верхнего карбона в Нижнем Повол-
жье 30

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

- Галюк С.В., Менчинская О.В.*
К вопросу оптимизации сети опробования при геохи-
мических поисках. 42
- Мамедов М.Н., Бабаева Г.Дж., Садыгов Н.М.*
Клинопироксены трахибазальт-трахидолеритового и
тефрит-тешенитового комплексов Ходжавендского
прогиба 48
- Рященко Т.Г., Ухова Н.Н., Щетников А.А., Ры-
жов Ю.В.*
Глинистые минералы дисперсных грунтов Монго-
ло-Сибирского региона (методы и прогнозы). 56

ГЕОЭКОЛОГИЯ

- Михайлов Б.К., Киперман Ю.А., Комаров М.А.*
Техногенные горнопромышленные отходы в воспро-
изводстве минерально-сырьевой базы и улучшении
экологической обстановки 66

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

- Гончар В.В.*
Пострифтовая эволюция впадин Черного моря 73

ДИСКУССИИ

- Воробьев В.Я., Кононов Ю.С.*
О проблемах модернизации и инноваций геологичес-
ких и минерагенических исследований 83
- Карпов В.А.*
Фундамент — региональный нефтегазоносный ком-
плекс 90
- Лурье М.А., Шмидт Ф.К.*
Угле- и нефтеобразование. Существует ли генетичес-
кая связь? 95
- Памяти Николая Павловича Юшкина 97
- Список статей, опубликованных в журнале
«Отечественная геология» в 2012 г. 99

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско
Компьютерная верстка Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 29.11.2012. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Конвективный теплоперенос и формирование нефтегазоносных коллекторов пород переходного комплекса и чехла

А.Д.КОРОБОВ, Л.А.КОРОБОВА (Саратовский национальный исследовательский университет им.Н.Г.Чернышевского; 410012, г.Саратов, ул.Астраханская, д.83)

На основе детальных литологических исследований показано единство эпигенетических преобразований пород переходного комплекса и чехла Западно-Сибирской плиты в процессе тектоногидротермальной активизации. В рифтах с базальтовым комплексом и в надрифтовых желобах с терригенными породами возникли насыщенные газоконденсатом и газом низко- и среднетемпературные пропилиты, а в изолированных (локальных) впадинах с риолитовыми куполами и перекрывающих породах чехла — нефтесодержащие кислотно выщелоченные породы, слагающие фации вторичных кварцитов.

Ключевые слова: гидротермально-метасоматические процессы, нетрадиционные и вторичные коллекторы.

Коробов Александр Дмитриевич, korob@info.sgu.ru

Коробова Людмила Александровна, korobovea@yandex.ru

Convective heat and mass transfer and the formation of oil and gas reservoirs in the rocks from the transitional complex and mantle

A.D.KOROBV, L.A.KOROBVA

Thorough lithologic investigations were used as the basis to demonstrate integration of the epigenetic transformations in the rocks from the transitional complex and the mantle of the West Siberian Plate in the process of tectono-hydrothermal activation. Low and medium temperature propylites saturated with gas condensate and gas used to originate in the rifts with basalt complexes and in the over-rift trenches, while isolated (local) depressions with rhyolite domes and the overlying mantle rocks used to produce oil-bearing acid-leached rocks constituting the secondary-quartzite facies.

Key words: hydrothermal-metasomatic processes, non-conventional and secondary reservoirs.

Несмотря на значительные достижения в развитии теоретических основ нефтегазовой геологии за последние десятилетия, причины резкой избирательности размещения месторождений углеводородного сырья в литосфере все еще не находят своего однозначного объяснения. В 70-ых и первой половине 80-ых годов XX в. появилась достаточно стройная теория стадийности нефтегазообразования, основу которой составляет представление о нефтегазоносности как закономерном явлении, возникающем на определенных стадиях развития осадочных бассейнов. На первом месте в понимании механизма генерации углеводородов оказалась температура, как основной фактор катагенетического преобразования пород. Температурные границы и отвечающие им глубинные интервалы, как правило, определяют вертикальную зональность нефтегазообразования и размещения залежей. При этом важно подчеркнуть, что тепловые поля (кондуктивный теплоперенос), контролирующие границы главных фаз и главных зон нефте- и газообразования, в понимании Н.Б.Вассоевича, практически не изменяются во времени, т.е. остаются в статическом состоянии и характеризуют

геостатический режим генерации углеводородов. Такой режим складывается из двух факторов: давления, которое в осадочной толще контролируется силами гравитации и температуры, определяющейся установившимся тепловым (кондуктивным) полем. В условиях активного тектогенеза, переживающимся большинством седиментационных бассейнов на пути их превращения в бассейны нефтегазоносные, распределение давлений и температур в осадочном чехле значительно усложняется. Поэтому закономерности, установленные для геостатической обстановки, существенно нарушаются и приходят в противоречие с новым фактическим материалом, полученным, в частности, на нефтяных и газовых месторождениях рифтогенных осадочных бассейнов.

Начавшийся со второй половины 80-ых годов XX столетия флюидодинамический этап, призванный устранить отмеченные противоречия, успешно развивается в настоящее время. Его особенность заключается в признании геологами эволюционно-динамических факторов генерации углеводородов и установлении генетических связей между динамикой трех процессов: 1) мощного осадконакопления,

2) интенсивного прогрева, протекающего в условиях как растяжения, так и сжатия и 3) активного нефтегазообразования. Принципиально новым является понимание исследователями того, что прогрев осадочных пород связан не только с кондукционной передачей тепла, но и с конвективным теплопереносом. Если первый механизм создает общий тепловой фон, то конвективные процессы — серьезные ускорители генерации углеводородов [29]. Свидетельствами конвективного прогрева бассейнов мощного осадконакопления могут служить широкое развитие гидротермальных процессов с появлением региональной метасоматической зональности и сопряженной с ней фазовой зональностью углеводородов, а также обогащенность залежей нефти и газа металлами и глубинными газами. Такой подход к проблеме чрезвычайно важен для молодой Западно-Сибирской плиты (рифтового седиментационного бассейна), так как установлена [34] прямая генетическая связь между рифтогенезом и возникновением осадочных бассейнов, с одной стороны, и формированием в них крупных скоплений нефти и газа, с другой.

О развитии гидротермального процесса и участии горячих растворов в формировании продуктивных коллекторов чехла Западной Сибири в разное время писали Р.А.Абдуллин [1], В.И.Белкин и А.К.Бачурин [2], Г.М.Гигашвили [3], М.Ю.Зубков с коллегами [7] А.Е.Лукин и О.М.Гарипов [22], Е.А.Предтеченская с соавторами [25], Т.А.Федорова и Р.А.Бочко [33], В.В.Шапенко и Ю.В.Щепеткин [35], А.Д.Коробов с коллегами [14, 15], В.Н.Труфанов с соавторами [31] и др. Однако исследователями не проводилась систематизация нефтегазонасыщенных продуктов гидротермального изменения, позволявшая выделить метасоматические фации и формации, объяснить условия их формирования и приуроченность к конкретным структурам тектонической активизации. Рассмотрению этой проблемы применительно не только к породам осадочного чехла, но и переходного комплекса посвящена данная статья.

Гидротермально-метасоматические формации в породах переходного комплекса и чехла. Установлено [14, 15], что характер эпигенетических изменений пород переходного комплекса и осадочного чехла Западно-Сибирской плиты контролируется разрывными нарушениями и определяется вспышками гидротермальной деятельности, которая сопровождала периоды тектонической перестройки региона. При тектонической активизации эпицентры гидротермальных процессов были сосредоточены в погребенных рифтах и изолированных впадинах, порожденных раннемезозойским континентальным рифтогенезом. Именно в толщах изверженных пород T_{1-3} , выполняющих наложенные на палеозойский фундамент структуры, зарождались и циркулировали горячие растворы, значительная часть которых проникала в осадочный чехол по разломам. Различия

тектонических позиций рифтов и генетически с ними связанных изолированных (локальных) впадин (см. рисунок) определили специфику заполняющего их изверженного материала и постмагматических явлений, протекавших в таких структурах. Это касается гидротермальных процессов как доюрской (доплитной) стадии, так и тех, что сопровождали тектоническую активизацию уже сформировавшейся молодой платформы. В течение мезозоя активизация Западно-Сибирской плиты возобновлялась неоднократно. В частности, она имела место в средней юре (180—160 млн.лет), раннем мелу (неокоме 145—120 млн.лет) и позднем мелу—раннем палеогене (100—60 млн.лет) [32].

В районе Красноленинского свода (см. рисунок), где расположено Талинское месторождение, в изолированных впадинах триасовые риолиты рогожниковской свиты и перекрывающие пласты ЮК_{10—11} шеркалинской пачки (верхний лейас) испытали интенсивное кислотное выщелачивание с возникновением вторичных кварцитов. Пропилиты обнаружены в доюрском комплексе и нижнемеловых отложениях на территории развития ископаемых континентальных рифтов (Тюменская сверхглубокая скв.СГ-6, Северо-Хальмерпаутинское, Пякяхинское месторождения и др.). Рассмотрим далее процесс формирования каждой из упомянутых формаций.

Формация вторичных кварцитов. Нефтенасыщенные пласты ЮК_{10—11} Талинского месторождения залегают в основании осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Они представлены главным образом мелко-, средне- и крупнозернистыми песчаниками с прослоями гравелитов. Специальные исследования [1, 7, 22] показали, что породы шеркалинской пачки становятся высококачественными коллекторами в результате глубокого гидротермального преобразования. Максимально переработанные терригенные (обычно разномасштабные и грубообломочные) породы представляют собой диксит-каолинит-кварцевые метасоматиты со сложнопостроенным пустотным пространством и широким развитием крупных пор и каверн.

Наблюдения авторов и анализ литературных данных свидетельствуют о том, что по условиям формирования в рамках аутигенной диксит-каолинит-кварцевой ассоциации можно выделить две основные фации вторичных кварцитов: кварц-(диксит-каолинитовую) и (диксит-каолинит)-кварцевую. В первом случае растворение сочеталось с преобладающей каолинизацией (образованием минералов группы каолинита), во втором — с доминирующим окварцеванием.

Кроме того, растворение в условиях повышенных температур сопровождалось альбитизацией плагиоклазов, но явление это достаточно локальное. Для более объективного представления о характере формирования высококачественных коллекторов рассмо-

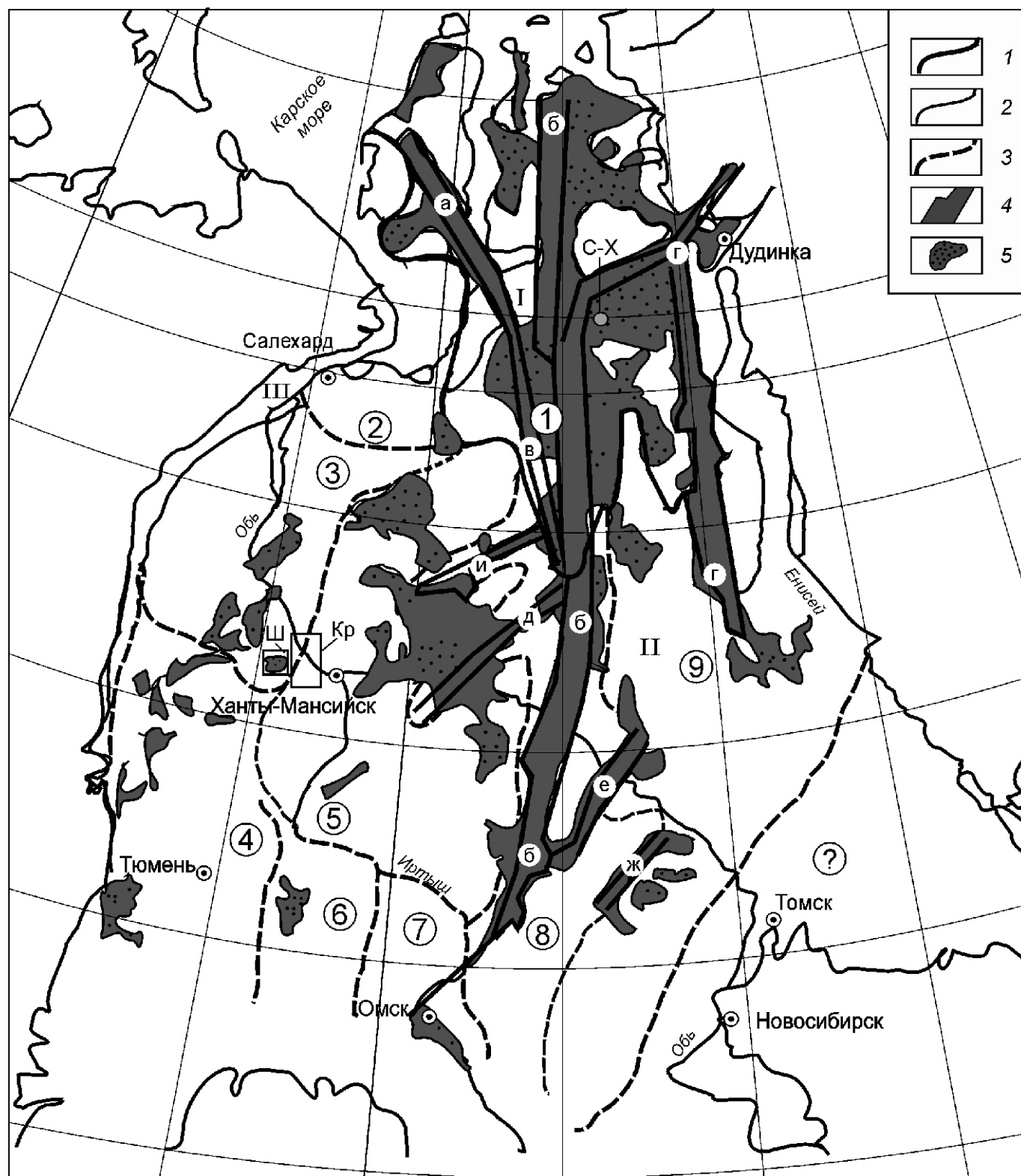


Схема фациального районирования триасовых отложений Западно-Сибирской плиты. В.В.Липатова, А.М.Казаков, 2001, с дополнениями В.С.Суркова, Л.В.Смирнова, 2003 и уточнениями авторов:

границы: 1 — Западно-Сибирской плиты, 2 — фациальных областей (I — Ямало-Тазовская, II — Обь-Иртышская, III — Приуральская), 3 — фациальных зон (цифры в кружках: 1 — Уренгойская, 2 — Ярудейская, 3 — Шеркалинская, 4 — Тюменско-Тобольская, 5 — Мансийская, 6 — Вагай-Ишимская, 7 — Омская, 8 — Тарско-Муромцевская, 9 — Хохряковская); 4 — рифты: а — Ямальский, б — Колтогорско-Уренгойский, в — Худуттейский, г — Худосейский, д — Аганский, е — Усть-Тымский, ж — Чузикский, и — Пякипурский; 5 — изолированные (локальные) впадины и вулканические плато; районы работ: Кр — Красноленинский, Ш — Шаимский, С-Х — Северо-Хальмерпаютинская площадь (Большехетская впадина)

трим подробнее процесс альбитизации и фации вторичных кварцитов.

Растворение и альбитизация. Процесс сосредоточен во внешних и внутренних частях обломочных зерен более основного плагиоклаза. Новообразованный альбит внутренних частей имеет разнообразные по форме полости растворения размером от тысячных долей миллиметра до 0,1 мм в поперечнике. В пустотах кроме аутигенных каолинита и диккита развиваются кварц, хлорит и карбонаты [8]. Суть процесса сводится к тому, что освобождающийся при выщелачивании Na в условиях повышенных температур постепенно замещает Ca^2 обломочного плагиоклаза. Выделение альбита происходит без видимого привноса Na, т.е. Na для новообразованного альбита заимствуется из исходного плагиоклаза. Кальций при этом частично поступает в раствор, о чем свидетельствует дырчатый характер псевдоморфоз альбита по плагиоклазу. Таким образом, альбитизация — отражение деанортизации плагиоклазов, что чрезвычайно характерно для гидротермального минералообразования [23].

Кальций, поступающий при этом в раствор, может входить в состав новообразованного кальцита или других карбонатов, которые осаждаются в пористом аутигенном альбите или метасоматически замещают терригенные минералы.

Явления, идентичные описанным, обнаружены А.В.Копелиовичем [18] в песчаниках Приднестровья и объясняются агрессивностью нагретых поровых растворов под давлением. При этом подчеркивается, что альбитизация плагиоклазов может протекать при невысоких температурах. Однако это противоречит физико-химическим условиям гидротермальной альбитизации [23].

Иногда в шлифах устанавливается сопряженность каолинизации (развитие минералов группы каолинита) и альбитизации плагиоклазов, но чаще обнаруживается замещение новообразованного альбита, как и всех неустойчивых минералов терригенных пород, более поздними каолинитом и диккитом.

Кварц-(диксит-каолининовая) фация. Гидротермалиты рассматриваемой фации сосредоточены в породах шеркалинской пачки в зонах опережающей трещиноватости крупных разломов, секущих фундамент и осадочный чехол. Их развитие контролировалось проницаемостью исходных пород и удаленностью от разрывных нарушений. Процесс формирования продуктивных вторичных коллекторов протекал в два этапа. В первый (ранний) этап осуществлялось растворение и метасоматическое замещение неустойчивых минералов терригенной ассоциации каолинитом и диккитом. Во второй (завершающий) происходило отложение этих минералов из гидротермальных растворов.

Литолого-петрографические работы, проведенные М.Ю.Зубковым с соавторами [7], А.Е.Лукиным и

О.М.Гариповым [22], свидетельствуют о том, что в слабопроницаемых алевролитах наблюдается начальная и последующие стадии замещения триклинным каолинитом и диккитом обломков изверженных пород, полевых шпатов, слюд, гидрослюд, хлорита, смешанослойных образований. В более проницаемых мелко- и среднезернистых песчаниках, где процесс гидротермальной глинизации нарастал, перечисленные терригенные минералы и обломки пород встречаются в виде реликтов. Здесь отмечаются сложные взаимоотношения терригенного структурно несовершенного моноклинного каолинита с новообразованными диккитом и триклинным каолинитом. Наблюдения в электронном и сканирующем микроскопах, подтвержденные рентгеноструктурными исследованиями, свидетельствуют, о том что в одних случаях происходит трансформация моноклинного каолинита в диккит, а в других — его преобразование (перекристаллизация) в триклинный каолинит [8]. Что касается терригенного кварца (доминирующего компонента пород), то он в незначительной степени подвержен процессам растворения и регенерации.

В самых проницаемых крупнозернистых песчаниках и гравелитах из приразломных зон новообразованный триклинный каолинит достаточно стремительно уступает свое место диккиту. В силу этого глинистые минералы цемента здесь практически нацело представлены диккитом. В качестве незначительной примеси фиксируются фрагменты реликтовых терригенных слюд, хлорита и смешанослойных минералов [11].

На участках интенсивного выщелачивания (зоны разломов) в возникших крупных порах и кавернах продолжает доминировать диккит. Причем в одних случаях развиваются диккит и триклинный каолинит в виде белых тонкодисперсных агрегатов совместно с микрокристаллическим адуляром, в других — исключительно диккит, образующий на стенках каверн очень плотные тонкочешуйчатые скопления, которые с трудом диспергируются и отделяются от породы даже на ультразвуковом дезинтеграторе [2]. Важно подчеркнуть необычность сонахождения диккита, каолинита и адуляра, поскольку эти минералы формируются в диаметрально противоположных физико-химических обстановках гидротермального процесса: диккит и каолинит в кислых, а адуляр — в щелочных. Другой характерной особенностью этого процесса является высокая дисперсность всех без исключения новообразованных минералов.

На границе с зоной интенсивного выщелачивания и окварцевания ((диксит-каолинит)-кварцевая фация) диккит начинал активно растворяться и часто полностью исчезал. Разрушение минерала установлено не только в шлифах, но и при исследованиях, проведенных с помощью сканирующего микроскопа [8].

Процесс, пришедший на смену активному растворению, характеризуется формированием диксит-као-

линитового порового цемента и, в меньшей степени, возникновением регенерационной огранки у кластогенных кварцевых зерен. Для преобразованных пород характерно невысокое (1—2%) абсолютное содержание каолинита и диккита. Причем количественное соотношение этих минералов в эпигенетическом цементе становится приблизительно одинаковым [7]. На это обстоятельство необходимо обратить особое внимание, так как в период активного выщелачивания доминирующим минералом слоистых силикатов был высокодисперсный диккит.

Важно подчеркнуть, что в межзерновом пространстве гидротермально измененных пород развиты крупнокристаллические (30—40 мкм) идиоморфные разности каолинита и диккита, попадающие при отмучивании в алевритовую фракцию. Причем совершенной морфологии в таких случаях соответствует и совершенная кристаллическая структура минералов. В частности, каолинит обладает триклинной ячейкой и строгим периодом «с». Характерно, что в направлении увеличения зернистости пород (смена мелкозернистого на средне- и крупнозернистый песчаник с прослоями гравелита) растет и степень упорядоченности решетки каолинита [7]. Из неглинистых единственным минералом пород является кварц. Наряду с его сохранившимися обломочными зернами, здесь присутствуют и преобразованные разности с регенерационной каймой обрастания [7]. Описанные породы имеют хорошие фильтрационно-ёмкостные свойства и представляют собой нефтенасыщенные вторичные коллекторы шеркалинской пачки.

(Диккит-каолинит)-кварцевая фация. Гидротермалиты рассматриваемой фации приурочены к крупным разрывным нарушениям и локализованы в изначально наиболее проницаемых разностях пород — крупнозернистых песчаниках и гравелитах шеркалинской пачки. Формирование продуктивных вторичных коллекторов происходило в два этапа. В первый (ранний) этап осуществлялось полное разрушение (кислотное выщелачивание) неустойчивых компонентов терригенной ассоциации с некоторым накоплением минералов кремнезема. Во второй (завершающий) имело место гидротермальное окварцевание пород.

Детальное литолого-петрографическое изучение пород показало, что на раннем этапе доминирующим процессом является растворение минерального матрикса и карбонатного цемента пород по системам микро- и макротрещин, по которым циркулировали горячие водные растворы. Выщелачиванию подверглись карбонаты, полевые шпаты, слюды, хлориты, минералы группы каолинита, смешанослойные минералы, амфиболы и обломки эффузивов. Причем этот процесс сопровождался практически полным выносом продуктов разложения за пределы зоны, чему способствовал режим интенсивного пульсирующего стресса [17]. Сказанное привело к появлению

большого количества вторичных пустот, укрупнению макро- и макротрещин.

Размеры пустот колеблются от долей миллиметра до 4—6 мм. Они, как правило, соединены между собой системой трещин раскрытостью от 0,08 до 1,4—3,0 мм, в различной степени залеченных натечными формами кремнезема (опалом) и диккитом. Однако нередко пустоты выщелачивания лишены каких бы то ни было гидротермальных новообразований. Кроме того, в основной массе пород присутствует аутигенный тонкодисперсный кварц, имеющий размеры зерен менее 0,01 мм и слагающий глинистую фракцию. Количество такого кварца составляет до половины общего содержания этой фракции в породе [1, 2, 7].

Процесс, сменивший активное растворение, характеризуется регенерацией кластогенного кварца и развитием микродроз этого минерала в пустотах выщелачивания. В значительно меньшей степени отмечается формирование диккитового (каолинит-диккитового) порового цемента.

Своим габитусом кристаллы кварца здесь обязаны многочисленным регенерационным каемкам, нарощенным на исходные разноокатанные и выщелоченные обломки этого минерала. Регенерационные каемки обычно прерывистые, шириной от 0,015 до 0,2 мм. Процесс их образования происходил в несколько этапов, что подтверждается различными по температуре генерациями регенерирующего кварца [22]. На заключительных этапах регенерации отмечается захват битумов растущей кристаллической фазой [8]. Поэтому поздний аутигенный кварц нередко содержит многочисленные включения пузырьков темноокрашенной жидкости — нефти.

За счет регенерационных каемок происходит значительное (в 2—3 раза) увеличение размеров исходных зерен кварца, достигающих при этом 0,8—0,9 мм [7]. Укрупнение кристаллокластов приводит к формированию гранобластовой структуры. Кроме того, регенерационные каемки не просто залечивают изъяны и структуры растворения на поверхности кварцевых зерен, а восстанавливают их правильную огранку (габитус).

Окварцевание, проявившееся в порах и кавернах выщелачивания, выразилось в образовании микродроз прекрасно ограненных водяно-прозрачных кристаллов кварца, достигающих в зависимости от величины пустот размера 0,5—1,0 мм. Любопытно отметить, что регенерационный и вырастающий в кавернах микродрозовый кварц отличаются не только идиоморфизмом, но имеют и более совершенную по сравнению с обломочным кварцем кристаллическую структуру, что подтверждается рентгеноструктурными исследованиями [7].

Рассмотренные процессы сопряжены с резким возрастанием прежней и без того высокой проницаемости осадочных образований. В итоге вторичные коллекторы шеркалинского горизонта, соответствующие

щие по минеральному составу формации вторичных кварцитов, приобрели проницаемость до 4,5 мкм² при пористости от 16 до 23% [2]. Это обусловило сверхпроводимость пород, которые рассматриваются Р.А.Абдуллин [1] как вторичные суперколлекторы. Сказанное полностью отвечает представлению Е.А.Головина и В.П.Легошина (1970), П.Н.Кропоткина (1986), П.Ф.Иванкина и Н.И.Назаровой (1988, 1991) о том, что нефтеколлекторы «песчаникового типа» необходимо рассматривать как образования вторичные — тектонометасоматические [1].

Установленная для осадочных пород связь наложенных процессов с фильтрационно-ёмкостными свойствами и продуктивностью может быть полностью распространена и на гидротемально измененные кислые эффузивы туринской серии изолированных впадин. Так, в Шаимском районе (см. рисунок) высокими коллекторскими свойствами отличаются зоны интенсивного сернокислотного выщелачивания риолитовых куполов, в которых выявлен новый для данной территории тип жильной ловушки углеводородов [14]. Породы этих зон рассечены многочисленными прожилками, выполненными крупночешуйчатыми структурно совершенными триклинным каолинитом (10—94%) и диккитом (3—45%), а также перекристаллизованным крупнозернистым кварцем (10—30%). В небольшом количестве (10%) отмечаются карбонаты — сидерит, доломит и др. Заслуживает внимания то, что испещренные кварц-диккит-каолинитовыми прожилками риолиты или пропитаны нефтью (скв.10666, глубина 1774—1796 м, Тальниковое месторождение), или дают нефтепритоки: Тальниковое месторождение, скв.10329, глубина 1735,5—1741 м, дебит 66 т/сут.; Толумское месторождение, скв.10515, глубина 1709—1724 м, дебит 14 т/сут.; глубина 1732—1745 м, дебит 4,3 т/сут.

Таким образом, в изолированных (локальных) впадинах при тектоногидротермальной активизации породы доюрского комплекса и чехла вдоль секущих их разломов были изменены одинаково (сформированы кислотно выщелоченные породы формации вторичных кварцитов) и насыщены углеводородами под действием циркулировавших горячих растворов. Из этого следует, что присутствие крупнокристаллического перекристаллизованного (изверженные породы) и регенерационного (терригенные породы) кварца, а также триклинного структурно совершенного крупночешуйчатого каолинита (в меньшей степени диккита) является главным минералогическим показателем возможной нефтенасыщенности коллекторов переходного комплекса и чехла. Такие коллекторы могут быть сосредоточены в Шеркалинской, Тюмено-Тобольской и Вагай-Ишимской фациальных зонах (см. рисунок), где присутствует основная масса локальных впадин.

Формация пропилитов, генетически взаимосвязанная с вторичными кварцитами [24], масштабно

проявлена в пределах Большехетской впадины (вулканическое плато), которая находится в непосредственной близости от окружающих ее с трех сторон погребенных континентальных рифтов: на западе и севере Колтогорско—Уренгойского, а на востоке Худосейского (см. рисунок). Там насыщенные газоконденсатом терригенные толщи известны на Пяяхинском месторождении (скв.2020Р, глубина 3185,3—3195,4 м, пласт БУ₁₆) и на Северо-Хальмерпаютинской площади (скв.2042, глубина 3192—3201 м; скв.2051, глубина 3343—3638,93 м). Породы представлены в основном песчаниками, алевропесчаниками и песчаными алевролитами валанжинского яруса (K₁). Специальные исследования [15, 16] показали, что эти породы становятся продуктивными коллекторами в результате интенсивного гидротермального изменения — низкотемпературной (200—290 С) пропилитизации, среди которой, в соответствии с теоретическими представлениями Д.С.Коржинского [12], М.А.Ратеева с коллегами [26] и В.И.Гугушвили [4], авторы статьи различают цеолитовую и трансильванскую фации. Продукты среднетемпературной (290—380 С) пропилитизации выражены слабо, но отмечаются во всех исследованных образцах. Рассмотрим подробнее фации низкотемпературных пропилитов.

Фация цеолитовых пропилитов. Цеолитовые пропилиты наиболее широко развиты на глубине 3189,4—3192,4 м; 3195,3 м в скв.2020Р Пяяхинского месторождения и на глубине 3343—3367 м в скв.2051 Северо-Хальмерпаютинской площади. Процесс выражается в ломонтитизации различных ингредиентов песчаников и алевропесчаников и нередко накладывается на участки, испытавшие предварительную хлоритизацию, окварцевание, карбонатизацию, эпидотизацию, пиритизацию и лейкоксенизацию, т.е. среднетемпературную пропилитизацию.

Ломонтит — индикаторный минерал цеолитовых пропилитов, тесно ассоциирует с хлоритом и продуктами его более позднего изменения. Поэтому в базе терригенных пород, как правило, присутствует, по данным рентгенофазовых исследований, хлорит-цеолитовый (хлорит смешанослойный хлорит—монтмориллонит ломонтит) микроагрегат. При этом практически невозможно отличить реликты предшествующей хлоритизации от той, которая сопровождала цеолитовой пропилитизации. Ломонтит образует пойкилобласты — крупные пластинчатые призматические кристаллы с совершенной спайностью в одном, редко двух, направлениях, в которые погружен обломочный материал. Пойкилобластическая ломонтитизация — характерная черта зон интенсивной цеолитовой пропилитизации.

Обломки пород и минералов в различной степени изменены. Полевые шпаты ломонтитизированы, пелитизированы, эпидотизированы, серицитизированы, хлоритизированы, редко сосюритизированы.

Биотит значительно преобразован, причем в несколько этапов. Сначала он был эпидотизирован, лейкоксенизирован, а в самую позднюю (низкотемпературную) стадию гидрослюдизирован, вермикулитизирован, гидратирован, смектитизирован. Новообразованный пирит встречается в виде редких гнезд и рассеянных глобул. Он развит по биотиту, хлориту, обломкам эффузивных пород. Еще одна характерная особенность цеолитовых пропилитов — проницаемость. Петрографические наблюдения свидетельствуют о том, что сообщающиеся между собой поры составляют в среднем 6—10% площади шлифа. Форма их неправильная, часто удлинённая. Размеры изменяются от 0,08 и 0,08 0,16 до 0,25 0,50 мм, что подтверждает ранее сделанный вывод [13] о том, что при низкотемпературной пропилитизации ломонтит является минералом-индикатором коллекторов. Своим появлением он заметно улучшает проницаемость пород.

Аналогичный по характеру и очень масштабный по своему развитию процесс ломонтизации установлен Б.А.Лебедевым с коллегами [20] в продуктивных нижнемеловых песчаниках Тазовского (2840—2540 м) и Заполярного (2680—2830 м) поднятий. Там цеолит образует крупные пятна пойкилитового цемента, сильно разрушающего обломочные зерна.

Фация трансильванских пропилитов. В отличие от цеолитовых пропилитов трансильванские пропилиты распространены ограниченно и приурочены к слабопроницаемым породам: тонкообломочным алевролитам, алевроизвестнякам гидротермально-метасоматической природы, реже песчанистым алевролитам. Трансильванские пропилиты встречены на глубине 3193,9 м в скв.2020Р Пякяхинского месторождения и на глубинах 3499—3501, 3580—3581 и 3536 м в скв.2051 Северо-Хальмерпаутинской площади. Процесс проявился в кальцитизации различных ингредиентов терригенных пород.

Кальцит ассоциирует с хлоритом, гидрослюдой и продуктами их низкотемпературного преобразования. Наиболее активно пропилитизация протекала в цементирующей массе пород, где формировался различно окристаллизованный кальцит и возникали пойкилобласты этого минерала. Редко межзерновые зоны заполнены ломонтиком. Наблюдается это в том случае, если карбонатизация несколько ослабевает. На участках же активной кальцитизации ломонтит отсутствует.

В карбонатный цемент, часто представленный пойкилобластами кальцита, погружен обломочный материал. Обломки полевых шпатов и эффузивов, прежде в различной степени эпидотизированные, хлоритизированные, лейкоксенизированные, бывают значительно корродированы поздним карбонатом кальция или даже полностью замещены кальцитом. На участках шлифа, где процесс проявлен наиболее активно, видны обломки кварца, корродированные кальцитом. Еще од-

ной особенностью трансильванских пропилитов является слабая их проницаемость. В шлифе не обнаружены какие-либо поры или каверны. От этого песчаник выглядит достаточно прочным и массивным и может выполнять функцию экрана. Это соответствует заключению [13], что при низкотемпературной пропилитизации кальцит служит минералом-индикатором локальных флюидопоров.

Важно отметить, что характер карбонатизации терригенных пород удивительно напоминает особенности их цеолитизации. Протекая одновременно, эти два процесса, вызывающие разуплотнение и переуплотнение пород, вместе с тем пространственно не пересекаются. К такому же выводу пришли авторы, изучая современные гидротермальные процессы на Камчатке [13] и Б.А.Лебедев с коллегами [20], исследуя нижнемеловые песчаники Тазовского и Заполярного поднятий.

Выявленная для пород чехла связь вторичных процессов с фильтрационными характеристиками и продуктивностью в полной мере справедлива и для базальтов T_{1-2} Колтогорско-Уренгойского грабена. Так, самыми высокими коллекторскими свойствами обладают зоны интенсивной гидротермальной проработки (цеолитизации) рифтовых базальтов, вскрытых Тюменской сверхглубокой скв.СГ-6 в интервале 6822—6886 м. Пористость пород в этих частях разреза достигает 19%, а проницаемость — $11 \cdot 10^{-3}$ мкм². Пустотное пространство коллектора образовано как порами, так кавернами и трещинами. Размер каверн может составлять 22 мм. В этом интервале сосредоточены максимально ломонтитизированные, в меньшей степени эпидотизированные, альбитизированные и хлоритизированные базальты. Низкие коллекторские свойства вулканитов обусловлены заполнением пустот гидротермальным кварцем и карбонатами [5, 27].

По данным Т.В.Карасевой с соавторами [9, 10] и Ю.А.Ехлакова с коллегами [5], из метасоматически измененных (ломонтитизированных и эпидотизированных) базальтов скв.СГ-6 в интервале 6622—6654 м получен приток низкоминерализованной воды с газом (СН₄ до 98%). Пропилитизированные газоводонасыщенные базальты-коллекторы обладают пористостью до 15% и проницаемостью до $7 \cdot 10^{-3}$ мкм². В качестве флюидопора в этом случае могут быть хлоритизированные и карбонатизированные базальты, залегающие на глубине 6579—6520 м [5], которые авторы относят к трансильванским пропилитам. Второй случай, когда гидротермально измененные рифтовые базальты T_{1-2} выступают в роли коллекторов, описывают Л.В.Сиротенко и В.И.Горбачев [28] на примере Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скв.СГ-7, пробуренной на севере Западной Сибири. Там в результате испытаний в интервале 7124—7163 м было получено 48 м³/сут углеводородного газа с водой. Это свидетельствует о воз-

мальной локализации газа в пропилитизированных рифтовых базальтах.

Таким образом, в рифтах и примыкающих к ним территориях при тектоногидротермальной активизации породы доюрского комплекса и чехла вдоль секущих их разломов были одинаково изменены (образованы цеолитовые и трансильванские пропилиты) и насыщены углеводородами под влиянием циркулирующих высокотемпературных растворов. Поэтому присутствие ломонтита — главный минералогический показатель возможной насыщенности вторичных коллекторов переходного комплекса и чехла газоконденсатом и (или) газом.

Закономерности локализации нефтегазоносных вторичных кварцитов и пропилитов. Проведенные исследования показали, что в районе Красноленинского свода, где расположено Талинское месторождение, под влиянием циркулировавших высокотемпературных растворов в крупнозернистых песчаниках и гравелитах шеркалинской пачки произошла полная замена терригенной ассоциации минералов на гидротермальную. Такая замена происходила последовательно и носила зональный характер (в порядке нарастания кислотности): альбит хлорит карбонаты альбит каолинит диксит кварц каолинит диксит кварц диксит кварц опал кварц опал. Причем переход от свежих полимиктовых песчаников и гравелитов до зон их максимальной гидротермальной переработки, по данным В.И.Белкина и А.К.Бачурина [2], колеблется в интервале от десятков сантиметров до первых метров.

В этом ряду свое четкое место занимает альбитизация плагиоклазов. Аутигенный альбит шеркалинской пачки, как правило, представляет собой полый или пористый монокристалл, пустоты которого заполнены вторичными минералами. Среди них, с учетом новообразованного минерала-хозяина, необходимо различать две ассоциации, типичные, с точки зрения Д.С.Коржинского [12] и Н.И.Наковника [24], для двух генетически взаимосвязанных гидротермально-метасоматических формаций: пропилитовой (альбит хлорит карбонаты) и вторичных кварцитов (каолинит диксит кварц). Следовательно, отмеченные минеральные ассоциации определяют пограничные условия двух процессов — пропилитизации и сернокислотного выщелачивания, которые существовали на Талинском месторождении в период тектоногидротермальной активизации. Это подтверждается тем, что альбитизация происходит под действием слабокислых (рН 6) растворов [23], имеющих температуру 290 °С и выше [13]. При этом процессы пропилитизации в породах шеркалинской пачки носят эмбриональный характер, а сернокислотное выщелачивание проявлено чрезвычайно широко. Такие обстановки минералообразования с температурой 150—200 °С были типичны для изолированных впадин с риолитовыми куполами и перекрывающих их пород чехла. Там формировались кислотно

выщелоченные коллекторы формации вторичных кварцитов и возникал синтез преимущественно жидких углеводородов. В рифтах с базальтовым комплексом и надрифтовых желобах с терригенными породами под влиянием горячих растворов минералообразование протекало в более высокотемпературных (от 200—290 до 380 °С) щелочных условиях. Там возникали пропилитовые коллекторы и флюидоупоры, а также газообразные нафтиды.

В этой связи напрашивается закономерный вопрос: чем обусловлены различия аутигенеза и фазовой зональности углеводородов в структурах активизации рифтогенных седиментационных бассейнов? Ответ на вторую часть вопроса заключается в том, что фазовая зональность генерируемых нафтидов Западной Сибири контролируется зональностью температурной, которая, в свою очередь, является отражением региональной метасоматической зональности, возникающей в нефтегазоматеринских породах при тектоногидротермальной активизации [15, 16]: изолированные впадины и перекрывающие их породы чехла: нефть (гидротермальные аргиллизиты 60—170 °С) нефть газоконденсат (гидротермальные аргиллизиты, вторичные кварциты 150—200 °С); рифты и надрифтовые желоба: газоконденсат (пропилиты низкотемпературные 200—290 °С) газ (пропилиты среднетемпературные 290—380 °С). Однако при этом надо постоянно помнить, что современная фазовая зональность углеводородов на месторождениях Западной Сибири часто не укладывается в изложенную схему. Связано это с очень высокой миграционной способностью нафтидов, чутко реагирующих на изменяющийся режим температур и давлений во время тектонической перестройки. Это сильно осложняет вертикальное и латеральное распределение жидких и газообразных углеводородов.

Чтобы ответить на первую часть вопроса необходимо вспомнить, что рН растворов на месторождениях углеводородного сырья контролируется, прежде всего, окислением органического вещества и, в меньшей степени, углеводородов. Поэтому различия кислотно-щелочных обстановок гидротермального минералогического генезиса в структурах активизации определялись, при прочих равных условиях, неодинаковым содержанием рассеянного органического вещества в каждой из них.

В перекрывающих изолированные впадины породах чехла температуры в периоды тектонической перестройки, по-видимому, редко превышали 200 °С. Можно предположить, что при этом не все органическое вещество трансформировалось в углеводороды. Часть его оставалась в породах и могла окисляться, понижая рН растворов. При созревании рассеянного органического вещества и образовании углеводородов выделялся сероводород, который впоследствии при окислении давал серную кислоту, повышающую активность гидротерм. Микронфть (нефть) также могла окисляться и создавать низкие

значения pH нагретых вод. Кроме того, на отдельных участках Западно-Сибирской плиты на границе фундамент—чехол сосредоточены крупные скопления глубинного CO₂ (З.Я.Сердюк, А.А.Розин, 1969). Все сказанное в совокупности порождало кислые агрессивные растворы. Они вызывали глубокое выщелачивание, особенно если процесс протекал в режиме интенсивного пульсирующего стресса, способствующего быстрому удалению продуктов реакции из пластовой системы, что наблюдалось на Талинском месторождении [17]. Однако на фоне кислотного выщелачивания могли возникать кратковременные обстановки щелочного минералообразования (адуляризация), связанные с вскипанием гидротерм и потерей CO₂.

Иная картина складывалась в надрифтовых желобах, где температуры в периоды тектонической активизации были существенно выше (200—380 °C). В таких случаях происходила глубокая и более полная трансформация органического вещества в углеводороды (природный газ, газоконденсат). Рассеянного органического вещества, способного окисляться, оставалось слишком мало в материнских и вмещающих породах. Кроме того, в составе генерируемого при этом «нижнего высокотемпературного газа» [19] доминировал устойчивый к окислению метан. Он быстро заполнял коллектор, вытеснял воду и консервировал пластовую систему, т.е. прекращал развитие в ней регрессивного аутигенеза. Все это препятствовало снижению pH нагретых растворов и гидротермальное минералообразование происходило до прихода углеводородов в пласт в щелочной (до близкостральной) обстановке.

Из этого следует, что в седиментационных бассейнах с погребенным континентальным рифтом при тектонической активизации появлялись различные по своим параметрам потоки глубинных тепловых флюидов, т.е. имел место разноинтенсивный конвективный теплоперенос. Взаимодействуя с породами осадочного чехла, флюиды, с одной стороны, определяли кислотность—щелочность растворов и формационную принадлежность гидротермальных коллекторов, а с другой, контролировали фазовую зональность образующихся углеводородов. Поэтому формирование вторичных коллекторов в таких случаях нельзя рассматривать в отрыве от процесса нефтегазогенерации.

Из приведенных материалов можно сделать следующие основные выводы:

1. В рифтогенных осадочных бассейнах при тектонической перестройке в структурах активизации существовал разноинтенсивный конвективный теплоперенос. Он контролировал различные по физико-химическим параметрам гидротермы, которые определяли характер аутигенного минерогенеза возникающих вторичных коллекторов и фазовую зональность генерируемых углеводородов.

2. Кислотность—щелочность гидротерм в период тектонической активизации зависела, по-видимому, главным образом от количества окисляющегося рассеянного органического вещества осадочных толщ и присутствия глубинного CO₂. Меньшую роль в данном процессе играли углеводороды. Это, наряду с температурой и тектонической напряженностью (режимом пульсирующего стресса), во многом определяло метасоматическую зональность в породах переходного комплекса и чехла конкретной структуры активизации.

3. Под действием горячих растворов образовались две продуктивные генетически взаимосвязанные гидротермально-метасоматические формации (вторичные кварциты и пропилиты), локализованные в двух генетически сопряженных структурах активизации: соответственно в изолированных впадинах и перекрывающих толщах чехла, в рифтах и породах надрифтовых желобов.

4. Фазовая зональность генерируемых углеводородов контролировалась зональностью температурной, которая являлась, в свою очередь, отражением региональной метасоматической зональности, формировавшейся при тектоногидротермальной активизации, затрагивающей среди осадочных толщ чехла и нефтегазоматеринские породы.

5. Современная фазовая зональность углеводородов на месторождениях Западной Сибири часто не совпадает с региональной фазовой зональностью нефтидов периода их генерации.

6. В кислотно-выщелоченных породах переходного комплекса и чехла (вторичных кварцитах) сосредоточены преимущественно залежи нефти и газоконденсата, а в цеолитизированных аналогах (пропилитах) — газоконденсат и газ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллин Р.А. Природа высокой проницаемости пород-коллекторов шеркалинского горизонта Красноленинского района Западной Сибири // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 2. С. 422—424.
2. Белкин В.И., Бачурин А.К. Строение и происхождение высокопроницаемых коллекторов из базальных слоев юры Талинского месторождения // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 6. С. 1414—1416.
3. Гигашивили Г.М. К вопросу о температурных условиях катагенетического минералообразования в породах — коллекторах нефти и газа // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1979. № 7. С. 509—512.
4. Гугушвили В.И. Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа). —Тбилиси: Мецниереба, 1980.
5. Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н., Бочкарев В.С. Расчленение осадочно-вулканогенной толщи триаса (красноселькупская серия) в Тюменской сверхглубокой скважине // Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты). —Новосибирск, 2001. С. 32—48.

6. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Природа кварцевых песчаников — коллекторов нефтебитумов // Отечественная геология. 1993. № 3. С. 78—83.
7. *Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А., Чухланцева В.Я.* Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь) // Литология и полезные ископаемые. 1991. №3. С. 122—132.
8. *Казанский Ю.П., Казарбин В.В., Солотчина Э.П.* и др. Литология коллекторов Талинского нефтяного месторождения (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 5. С. 22—31.
9. *Карасева Т.В., Горбачева В.И., Келлер М.Б., Пономарева В.А.* Основные научные результаты исследования Тюменской сверхглубокой скважины // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0—7502 м). Результаты бурения и исследования / Сб. докл. Научное бурение в России. — Пермь, 1996. Вып. 4. С. 49—62.
10. *Карасева (Белоконь) Т.В., Ехлаков Ю.А., Горбачев В.И.* и др. Эффективность глубокого и сверхглубокого параметрического бурения для оценки ресурсов углеводородов ниже освоенных глубин / Приоритетные направления поисков крупных и уникальных месторождений нефти и газа. — М.: ООО «Геоинформмарк», 2004. С. 164—169.
11. *Конторович А.Э., Солотчина Э.П., Казанский Ю.П., Казарбин В.В.* Диксит в нижнеюрских отложениях Талинской зоны нефтегазоаккумуляции (Западная Сибирь) // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 3. С. 350—353.
12. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов / Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. — М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 332—452.
13. *Коробов А.Д., Гончаренко О.П., Главатских С.Ф.* и др. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района / Структура гидротермальной системы. — М.: Наука, 1993. С. 88—120.
14. *Коробов А.Д., Коробова Л.А., Киняева С.И.* Гидротермальные процессы в палеорифтах Западной Сибири и их роль в формировании жильных ловушек углеводородов доюрского комплекса Шаимского района // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2004. № 12. С. 63—72.
15. *Коробов А.Д., Коробова Л.А.* Разуплотнение пород и фазовая зональность нафтидов Западно-Сибирской плиты как отражения гидротермально-метасоматических процессов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2008. № 9. С. 21—28.
16. *Коробов А.Д., Коробова Л.А.* Нефтегазоперспективный рифтогенно-осадочный формационный комплекс как отражение гидротермальных процессов в породах фундамента и чехла // Геология нефти и газа. 2011. № 3. С. 14—23.
17. *Коробов А.Д., Коробова Л.А.* Пульсирующий стресс как отражение тектоногидротермальной активизации и его роль в формировании продуктивных коллекторов чехла (на примере Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 6. С. 4—12.
18. *Копелювич А.В.* Явления эпигенетической альбитизации плагиоклаза в песчаниках древних толщ Приднестровья // Труды Восточно-Сибирского геол. ин-та. 1962. Вып. 5. Серия геология. С. 109—122.
19. *Кравченко К.Н., Иванова О.В., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А.* Нафтидное районирование арктических акваторий России и Аляски в связи с размещением и поисками уникальных месторождений нефти и газа // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. № 11. С. 2—10.
20. *Лебедев Б.А., Аристов Г.Б., Бро Е.Г.* и др. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и порывов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности / Тр. ВНИГРИ. Вып. 361. — Л.: Недра, 1976.
21. *Липатова В.В., Казаков А.М.* Проект стратиграфической схемы триасовых отложений Западно-Сибирской плиты (по решениям Межведомственного рабочего совещания в г. Ярославль, 2000 г.) / Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты). — Новосибирск, 2001. С. 215—220.
22. *Лукин А.Е., Гарипов О.М.* Литогенез и нефтеносность юрских терригенных отложений Среднеширотного Приобья // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 5. С. 65—85.
23. *Набоко С.И.* Физико-химические условия гидротермальной калишпатизации и альбитизации / Проблемы петрологии и генетической минералогии. — М.: Наука, 1970. Т. 2. С. 88—97.
24. *Наковник Н.И.* Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. — М.: Недра, 1968.
25. *Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С.* Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Литосфера. 2009. № 6. С. 54—65.
26. *Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н.* Глинообразование при постмагматических изменениях андезит-базальтов силура Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1972. № 4. С. 93—109.
27. *Сиротенко Л.В., Горбачёв В.И.* Факторы развития коллекторов в нижней части разреза Тюменской сверхглубокой скважины // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 4. С. 491—502.
28. *Сиротенко Л.В., Горбачёв В.И.* Коллекторский потенциал и трещиноватость вулканогенно-осадочных образований на глубинах до 8250 м в Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скважине СТ-7 // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли / Мат-лы 5-го Всерос. литол. совещ. Т. 2. — Екатеринбург, 2008. С. 268—270.
29. *Соколов Б.А., Гусева А.Н.* О возможной быстрой современной генерации нефти и газа // Вестник МГУ. Сер. геол. 1993. № 3. С. 39—46.
30. *Сурков В.С., Смирнов Л.В.* Строение и нефтегазоносность фундамента Западно-Сибирской плиты // Отечественная геология. 2003. № 1. С. 10—16.
31. *Труфанов В.Н., Сухарев А.И., Гамов М.И., Труфанов А.В.* Гидротермальный литогенез и его влияние на распределение залежей углеводородов // Осадочные формации юга России и связанные с ними полезные ископаемые / Мат-лы Всерос. науч. конф. — Ростов-на-Дону, 2011. С. 21—27.
32. *Федоров Ю.Н., Кривошчин В.Г., Иванов К.С.* и др. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным К-Аг метода датирования) // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 2. С. 239—242.
33. *Федорова Т.А., Бочко Р.А.* Водно-растворимые соли баженской свиты как критерий выделения зон коллекторов // Геология нефти и газа. 1991. № 2. С. 23—26.
34. *Хаин В.Е., Соколов Б.А.* Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы // Рифтогенез и нефтегазоносность. — М.: Наука, 1993. С. 5—16.
35. *Шапенко В.В., Щепеткин Ю.В.* Палеотемпературы нефтегазоносных толщ юго-востока Западно-Сибирской плиты // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 2. С. 402—404.

Общая закономерность размещения месторождений золота по глубинным геофизическим данным

А.П.ЛИХАЧЕВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Показано существование общей закономерности в размещении месторождений золота: независимо от возраста и происхождения большинство известных золоторудных месторождений расположены в немагнитных полях. Причина заключается в составе и условиях образования пород, являющихся источниками золота. В немагнитных серосодержащих породах, формирующихся в восстановительных условиях, золото находится преимущественно в сульфидных ассоциациях в легко растворимых формах, тогда как в магнитных малосернистых оно ассоциирует с оксидами и силикатами и, находясь в более прочных связях, неблагоприятных для экстракции и концентрации гидротермальными растворами.

Ключевые слова: размещение месторождений золота, магнитные свойства пород, золоторудные процессы, перспективные территории.

Лихачев Александр Петрович, alexanderlikhachev@rambler.ru

The overall pattern of distribution of deposits of gold in the deep geophysical data

A.P.LIKHACHEV

On the example of the territories of Russia and Australia, demonstrated the existence of common patterns in the distribution of gold deposits. It consists in the fact that regardless of the age and origin, most of the known gold deposits located in a substantially non-magnetic fields. Some deposits are located on the border with magnetic fields and in their marginal parts, but they are not in the main part of the positive magnetic anomalies. The main reason of the observed regularities are considered the composition and conditions of formation of rocks, which are the sources of gold. In the non-magnetic of sulfur-containing rocks formed under reducing conditions, gold is mainly in the sulfide associations in easily soluble forms, whereas in the magnetic is associated with low-sulfur oxides and silicates, while in stronger relationships, adverse extraction and concentration of hydrothermal solutions. The established pattern reveals a key role in ore formation conditions of formation of the sources of gold and can significantly reduce the search space.

Key words: hosted gold deposits, the magnetic properties of rocks, gold processes, promising territory.

В ходе выполнения в ЦНИГРИ работ по выяснению возможностей использования глубинных геофизических данных в прогнозно-металлогенических целях [10—12] была выявлена общая закономерность размещения месторождений золота в земной коре. Она состоит в том, что независимо от возраста и происхождения, большинство известных золоторудных месторождений расположено на площадях, отличающихся низкими магнитными свойствами, по существу, в немагнитных полях. Некоторые месторождения находятся на границе с магнитными полями и в их краевых частях, но они отсутствуют в основной части положительных магнитных аномалий.

В настоящей статье основное внимание обращается на факт проявления наблюдаемой закономерности. Поэтому здесь приводятся преимущественно общие сведения о расположении месторождений золота на региональных картах аномального магнитного

поля (Т) и высказываются предварительные суждения о причинах существования данного феномена. В статье рассматриваются территории Урала, восточной части России, Австралийского материка и острова Тасмания.

Уральский регион (рис. 1, А) представляется [9 и др.] как одноименная складчатая система ордовик-пермского возраста, в которой выделяется пять мегазон: Западно-Уральская мезо-миогеосинклинальная; Ляпинско-Полярноуральская эвгеосинклинальная; Тагило-Магнитогорская эвгеосинклинальная, включающая Тагильский и Магнитогорский эвгеосинклинальные прогибы; Восточно-Уральско-Тобольская эвгеоантиклинальная и Зауральская (Кустанайская) эвгеосинклинальная. Собственные месторождения и рудопроявления золота обнаружены в каждой из этих структур, но большинство их сосредоточено в пределах Ляпинско-Полярноуральской,

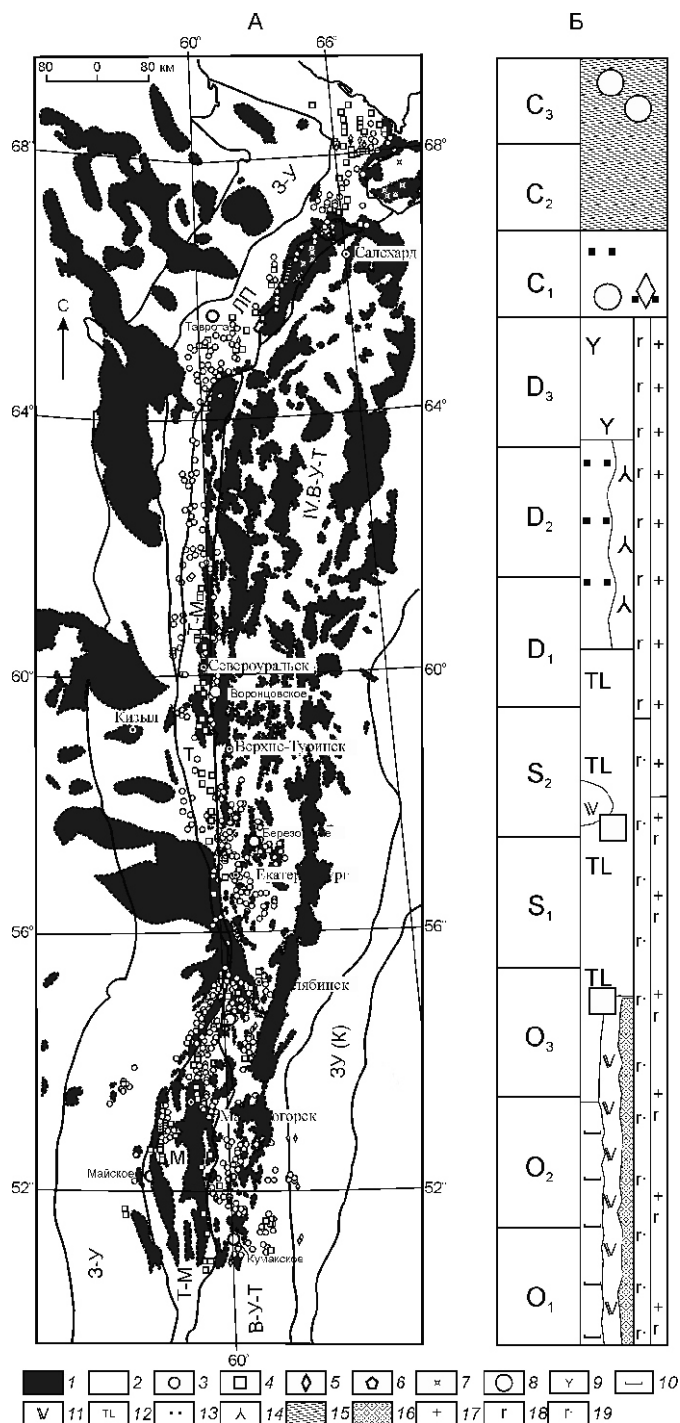


Рис. 1. Размещение известных месторождений и рудных проявлений золота и цветных металлов в пределах российской части Уральской складчатой системы:

А — положение месторождений и рудопоявлений на структурно-формационной схеме Урала и Б — колонка обобщенного разреза Восточно-Тагильской подзоны, по работе [9]; значения магнитного поля ($T 10^2$, нТл), по материалам ВСЕГЕИ: 1 — положительные (1—15), 2 — «нулевые» и отрицательные (1—15); месторождения и рудопоявления [9]: 3 — собственно золоторудные, 4 — золото-содержащие медноколчеданные и полиметаллические, 5 — медно-порфировые, 6 — медно-золото-платиноидные магматические, 7 — железомедные скарновые, 8 — некоторые крупные золоторудные; структурно-формационные зоны: ЗУ — Западно-Уральская, Л-П — Ляпинско-Полярноуральская, Т-М — Тагило-Магнитогорская (Т — Тагильский и М — Магнитогорский прогибы), В-У-Т — Восточно-Уральская-Тобольская, ЗУ(К) — Зауральская (Кустанайская); 9 — нерасчлененные базальт-риолитовая, базальт-андезит-риолитовая, вулканогенно-карбонат-терригенная формации; 10 — дунит-клинопироксенит-габбровый платиноносный комплекс; 11 — формации: базальтовая, базальт-андезит-базальтовая, андезит-базальтовая, вулканотерригенная, терригенная, 12 — трахибазальтовая, трахибазальт-трахиандезит-риодацитовая, 13 — граувакковая, терригенно-кремнистая, терригенная, 14 — андезит-базальт-андезитовая, базальт-андезитовая, нерасчлененные базальт-риолитовая, базальт-андезит-риолитовая, андезитовая, вулканогенно-карбонатно-терригенная, 15 — молассовая, молассоидная, трахибазальтовая, трахибазальт-трахипаритовая; 16 — гнейсы биотитовые, двуслюдяные, амфиболовые сланцы, амфиболиты, мигматиты, кварциты; формации: 17 — габбро-диоритовая, габбро-диорит-плагиигранитовая, габбро-диорит (гранодиоритовая)-адамеллитовая, 18 — габбро-диабазовая, 19 — габбро-диоритовая

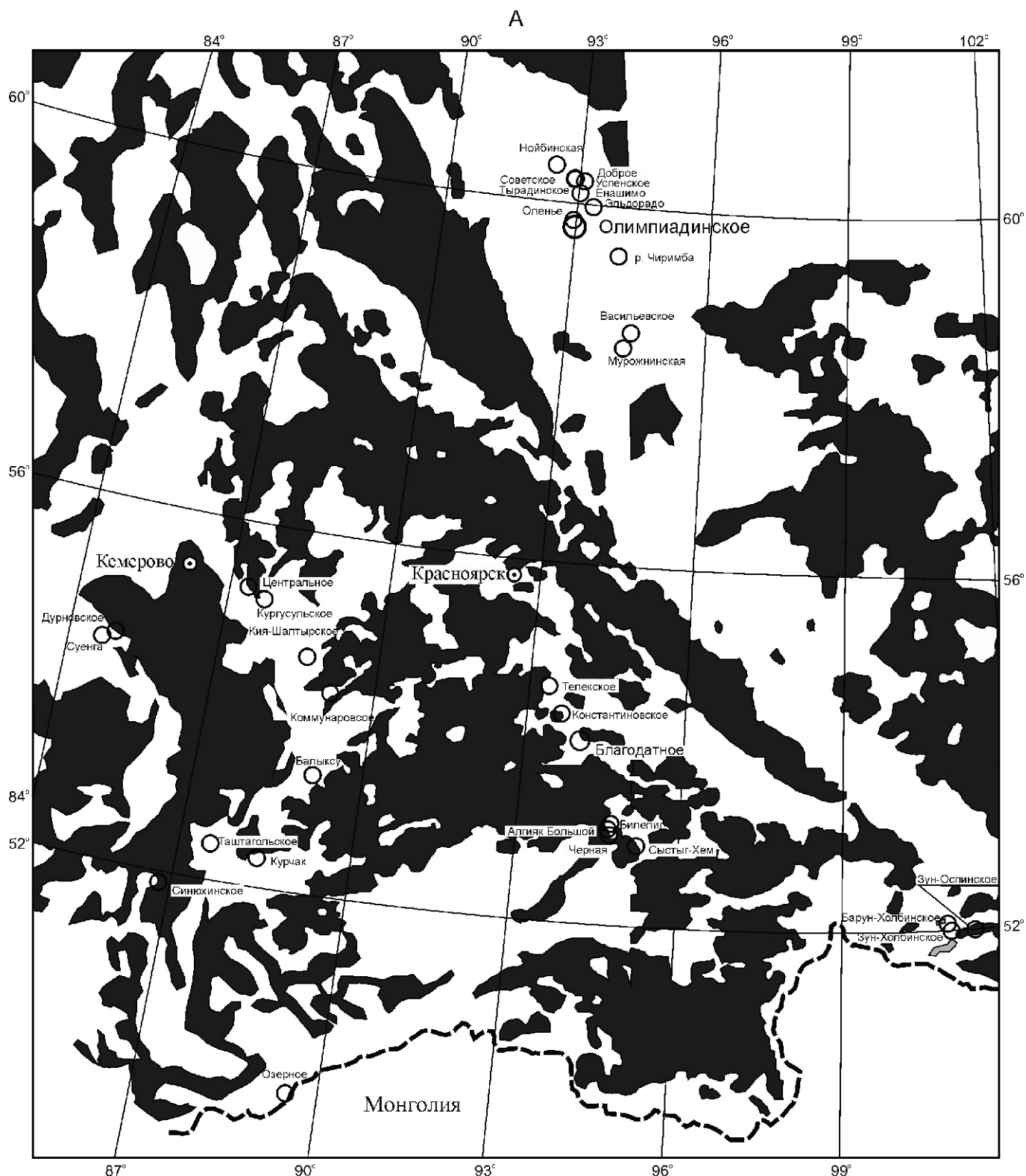
Тагило-Магнитогорской и Восточно-Уральско-Тобольской мегазон.

Существующие в регионе типы золоторудных месторождений отражены на рис. 1. А, а состав и строение золотосодержащих структур показаны на примере обобщенного разреза восточной части Тагильского прогиба (см. рис. 1, Б). В основном они находятся в содержащих интрузивные тела осадочно-вулканогенных и осадочных средах, претерпевших гидротермально-метасоматическое преобразование, соответствующее сравнительно низкотемпературным зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фациям метаморфизма. Рудная минерализация имеет преимущественно наложенный характер, во многом свя-

занный с привнесом и отложением кремнезема в виде жильных и штокверковых образований кварца.

Преобладающая часть месторождений и рудопоявлений золота располагается в немагнитных (нулевых и отрицательных) полях и, в меньшей степени, в краевых участках региональных полей положительных магнитных аномалий (см. рис. 1, А).

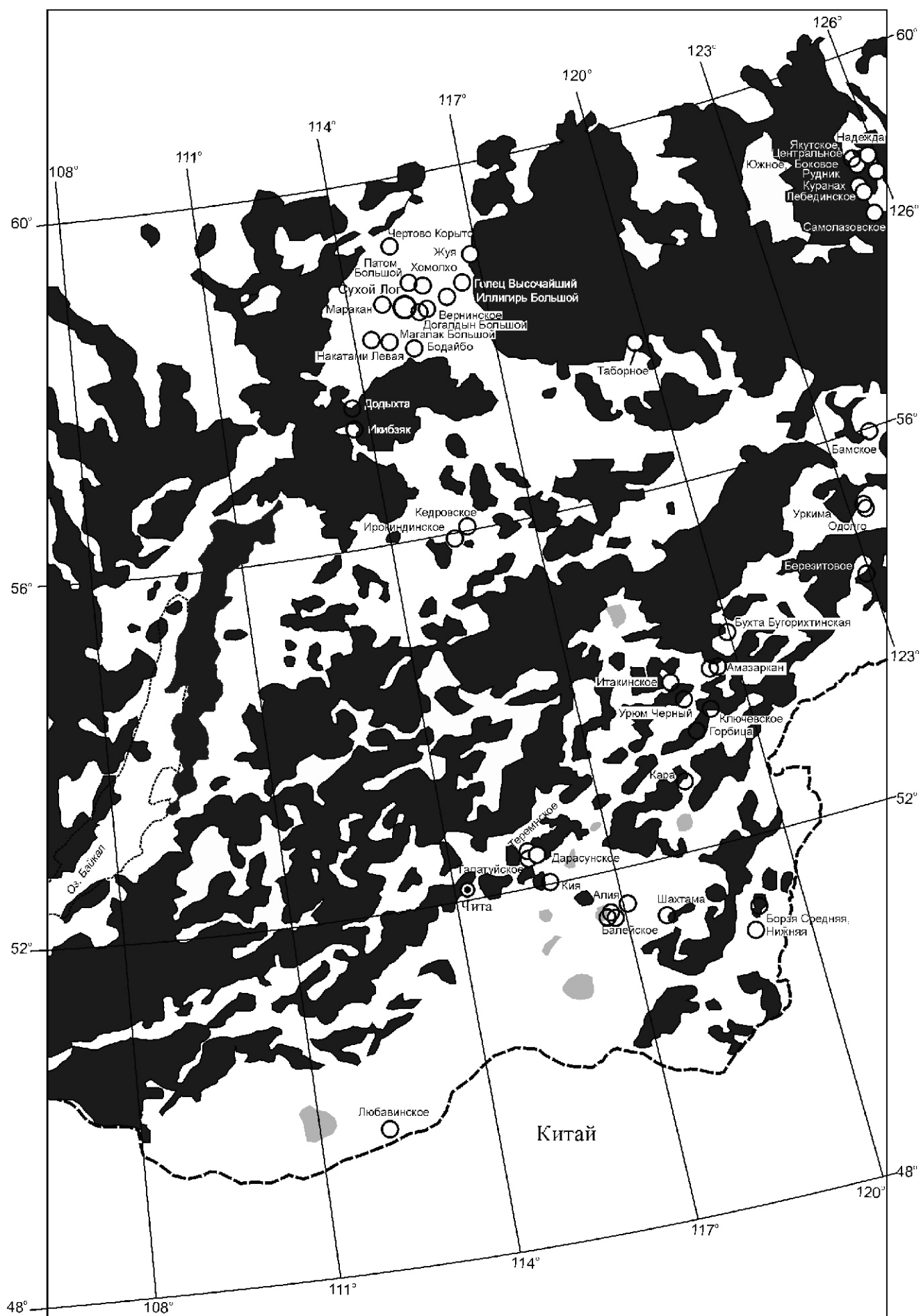
Восточные территории России рассматриваются на основе карт аномального магнитного поля [5] и полезных ископаемых Российской Федерации [6] в последовательности их удаления от Урала на восток (рис. 2). Выделяются 6 регионов, границы которых определялись произвольно, для того чтобы охватить все месторождения золота и серебра, отображенные на карте полезных ископаемых.



Первый (Предбайкальский) регион включает территорию, ограниченную пределами 50—61 с.ш. и 84—102 в.д. (см. рис. 2, А), в которую входят разные по размеру участки Красноярского и Алтайского краев, Алтайской, Бурятской, Тывинской и Хакасской республик, Иркутской и Кемеровской областей. В ее пределах обнаружено более 30 месторождений золота и серебра. Большинство из них находятся в пределах немагнитных площадей. Меньшее количество

месторождений расположено в краевых частях магнитных аномалий и на границе с ними, но их нет внутри большей части магнитных полей.

Наиболее крупными являются месторождения Олимпиадинской группы, расположенной в Северо-Енисейском рудном районе Енисейского края [7, 8]. Площадь распространения известных здесь коренных и россыпных месторождений и рудопроявлений золота вытянута в северо-западном направлении на



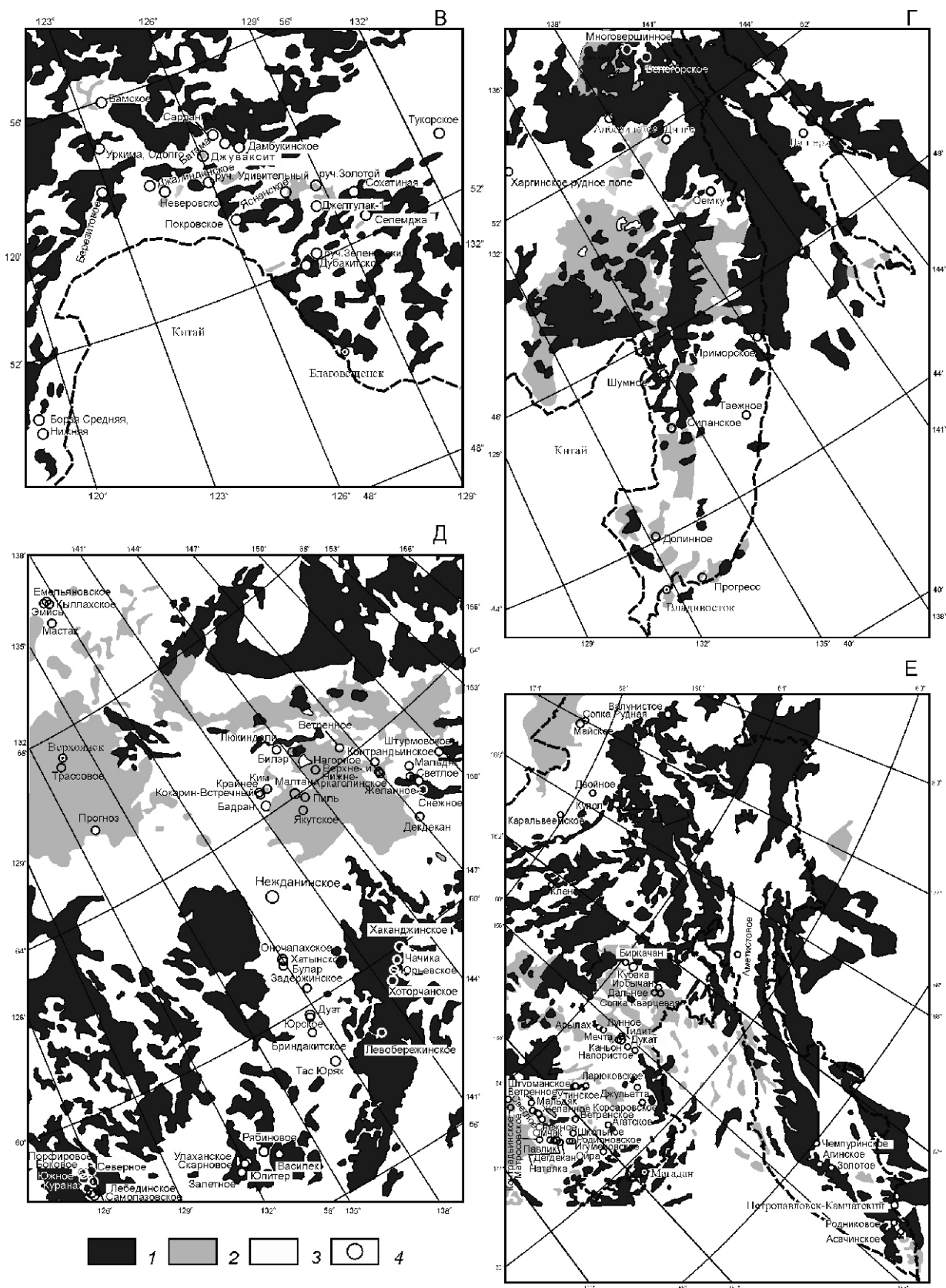


Рис. 2. Размещение золоторудных месторождений восточных регионов России [5, 6]:

регионы: А — Предбайкальский (1), Б — Забайкальский (2), В — Бамско-Благовещенский (3), Г — Приморский (4), Д — Верхояно-Охотский (5), Е — Чукотско-Магадан-Камчатский (6); значения магнитного поля (Т, нТл) [5]: 1 — положительные — «магнитные» (50— 2000), 2 — «слабомагнитные» (50—100), 3 — «нулевые» и отрицательные — «немагнитные» (50— 1000); 4 — месторождения золота и серебра

160—180 км при ширине 35—40 км. Золотоносная зона относится к складчатым сооружениям терригенной геосинклинали Центрального блока Енисейского кряжа, которая развивалась в рифее.

Золотое оруденение рудного района приурочено к сравнительно узкому стратиграфическому интервалу сланцево-гнейсовых комплексов и алевролитово-филлитовых образований, содержащих графитизированное органическое вещество. Для этого интервала характерны также линзы интенсивной пиритизации. Показатель восстановленности пород ($\text{FeO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$) изменяется от 0,2 до 7. Отмечается их повышенная золотоносность до 0,2—0,6 г/т. Породы претерпели региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. Время формирования оруденения укладывается в интервал 850—600 млн.лет.

Обнаруживается пространственная и парагенетическая связь золотого оруденения с татарско-аяхтинскими гранитами. Ареал золоторудных объектов смещен к восточному контакту скрытого гранитоидного батолита, рассматриваемого как единая магматическая система, в центральной части которой расположено Олимпиадинское месторождение, а в краевой — Советское.

Олимпиадинский рудный узел представлен одноименным месторождением и рядом рудопроявлений золотокварцевого и золотосульфидного типов. Линзовидный рудовмещающий блок вытянут с северо-запада на юго-восток на 60 км при ширине до 25—27 км. В его осевой части проявилась система сложных антиклинальных и синклинальных складчатых деформаций, осложненных продольными разрывами. Вдоль них в предрудное время проявились локальные зоны растяжения, к одной из которых приурочено Олимпиадинское рудное поле. Золотомышьяковистое сульфидное оруденение локализовано в углеродистых сланцево-гнейсовых образованиях кординской свиты вблизи контакта слюдисто-кварц-карбонатных пород с углеродсодержащими слюдисто-кварцевыми сланцами.

Олимпиадинское месторождение находится в северном крыле опрокинутой антиклинальной сложной структуры, которая смята в серию лежащих складок высоких порядков. Пластовые рудные тела размещены в крыльях и замках опрокинутых и лежащих складок в зонах контактов углеродистых сланцев и мраморов с кварцево-слюдистыми сланцами.

Границы рудных тел нечеткие. Руды, вкрапленные и прожилково-вкрапленные, представлены пирит-пирротин-арсенопиритовой минерализацией интенсивностью до 10—12%. Золото, содержание которого в руде достигает 6—8 г/т, тонкозернистое, концентрируется в основном в тонкоиглочатом арсенопирите. С поздней генерацией пирротина, с кварцем, изредка с антимонитом ассоциирует самородное золото. В рудных телах проявлено вольфрамовое и сурьмяное оруденение, представленное антимонитом и бертьеритом. Рудоносная толща характеризу-

ется наличием Au, W-Sb-содержащих минеральных ассоциаций, минералого-геохимических ореолов Au, As, W, Sb, рассеянной вкрапленности пирита, пирротина и слабозолотоносного короткопризматического арсенопирита, интенсивной карбонатизацией, окварцеванием, серицитизацией.

По предрудным метасоматитам нижний предел абсолютного возраста золотосульфидного оруденения составляет 794 млн.лет. Верхний — по возрасту сурьмяной минерализации — 609 млн.лет.

Рудные тела Советского месторождения представлены кварцево-жильными зонами сложной конфигурации, содержащими золотокварцевую и золотосульфидную минерализацию пирит-пирротин-арсенопиритовой ассоциации. Золото свободное, высокопробное (98%). Фиксируется в основном в кварце, а также во вмещающих породах. Главный продуктивный парагенезис — золото-пирротин-полисульфидный. Содержание рассеянного и графитизированного углеродистого вещества достигает 0,2—0,35% и более. Характерны серицитизация, хлоритизация, гематизация, альбитизация и турмалинизация, ореолы которых вблизи верхнего интервала рудной залежи достигают десятков метров.

Второй (Забайкальский) регион представляет собой территорию, ограниченную 48—60 с.ш. и 108—126 в.д. (см. рис. 2, Б) и включающую площади республик Бурятия и Саха (Якутия), Амурской, Иркутской и Читинской областей. В ней известно более 50 месторождений золота и серебра. Большинство из них, как и в других регионах, расположено в немагнитных участках. Меньшее их количество приходится в краевых частях магнитных полей и на границе с ними при полном отсутствии месторождений в пределах преобладающего развития последних.

В пределах немагнитной территории размещаются, в частности, уникальное месторождение Сухой Лог и многие другие меньшего размера месторождения Байкало-Патомской золоторудной провинции (Голец Высочайший, Вернинское, Невское, Чертово Кoryто, Догалдын Большой и др.).

Месторождение Сухой Лог и сопутствующие ему золоторудные проявления [8 и др.] находятся в средне-верхнерифейских и вендских толщах, сложенных песчано-алевролитово-сланцевыми, песчаниково-карбонатно-сланцевыми, карбонатно-песчано-сланцевыми, сланцево-песчаниковыми углеродсодержащими флишеидными формациями.

Оруденение представлено золотосульфидным, золотосульфидно-кварцевым (жилы и минерализованные зоны) и золотокварцевым (жилы) рудно-формационными типами. Проявления золотосульфидной рудной формации в основном связаны с флишеидными углеродистыми толщами, насыщенными тонкорассеянными сульфидами (пирит, пирротин, арсенопирит) и выражены кварцево-прожилково-вкрапленными рудами. Рудная минерализация представляет

собой кварц-пирит-золото-карбонатную ассоциацию с примесью полиметаллов и металлов платиновой группы. Пирит широко распространен в черных сланцах во всем объеме месторождения (2—5%) и в меньшем количестве находится в рассеянной форме в виде ореола вокруг рудных тел.

Минерализация золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой формаций тесно связана с кварцем в золотосодержащих сульфидных и кварцево-сульфидных линзах, линзовидных прослоях, прожилках и вкрапленниках. На месторождении Сухой Лог вскрываются руды: собственно золотосульфидные — кварца 5% и менее, в составе руд таких образований около 28%; золотосульфидно-кварцевые — кварца 5—96%, их в составе руд примерно 70%; золото-кварцевые — сульфидов 5%, в составе руд не более 1—2%. На других участках возможны различные рудно-формационные соотношения золоторудной минерализации.

Примером нахождения на границе с магнитным полем могут служить месторождения Дарасунского рудного поля, расположенного в южной части рассматриваемого региона: Дарасунское, Теремкинское и Таратуйское (см. рис. 2, Б).

Дарасунское рудное поле находится в пределах выделенного С.С.Смирновым золотополиметаллического пояса Восточного Забайкалья, который представляет собой зону позднеюрской и меловой активизации палеозойской складчатой области. Оно приурочено к Дарасуно-Могочинской структурно-формационной зоне и сложено в основном разновозрастными интрузивными комплексами. В их состав входят нижнепалеозойские габброиды и амфиболиты, гранодиориты среднего палеозоя, лейкократовые граниты и сиениты верхнего палеозоя — нижнего мезозоя, комплекс даек меланократовых пород, объединяющий микрогаббро, габбро-порфириды, диабазы и спессартиты, комплекс плагиогранит-порфиров средне-позднеюрского возраста, представленный плагиогранитами, гранитами, гранодиоритами, сиенит-порфирами и кварцевыми диоритовыми порфиридами. Преобладают гранитоидные массивы палеозойского возраста, глубоко эродированные в результате длительного поднятия области. В районе широко развиты протяженные разрывные нарушения северо-восточного, северо-западного и близмеридионального простираний, в пересечениях которых локализуются золоторудные месторождения. Рудное поле вытянуто в северо-западном направлении и ограничивается с юго-запада и северо-востока фрагментами Балейско-Дарасунской и Дарасуно-Восходовской зон разломов. Непосредственно участок Дарасунского месторождения приурочен к интрузивно-купольной структуре с центральным штоком плагиогранит-порфиров и трубками брекчий взрыва, от которых расходятся радиальные апофизы и дайки среднего и основного составов.

Дарасунское месторождение относится к жильной золотополисульфидно-кварцевой формации. Рудные тела представлены кварцевыми, кварц-карбонатными жилами и березитизированными вмещающими породами (гранитоиды и габброиды, наибольшее их количество вмещают габброиды). Они контролируются разломами северо-восточного и северо-западного направлений. На месторождении выделено четыре участка концентрации рудных тел — Юго-Западный, Западный, Центральный и Восточный.

Всего на месторождении выявлено более 130 жил, большинство из них имеет длину до 600 м (редко 2—2,5 км) при мощности 0,1—0,3 м (в среднем 0,18 м). Жилы характеризуются сложной морфологией, обусловленной рудными столбами и протяженными (в несколько десятков метров) пережимами и раздувами. Средняя мощность вкрапленных рудных тел 0,74 м.

Распределение золота в рудах крайне неравномерное. В сульфидных рудах содержание золота колеблется от первых граммов до нескольких килограммов на 1 т руды, во вкрапленных не превышает 6—8 г/т. Содержание Ag составляет 7—180 г/т, As 0,2—11%, Cu 0,6—1,6%, Pb 0,1—1,5%, Zn 0,07—1,23%.

Третий (Бамско-Благовещенский) регион ограничен пределами 49—57 с.ш. и 118—134 в.д. (см. рис. 2, В), включающими в основном территорию Амурской области с частичным захватом участков Якутии, Хабаровского края и Иркутской области. В нем известно более 20 сравнительно небольших золоторудных и серебряных месторождений, которые находятся в «стандартных» позициях — расположены в немагнитных полях и в меньшей мере в краевых частях положительных магнитных аномалий.

К наиболее крупным относится Бамское месторождение [17 и др.], расположенное на севере Амурской области в юго-западной части Чубачинского гранитоидного массива раннепротерозойского возраста, прорванного раннемеловыми интрузивными и дайковыми комплексами.

Месторождение представляет собой линейную зону жильно-прожилковой минерализации шириной 200—400 м, протяженностью около 4 км, приуроченную к Бамскому рудоконтролирующему разлому. Золотое оруденение локализуется в субщелочных гранитах второй фазы чубачинского интрузивного комплекса раннего протерозоя, в надинтрузивной части Невачанского субвулканического массива.

Рудные тела представлены линейными зонами тонкопрожилкового окварцевания с вкрапленностью сульфидов — пирита, галенита, халькопирита, сфалерита, сульфосолей Cu, Pb, Ag и Au, реже кварц-карбонатными жилами. Протяженность рудных тел по простиранию 400—1500 м, по падению они прослежены скважинами на 200—500 м. Характеризуются значительными изменениями мощности — от долей до первых метров, максимальной 24,9 м.

Содержание золота и серебра в рудных телах обычно изменяется от первых грамм на 1 т до 30 и 100 г/т, соответственно. Максимальные концентрации Au (до 153,9 г/т) и Ag (до 403,9 г/т) выявлены в кварцевых жилах, локализуемых в пределах зон тонкопрожилкового окварцевания.

Четвертый (Приморский) регион (40—54 с.ш. и 129—144 в.д., см. рис. 2, Г) включает площади Приморского и Хабаровского краев, Амурской и Сахалинской областей. Картина расположения месторождений остается прежней: преобладающая часть их находится вне пределов, а меньшая — в краевых участках магнитных полей и на границе с ними.

К последним относится крупное Многовершинное месторождение золото-адуляр-кварцевой формации [7, 8], размещающееся в Николаевском районе Хабаровского края в 100 км от г. Николаевск-на-Амуре. Месторождение локализуется в северном окончании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса, наложенного на мезозойские осадочные отложения Амгунского синклинория Сихотэ-Алинской складчатой системы и характеризующегося интенсивным магматизмом начального этапа развития пояса с преобладанием андезит-гранодиоритовых ассоциаций.

Пространственное положение рудного поля связывается с контактом крупного гранитоидного массива, находящегося в центре тектономагматического поднятия. В краевой части этого поднятия имеется наложенная вулканотектоническая депрессия с Многовершинным рудным полем. По данным гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 рудное поле окаймлено зонами высоких градиентов гравитационного поля, с цепочками положительных и отрицательных остаточных аномалий силы тяжести. На отмеченные аномальные зоны гравитационного поля накладываются зоны высоких градиентов магнитного поля.

Вулканиды андезито-дацитовй формации, занимающие около 40% площади рудного поля, залегают на неровной поверхности осадочных отложений с резким угловым несогласием. Они представлены сочетанием эффузивных, жерловых и субвулканических фаций, являющихся составными частями крупной многофазной вулканической постройки сложного строения. Стратифицированные вулканиды, датируемые возрастом 70—65 млн. лет, сложены лавами и туфами андезитов, андезито-дацитов, с прослоями и линзами туфоалевролитов в низах разреза. Синхронные вулканидам интрузивные породы диорит-гранодиоритовой формации развиты по периферии вулканооструктуры и представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами поздневерхнемелового—раннепалеогенового литкинского комплекса. Они занимают краевые части крупного многофазного плутона.

В пределах же рудного поля проявлены более молодые интрузии палеогенового возраста, которые

внедрялись после формирования вулканических образований. На них приходится около 10% площади рудного поля в восточной его части. Специфическая черта рудного поля — широкое развитие дайковых серий разной формационной принадлежности.

Геохимическая специализация андезит-гранодиоритовой ассоциации носит ярко выраженный золотой характер. Повышены содержания Ag, Cu, Pb, Fe; сквозными элементами являются Sn, W, Mo, иногда Bi, Co.

Месторождение состоит из группы сближенных крутопадающих сложных по строению золото-кварцевых жил и окварцованных (прожилково-метасоматических) минерализованных зон, образующих рудные зоны, сконцентрированные в полосе развития разломов северо-восточного простирания, ширина которой составляет 2,0—2,5 км, а длина около 7 км. Вмещающей средой рудных зон на месторождении и рудном поле являются вулканогенные, осадочные и интрузивные породы, которые претерпели интенсивную переработку вследствие контактового и гидротермального метаморфизма.

Главное оруденение локализуется преимущественно в вулканогенных породах и представлено мощными жильобразными телами, выдержанными на глубину в несколько сотен метров. В осадочных и интрузивных породах выявлены лишь непротяженные (первые десятки метров) участки с промышленной минерализацией. За пределами рудного поля известен ряд рудопроявлений штокеркового типа в осадочных породах.

По геолого-промышленному типу руд месторождение относится к серебро-золотым. Общее число рудных зон около 30. В пределах них контуры промышленного оруденения в основном устанавливаются только опробованием. Мощность «стержневых» жил колеблется в широком диапазоне и достигает в раздувах 40 м. Мощность прожилковой минерализации, сопровождающей эти жилы, изменяется от десятых долей метра до 2 м. Длина рудных тел по простиранию составляет от 60 до 550 м, при установленном вертикальном размахе оруденения 180—250 м. Ряд рудных тел осложнен пострудной тектоникой и интрузивными дайками гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров.

Наиболее крупные рудные тела локализованы в Главной зоне, находящейся в экзоконтакте гранитоидного массива, а самые богатые — в Северной зоне, удаленной от экзоконтакта на 2 км.

Рудные тела на 80—90% состоят из кварца, сульфидная часть составляет не более 3—5%. Золото — основной полезный компонент и образует вкрапленность в кварце или присутствует в виде сростков с пиритом, сфалеритом, галенитом и блёклой рудой. В рудных телах распределение золота весьма неравномерное: среднее содержание Au 9,5 г/т, но в локальных точках оно достигает 200—500 г/т; содержание

Ag — от 10 до 140 г/т. Кроме серебра, попутными компонентами являются Se (3 г/т) и Te (9 г/т). Геологические запасы Многовершинного месторождения по данным компании ЗАО «Многовершинное» на 2005 г. в целом составляли около 83 т Au.

Пятый (Верхояно-Охотский) регион представляет собой территорию, находящуюся в пределах 56—72 с.ш. и 123—156 в.д. (см. рис. 2, Д) и включающую участки Республики Саха (Якутия), Хабаровского края и Магаданской области. Имея различный возраст и разную формационную принадлежность, основная часть выявленных здесь месторождений золота и серебра, как и в других регионах, размещается в пределах немагнитных и слабوماгнитных площадей. Меньшее их количество находится в краевых частях магнитных полей и на границе с ними.

К наиболее крупным относится располагающееся в немагнитном поле месторождение Нежданинское Верхоянской металлогенической провинции. Оно входит в Аллах-Юньский золотоносный пояс, протягивающийся на сотни километров вдоль западного борта Южно-Верхоянского синклинория [7, 8, 17]. Синклинорий, образующий юго-западную ветвь мезозойского Верхояно-Чукотской складчатой области, сформировался в сопряжении складчатого-глыбового обрамления Алданского щита (палеозойский горст-антиклинорий Сетте-Дабан), Юдомо-Майской складчато-глыбовой зоны, возникшей на месте палеозойско-рифейской миогеосинклинали, и Охотского массива.

Общая мощность осадочных толщ протерозоя, палеозоя и мезозоя в Верхоянском синклинории достигает 20—25 км. Рудовмещающий верхоянский комплекс сложен терригенными песчано-сланцевыми отложениями карбона, перми, триаса, нижней и средней юры мощностью до 10—13 км.

В пределах Нежданинского рудного поля разрез представлен толщей переслаивания алевролитов, алевропесчаников, песчано-глинистых сланцев и песчаников. Суммарная мощность наблюдаемого разреза 2 км. Оруденение локализовано в зонах тектонических дислокаций песчано-алевролитов-сланцевых слоев дыбинской и кукканской свит (P_{1kk} — P_{1-2db}). Важный компонент — углеродистое вещество (2—3%), постоянно присутствующее в алевролитах.

Руды Нежданинского месторождения представляют собой сочетание метасоматических пирит-арсенопировых прожилково-вкрапленных образований в зонах тектонитов по осадочным породам с сульфидно-кварцевыми жилами при преобладании метасоматического оруденения. Выделяются ранний и поздний этапы рудообразования.

Раннерудный этап представлен минералами пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциации. Уровень золотоносности составляет первые граммы на тонну. Содержание тонкодисперсного золота в пирите

(15—50 г/т) и арсенопирите (50—60 г/т) устойчиво сохраняется в различных текстурных разностях руд и морфологических типах рудных тел.

Позднерудному этапу соответствуют продуктивные ассоциации золото-галенит-сфалеритовая, сульфидантимонитовая и аргентит-пираргиритовая (серебристые руды). Этот этап отличается высокими концентрациями золота, присутствием свободного золота, преобладанием сульфидов цинка и свинца, серебросодержащих и серебряных минералов, локализацией продуктивных ассоциаций преимущественно в жильных сульфидно-кварцевых телах. Уровень концентрации золота составляет десятки граммов на тонну.

По средне- и крупномасштабным геофизическим данным рудный район приходится на отрицательную гравитационную аномалию (50–100 км). На фоне спокойного отрицательного магнитного поля интенсивностью 50—100 нТл распространены группы аномалий изометричной (15–15 км) и слегка вытянутой (15–30 км) формы интенсивностью от 200 до 200 нТл, фиксирующие контактово-измененные породы вокруг интрузивов. Над роговиками и штоками габбро-диоритов интенсивность поля достигает 500 нТл. Рудное поле находится в области околонулевых значений от 10 до 20 нТл. Аномалии изометричной и вытянутой формы интенсивностью от 30 до 50 нТл обусловлены сульфидной минерализацией и дайками.

Около магнитных полей находятся месторождения Куранахской группы, расположенной на северном склоне Алданского щита, где кристаллический фундамент перекрыт карбонатными толщами кембрийского платформенного чехла и терригенными отложениями нижней юры [7, 8].

Магматические проявления Куранахского рудного поля представлены меланократовыми пироксен-биотитовыми сиенит-порфирами, керсантами, ортофирами, а также фельзитами и фельзит-порфирами, которые образуют пластовые залежи на границе кембрия и юры.

Золотое оруденение локализуется в верхнем продуктивном горизонте платформенного чехла, приурочиваясь к тектонически ослабленной поверхности стратиграфического несогласия между отложениями кембрия и юры. В разрезе юрских пород преобладают полимиктовые песчаники и гравелиты с калишпатизированным глинистым цементом.

Положение главных рудных залежей характеризуется их приуроченностью к «базальному горизонту» брекчий с обломками окварцованных известняков, минерализованных пиритом. Оруденение расположено в основном в адуляр-кварцевых метасоматитах, в т.ч. в калишпатизированных брекчиях, частично в карбонатных породах и юрских песчаниках. Размеры наиболее крупных лентовидных залежей достигают нескольких километров в длину и 300 м в ширину при мощности до первых десятков метров. Первич-

ные руды представлены кварцево-полишпатовыми метасоматитами, содержащими в незначительных количествах барит, флюорит и серицит. Основной рудный минерал — золотосодержащий пирит. Присутствуют марказит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, блёклая руда, самородные серебро и висмут, теллуриды, селениды, киноварь, реальгар. Обычен тонкоиглолчатый арсенопирит, составляющий 1—2% рудной массы.

Из геологических данных следует, что золоторудные месторождения Куранахской группы, как и многие другие месторождения золота, находящиеся около или в пределах магнитных полей, в реальности расположены в немагнитных толщах, сформированных до появления магнетитсодержащих (магнитных) образований и являющихся источниками золотого оруденения.

Шестой (Чукотско-Магадан-Камчатский) регион включает территорию Чукотского автономного округа, Магаданской и Камчатки областей (52—72 с.ш. и 144—180 в.д.) (см. рис. 2, Е). В ее пределах выявлено большое количество золотых и серебряных месторождений различного возраста и генезиса. В их размещении сохраняется общая закономерность: независимо от возраста и происхождения, большинство месторождений находится в немагнитных полях и лишь небольшое число — в краевых частях магнитных полей и на границе с ними при полном отсутствии месторождений на площадях преобладающего развития положительных магнитных аномалий.

К наиболее крупным относится золотосеребряное месторождение Дукат (Дукатское), расположенное в Омсукчанском районе Магаданской области и приуроченное к Охотско-Чукотскому вулканоплутоническому поясу [2, 7, 8, 14 и др.].

Дукатский рудный район совпадает с Балыгычанско-Сугойским вулканическим прогибом, выполненным слабодислоцированными вулканогенными и осадочными образованиями. Фундамент прогиба сложен интенсивно дислоцированными миогеосинклинальными отложениями верхоянского комплекса (Т—J). В пределах прогиба выделяется серия раннемеловых депрессий, к одной из которых приурочено месторождение Дукат. Центральная часть этой депрессии сложена угленосной молассовой формацией, а периферия — рудовмещающей риолитовой ассоциацией. Широко развиты субвулканические тела различной формы, трещинные интрузии и дайки риолитов, афировых и невадитовых риолитов, штоков диоритов. Характерны полукольцевые дайки невадитовых риолитов.

Рудное поле представляет собой длительно развивающуюся вулкано-интрузивно-купольную постройку, которая включает крупное субвулканическое тело, обрамленное покровами и более мелкими сателлитными субвулканическими и жерловыми телами. На глубине ей отвечает выступ гранитоидного массива, проявленный гравиметрической аномалией.

Месторождение представлено серией рудных зон и жил близмеридионального и северо-западного простирания, сконцентрированных в северной части рудного поля, в участке погружения риолитов вулканокупольной структуры под перекрывающие их углисто-пелитовые толщи. Рудные тела заключены в тектоническом блоке, ограниченном северо-восточными и северо-западными разломами.

Рудные зоны — это сложные образования, представленные одной или серией жил брекчиевой структуры, заключенных в ореол прожилково-вкрапленной минерализации. Рудные жилы относятся к типу выполнения открытых полостей. Гидротермально-метасоматические преобразования включают до-рудные хлорит-гидрослюдисто-кварцевые, синрудные адуляр- и альбитсодержащие, послерудные скарновые ассоциации. Продуктивны на золото и серебро кварц-хлорит-адулярная и кварц-родонитовая ассоциации. Золотосеребряное отношение в кварц-хлорит-адулярных рудах 1:550. Основные рудные минералы — акантит, кюстелит, электрум, самородное серебро.

Выделяется два основных этапа формирования месторождения. Первый из них, предположительно вулканогенный, характеризуется образованием золотосереброносных кварц-хлорит-адулярных рудных тел, а второй — серебро-родонитовый, который может быть связан с внедрением интрузий гранитов, выражался формированием сереброносных родонит-кварцевых рудных тел.

Другим крупным золоторудным объектом является Майское месторождение Центрально-Чукотской металлогенической провинции [7, 8 и др.]. Месторождение расположено в пределах Чукотской складчатой области мезозойд вблизи ее сочленения с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом.

Рудное поле месторождения сложено дислоцированными песчано-сланцевыми породами среднего и верхнего триаса, прорванными многочисленными дайками и субвулканическими телами кислого состава и единичными дайками лампрофиров. Оно сопровождается изометричной положительной магнитной аномалией интенсивностью 350 нТл, слабой положительной гравитационной интенсивностью 0,5 мгал, окаймленной столь же слабой отрицательной аномалией. По этим данным предполагается наличие на глубине около 2000 м интрузивного тела.

Определяющим элементом строения рудоносного блока является интрузивно-купольная структура. Гранитоидный массив, слагающий ее центральную часть, имеет ассиметричное строение. Центральную часть массива слагают аляскитовые граниты, периферическую — гранит-порфиры.

В структурном плане месторождение представляет собой брахиантиклинальную складку, осложненную блоковыми подвижками по меридиональным и широтным разломам. Рудные тела представлены круты-

ми (65—85) и более пологими (45—60) минерализованными зонами дробления и смятия осадочных пород субмеридионального простирания. Мощность рудных тел 1—5 м, протяженность 200—1100 м. Установленный вертикальный размах оруденения составляет более 1300 м. Число рудных тел 30. Дайки и рудные тела объединяются в 12 субмеридиональных рудных зон, шириной 150—250 м, протяженностью 1,0—2,5 км, разделенных безрудными пространствами соизмеримых размеров. Средние содержания Au в 25 наиболее разведанных рудных телах 8,7—14,2 г/т.

Руды прожилково-вкрапленные сульфидные (пирит, арсенопирит, антимонит). Содержание сульфидов составляет в среднем 6—8%, при заметном преобладании пирита в 2—3 раза. Характерно присутствие антимонита (в среднем 0,2%), который в рудных телах приурочен к кварцевым жилам и прожилкам, а также органического углистого вещества (в среднем 0,3%). Другие рудные минералы, список которых насчитывает 40 видов, содержатся в незначительном количестве.

Золото на 90% присутствует в виде субмикроскопической вкрапленности в арсенопирите. Оно распределено относительно равномерно, коэффициент вариации содержаний в среднем не превышает 40—60%.

Рудные тела выдержаны по простиранию и падению. Они окружены широким ореолом метакристаллов преимущественно пирротина и пирита мощностью в первые сотни метров. В составе жильных минералов преобладают кварц, полевые шпаты (45—50%), серицит, мусковит, карбонаты (до 13%). В размещении оруденения важную роль играет литологический фактор. Наиболее благоприятны для рудообразования существенно алевролитовые толщи центрального блока месторождения. На поверхности и до глубины 100 м (горизонты 280—300 м) руды полностью или частично окислены.

Австралия. На территории Австралии [1, 3, 16, 18—20 и др.] выделены четыре золотоносных региона, большая часть месторождений которых расположена в немагнитных полях и меньшая — на границе и в краевых участках положительных магнитных аномалий.

Первый (Западный) регион представляет западную часть Австралии, включающую архейские блоки Йилгарн и Пилбара (рис. 3, А).

Большая часть золоторудных месторождений блока Йилгарн приурочена к зеленокаменным поясам (трогам), выполненным осадочно-вулканогенными супракрустальными образованиями архея (2900 млн.лет). Они представлены в основном тремя формационными типами: золотокварцевым, золото-сульфидно-кварцевым и золотосульфидным.

Наиболее крупное — золотосульфидное месторождение Калгурли. Его вмещающая толща относится к серии калгурли, включающей покровы эффузи-

вов и силлы основного состава и в меньшей степени туфогенные и осадочные породы. Золотое оруденение локализовано преимущественно в долеритах голден майл, претерпевших альбит-эпидот-амфиболитовую фацию регионального метаморфизма.

Структура месторождения определяется наличием серии крутых изоклинальных складок, осложненных согласными разрывами. Главную роль играет синклиналь Калгурли, в замкнутой части которой среди долеритов голден майл обнажается узкая полоса сланцев блэк флег. Они обильно насыщены дайками и неправильными телами альбитовых порфиритов. В ядре синклинали проходит сброс Голден Майл с амплитудой около 3000 м.

Основное оруденение локализовано вблизи осевой части синклинали Калгурли, в висячем и лежащем бочках сброса Голден Майл. Оно выражено золотоносной сульфидной вкрапленностью. Кварцевые жилы имеют резко подчиненное значение. Всего на месторождении было известно около 300 рудных тел. Мощность их составляла от 0,6 до 24 м. Рудные минералы представлены преимущественно пиритом и теллуридами, среди которых находятся калаверит, петцит, силванит, калгурлит. Встречаются также халькопирит, сфалерит, галенит, пираргирит, энаргит, лёллингит. Из жильных минералов присутствуют кварц, альбит, роскоэлит, флюорит. Золото находится как в свободном виде, так и в составе теллуридов. В пирите оно образует субмикроскопические выделения при содержании Au 31—33 г/т.

В блоке Пилбара супракрустальные породы сформировались 3200 млн.лет назад. Они образуют небольшие дугообразные пояса основных вулканитов различной степени метаморфизма, подобные поясам в блоке Йилгарн. Их прорывают гранитоиды возрастом 2700 млн.лет. Выше залегает золотоносная существенно терригенная серия mosquito-creek, прорванная гранитами, датируемыми интервалом 1110—1600 млн.лет. После несогласия, в самых верхах нижнего протерозоя, располагается серия наллагайн, представленная в основном песчаниками и конгломератами. Наиболее молодыми образованиями являются дайки основных пород.

К самым известным относится месторождение Блу-Спек золотосурьмяной формации. Оно залегает в сланцах, песчаниках и кварцитах серии mosquito-creek. Рудные столбы расположены в местах пересечения мощной (около 12 м) зоны рассланцевания со слоями песчаников. Размеры их небольшие: длина до 45 м, мощность до 2,4 м. Главными рудными минералами являются антимонит и пирит. Менее распространены магнетит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, теллуриды (калаверит и риккардит), шеелит. Из жильных минералов доминируют железистые карбонаты и кальцит.

Золото чаще всего ассоциирует с антимонитом, затем с пиритом. Около 20% Au находится в свободном

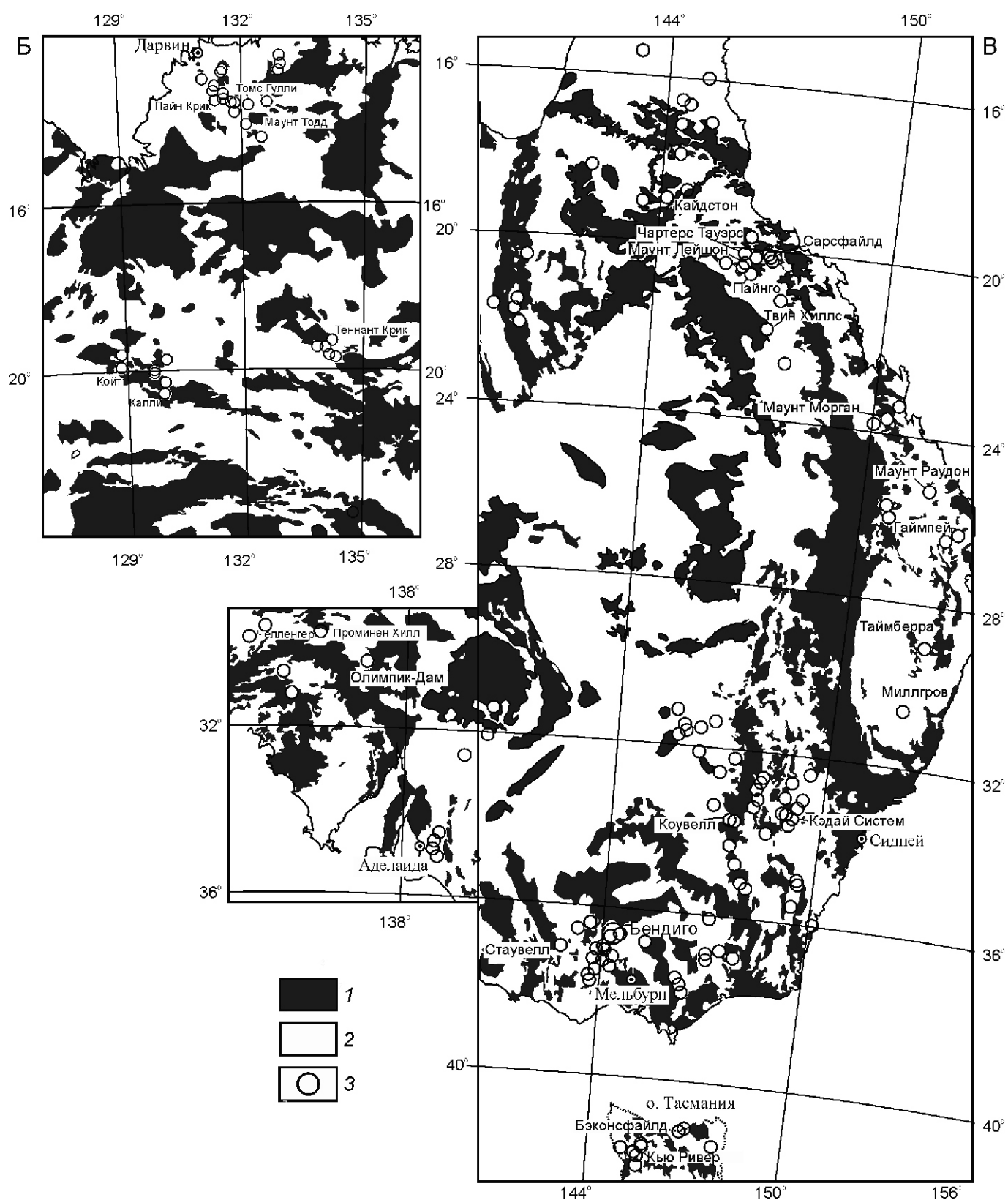


Рис. 3. Размещение золоторудных месторождений Австралии [20, 21]:

Регионы: А — Западный (1), Б — Северо-Центральный (2), В — Южный и Восточный (3); значения магнитного поля (нТ): 1 — положительные — «магнитные» (27—1479), 2 — «нулевые» и отрицательные — «немагнитные» (0— 807); 3 — месторождения золота

состоянии. Среднее содержание в руде на горизонте 45 м от поверхности составляло: Au 18,5 г/т, Sb 3%, 100 м — Au 23 г/т, Sb 4%. Содержание в богатой руде: Au 54 г/т, Sb 5,05%, As 0,2%, S 3,31%. В блоке Пилбара расположено единственное в Австралии месторождение типа древних золотоносных конгломератов Наллагайн с небольшими запасами (добыто около 800 кг Au).

Второй (Северо-Центральный) регион включает золотоносную площадь северной и центральной частей Австралии, практически все месторождения которой находятся в немагнитных полях (см. рис. 3, Б).

Основное количество месторождений расположено в нижнепротерозойских геосинклинальных поясах Пайн-Крик, Варрамунга и Карпентэрия.

Один из золотоносных районов пояса Варрамунга под названием Теннант-Крик, размером 100 60 км, сложен тонко-среднезернистыми, иногда туфогенными песчаниками, переслаивающимися со сланцами и содержащими прослой конгломератов и гравелитов. Всего на этой площади выявлено около 114 в основном небольших месторождений. Рудные тела представлены как массивными кварц-гематитовыми и кварцмагнетитовыми жилами, так и зонами брекчий с незначительным развитием более золотоносных оксидов железа. В пределах рудного поля обнаружено большое количество кварцевых жил мощностью от 9 до 12 м. К наиболее крупным относятся месторождения Ноблс-Ноб, Эльдорадо, Орlando, Иванхое.

Золотомедное месторождение Орlando приурочено к брекчированной интенсивно минерализованной зоне в осадочных породах, которая имеет мощность до 240 м, прослеживается по простиранию на 1800 м и на глубину до 330 м. Основное рудное тело имеет неправильную трубообразную форму мощностью 1,8—9 м и расположено на глубине 100—300 м. Повышенные концентрации золота приурочены к небольшим линзам магнетита, причем крупнозернистое золото преобладает в ассоциации с висмутином, а тонкозернистое — с хлоритом. Содержание золота в рудном теле увеличивается с глубиной, имея свой максимум (30 г/т) на горизонте 240 м. Запасы в рудном теле оцениваются в 250 тыс. т. руды со средним содержанием Au 17,1 г/т и Cu 1%.

Третий (Южный) регион (см. рис. 3, В) охватывает месторождения Южной Австралии, которые, как видно из рисунка, расположены в основном в немагнитных участках и краевых частях магнитных полей. Преобладающая часть месторождений имеет небольшие запасы золота и сосредоточена в складчатой зоне Аделаида, сложенной интенсивно дислоцированными отложениями верхнего протерозоя и кембрия. Доминируют среди них глинистые сланцы и другие осадочные породы при отсутствии заметного интрузивного магматизма.

Крупным является комплексное медно-уран-золоторудное месторождение Олимпик-Дам, открытое в

1975 г. в 500 км к северо-западу от г. Аделаида. Месторождение расположено на восточной окраине Австралийской платформы, в структурах среднепротерозойского фундамента, под чехлом недислоцированных осадков аделаидия (средний и верхний рифей) и кембрия. Пространственно оно тяготеет к пересечению линеаментов северо-западного и северо-восточного простирания и приурочено к трогу или грабену в фундаменте, выполненному нематаморфизованными брекчиями подстилающих гранитов и среднерифейских вулканических пород, в разной степени гематитизированных, хлоритизированных и серицитизированных. Грабен простирается в северо-западном направлении более чем на 7 км при ширине свыше 4 км.

Месторождение представляет собой серию сближенных линз на площади 20—28 км² при вертикальном размахе оруденения 300—350 м; суммарная мощность рудных интервалов 100—210 м. Рудные тела залегают на глубине от 350 до 650—1000 м.

Выделяется два типа сульфидного медного оруденения: стратиформное борнит-халькопиритовое с пиритом и более молодое — жильное халькозин-борнитовое. Уран присутствует в виде тонких выделений уранинита, реже коффинита и браннерита. Среднее содержание Cu 1,6%, U 0,05%. Руды содержат примеси Au (0,6 г/т), Ag, редкоземельных минералов (бастнезита и флоренсита). В обоих типах руд главные нерудные компоненты — гематит, кварц, серицит, флюорит, в меньшей степени — хлорит, сидерит, барит, рутил. Общие запасы месторождения: 32 млн. т Cu, 1,2 млн. т U и 1200 т Au, попутно могут добываться серебро и редкие земли.

Четвертый (Восточный) регион (см. рис. 3, В) составляет золотоносный пояс Восточной Австралии, приуроченный к Тасманской геосинклинальной системе, консолидация которой относится к герцинскому тектономагматическому циклу. Общая протяженность Восточно-Австралийского складчатого пояса от о. Тасмания на юге до п-ова Кейп Йорк на севере составляет около 6000 км. Значительные участки его перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями наложенных прогибов и платформенного чехла.

Золоторудные месторождения известны вдоль всего геосинклинального пояса, распределяясь в нем весьма неравномерно и преимущественно располагаясь в немагнитных полях и краевых частях магнитных. Преобладает золото-кварцевая формационная группа месторождений. Значительно меньше месторождений относится к золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной группам. Золото-кварцевой формации принадлежат такие крупные месторождения как Бендиго, Балларат, Чартерс-Тауэрс, Мэлдон, Стоэлл.

Месторождение Бендиго — одно из крупнейших золоторудных месторождений Австралии и мира. Расположено оно в штате Виктория в 144 км северо-западнее Мельбурна, полностью размещаясь,

вместе с одноименным рудным полем, в пределах немагнитной территории.

Общая площадь рудного поля месторождения Бендиго составляет 5–25 км. Рудные тела в виде седловидных жил, приуроченных к замковым частям антиклинальных складок, залегают в нижнеордовикских филлитовидных сланцах и песчаниках с прослоями известковистых пород. Магматических пород, близких по возрасту к оруденению, нет, ближайший выход гранитов находится на расстоянии 13 км. Непосредственно в рудном поле распространены не связанные с оруденением третичные дайки мончикитов и других пород преимущественно основного состава мощностью от 0,1 до 3 м.

Состав жил в основном кварцевый, содержание сульфидов не превышает 1–2%. Среди сульфидов находятся арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит.

Золото большей частью видимое, весьма неравномерно распределенное в кварце. Небольшое количество тонкого золота заключено также в сульфидах. Благоприятным признаком наличия обогащенных золотом участков является присутствие в жилах галенита и сфалерита.

К крупным относится также золотомедное месторождение Маунт-Морган, расположенное в Квинсленде. Оно приурочено к небольшому (примерно 1,2–5 км) участку вулканогенно-осадочных пород девонского возраста, заключенному среди гранитов. Во вмещающих породах преобладают риолиты и риолитовые туфы с подчиненным количеством андезитов, а также осадочных пород — кремнистых сланцев и полосчатых известняков.

Выделяются два сближенных рудных тела — Маунт-Морган и Сагеорлоуф, объединенных единой зоной вкрапленных руд. Общие размеры рудных тел в плане на горизонте 90 м составляли 320–240 м. Форма залежей трубообразная. Сплошные руды переходят по периферии во вкрапленные пиритовые, заключенные в «окремненных» породах. В целом вся рудная зона состоит из 65 млн. т кварца и пирита с содержанием примерно 6,2 г/т Au, 0,6% Cu и 12% S.

Таким образом, приведенные выше данные по регионам России и Австралии, как и имеющиеся сведения по другим территориям мира, свидетельствуют о том, что существует общая закономерность в размещении месторождений золота: независимо от возраста и происхождения большинство из них расположено в немагнитных полях и, меньшинство, в краевых частях магнитных полей при полном отсутствии месторождений на территориях преобладающего развития положительных магнитных аномалий.

В чем же причина этого фундаментального феномена, имеющего общее исключительно важное практическое и научное значение?

Известно, что в региональном масштабе проявление магнитных аномалий зависит от содержания маг-

нетита в породах, слагающих в основном верхнюю часть земной коры [13 и др.]. Другие ферромагнитные минералы (титаномagnetит, пирротин, гематит, маггемит) не играют существенной роли в формировании региональных магнитных полей.

Наличие в горных породах магнетита зависит от содержания и парциального давления в системе кислорода, отражающих вполне определенную обстановку его формирования и устойчивого существования. Например, в водосодержащей серо-кислородной среде при температуре 25 °C (рис. 4) поле устойчивости магнетита ограничивается следующими параметрами: $\lg P_{O_2}$ 89... 68, $\lg P_{S_2}$ 60... 27. За пределами этих значений при данных условиях магнетит не образуется. С изменением температурных условий границы его устойчивости будут несколько изменяться, но они сохраняют свою принципиальную позицию.

Имея определенные ограничения по величинам парциального давления кислорода и серы, магнетит своим существованием отражает условия и возможности формирования тех пород и минеральных фаз, среди которых он находится. В частности, при низком парциальном давлении серы (удаленном от тектонических границ магнетит—пирит и магнетит—пирротин) нахождение в системе золота будет отличаться от такового в случае присутствия сульфидов железа и других халькофильных элементов.

В бессульфидных («магнетитовых») ассоциациях магматических и хемогенно-осадочных пород золото может находиться в более связанном состоянии, чем в сульфидсодержащих. В них оно существует в основном в растворенном виде в порообразующих силикатных и оксидных минералах, часто обладающих более высокой химической и термической стойкостью, а иногда и более высокой растворимостью золота, по сравнению с сульфидами. Так, например, в гидротермальных экспериментах [15] было установлено, что предельная растворимость золота в магнетите (117 г/т) намного больше, чем в пирротине (25 г/т) и пирите (3 г/т).

В сульфидсодержащих ситуациях золото по причине его халькофильности больше ассоциирует с сульфидными минералами, чем с силикатами и оксидами, находясь в форме самостоятельных выделений и в растворенном в сульфидах виде. Причем в сульфидных ассоциациях оно энергетически меньше связано, чем в силикатах и оксидах, обладающих большей энергетической прочностью. В частности, потому что свободная энергия образования первых ($G_{298,15}^0$ от 20... 40 ккал/моль) меньше, чем вторых ($G_{298,15}^0$ фермических силикатов 300 ккал/моль, магнетита 242,2 ккал/моль), являющихся более устойчивыми в условиях метаморфизма, особенно в части удержания в себе растворенных компонентов. Поэтому при гидротермальном воздействии на сульфидсодержащие («безмагнетитовые») породы

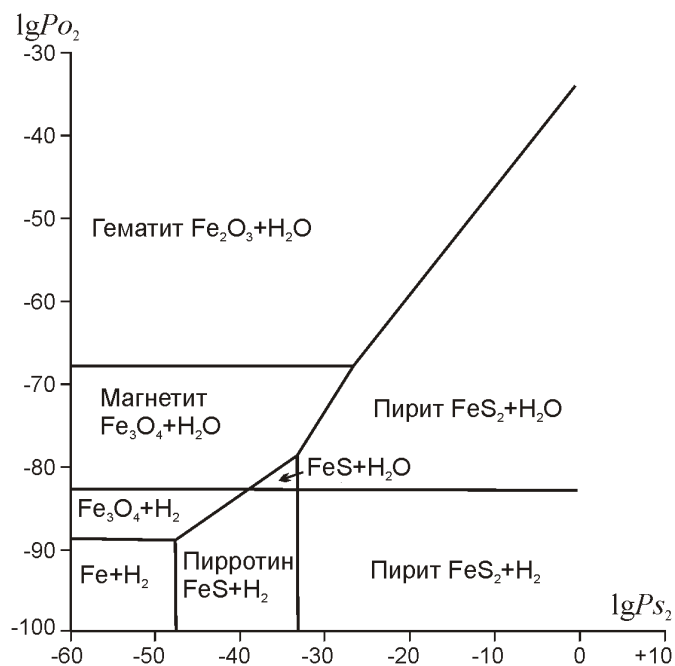


Рис. 4. Устойчивость оксидов и сульфидов железа как функция P_{O_2} и P_{S_2} при 25 °С и 1 МПа [4]

золото более легко экстрагируется, транспортируется и концентрируется, чем в бессульфидных «магнетитовых» образованиях, создающих положительные магнитные аномалии.

Следовательно, можно полагать, что отсутствие золоторудных месторождений на территориях расположения основной части положительных магнитных аномалий объясняется большей связью (устойчивостью к растворению) золота, находящегося в слагающих их породах, чем в толщах немагнитных площадей, более благоприятных для экстрагирования, транспортировки и концентрирования золота гидротермальными растворами.

При этом важно отметить, что сам процесс золоторудного рудообразования может происходить при сравнительно высоком («магнетитовом») потенциале кислорода и приводить к образованию магнетитсодержащих руд, которые способны создавать локальные магнитные аномалии. Этими причинами может объясняться нахождение некоторых золоторудных месторождений в участках положительных магнитных аномалий. Могут быть также случаи, когда источниками золота являлись нижележащие немагнитные породы, перекрытые магнитными, в т.ч. более поздними образованиями.

Таким образом, можно сделать следующие основные выводы:

1. Установлено существование общей закономерности в размещении и образовании золоторудных месторождений, определяемой условиями формирования и составом коровых толщ, являющихся источником золота.

2. Большинство известных в мире золотых месторождений расположено в немагнитных средах, характеризующихся низким содержанием магнетита вследствие восстановительных условий их образования, способствующих нахождению золота в легкорастворимых подвижных формах среди сульфидных ассоциаций, что обеспечивает его активное концентрирование под воздействием гидротермальных растворов.

3. Золоторудные месторождения отсутствуют в основной части региональных магнитных полей, составляющих до половины и более площади земной поверхности. Причина отсутствия здесь месторождений заключается в том, что слагающие эти территории образования формировались в сравнительно окислительной («магнетитовой») обстановке, обуславливающей нахождение золота в труднорастворимых формах, затрудняющих его извлечение и концентрирование гидротермальными растворами.

4. Установленная общая закономерность размещения месторождений золота имеет важное практическое и научное значение. В практическом отношении она позволяет сократить до половины и более поисковые площади — в качестве первоочередных рассматривать немагнитные территории, а в научном — раскрывает определяющую роль в рудообразовании состава и условий формирования источников золота.

5. Глубинные геофизические данные, отражающие магнитные свойства (а, следовательно, состав и условия образования) пород земной коры, как по российским, так и зарубежным территориям, исключительно стабильны и надежны в своих показаниях в отношении размещения месторождений золота, позволяющих уверенно отличать перспективные на золото площади от малоперспективных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вильнер А.И. Минеральные ресурсы Австралии. —М.: Госгеолтехиздат, 1949.
2. Волков А.В. Золоторудные месторождения в зонах тектономагматической активизации Северо-Востока России // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. —М., 2004. С. 147—160.
3. Вопросы геологии Австралии. —М.: Мир, 1965.
4. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. —М.: Мир, 1968.
5. Карта аномального магнитного поля России и прилегающих акваторий (T_a) масштаба 1:5 000 000. —С-Пб, 2004.
6. Карта полезных ископаемых Российской Федерации масштаба 1:5 000 000. —С-Пб: ВСЕГЕИ, 2007.
7. Константинов М.М., Аристов В.В., Вакин М.Е. и др. Условия формирования и основы прогноза крупных золоторудных месторождений. —М., 1998.
8. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. —М.: Научный мир, 2000.

9. Курбанов Н.К., Ревякин П.С., Кучеревская П.Г. и др. Золотоносность Урала (объяснительная записка к карте Коренной золотоносности Урала масштаба 1:1 000 000) // Под. ред. А.И.Кривцова, Н.К.Курбанова. —М., 2005.
10. Лихачев А.П. Выделение перспективно рудоносных структур по глубинным геофизическим данным // Руды и металлы. 2011. № 6. С. 56—67.
11. Лихачев А.П., Ручкин Г.В. Использование геофизических данных для прогнозно-металлогенического районирования // Руды и металлы. 2010. № 4. С. 56—67.
12. Лихачев А.П., Ручкин Г.В. К геологической интерпретации глубинных геофизических данных // Руды и металлы. 2011. № 2. С. 16—23.
13. Печерский Д.М., Геншафт Ю.С. Петромагнетизм континентальной литосферы и природа региональных магнитных аномалий: обзор // Российский журнал наук о Земле. 2001. № 2.
14. Сидоров А.А., Волков А.В. Источники рудного вещества и условия формирования золоторудных месторождений Северо-Востока России // ДАН. 2001. Т. 376. № 5. С. 1—4.
15. Смагунов Н.В., Таусон В.Л. Пределы вхождения золота в магнетит и пирротин // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН». 2003. № 1(21).
16. Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). —М.: Недра, 1972.
17. Эйруши Л.В. Закономерности локализации и принципы прогнозирования золоторудных месторождений на Дальнем Востоке // Руды и металлы. 2012. № 1. С. 5—16.
18. Australian gold resources, scale 1:10 000 000. 2008 // Commonwealth of Australia, 2008. Produced by Geoscience Australia.
19. Geology of Australian ore deposits. Publ. 5-th Min. and Metall. Congress, Australian and New Zealand. 1953. Vol. 1.
20. Geology of Australian ore deposits. 2-nd ed. Eighth Commonw. Min. and Metall. Australian and New Zealand. Melbourne. 1965. Vol. 1.
21. Magnetic anomaly map of Australia, scale 1:5 000 000 // Australia Government, 2004. Produced by Geoscience Australia.

Местные стратиграфические подразделения касимовского яруса верхнего карбона в Нижнем Поволжье

В.Ф.САЛТЫКОВ (Саратовский государственный университет (СГУ); 410012, г.Саратов, ул.Астраханская, д.83, геологический факультет)

Впервые выделены местные подразделения (свиты) на основе анализа материалов по стратиграфии касимовского яруса Нижнего Поволжья. Намечена дифференциация литологического состава разновозрастных стратонов в меридиональном направлении. Выделены (снизу вверх) на севере площади: андреевская, куракинская и парубинская свиты с преобладанием известняков. Предложено выделять по опубликованным данным на юге Волгоградского Правобережья (снизу вверх): терригенные селезневскую, паникскую, гнотовскую (Тормосинский прогиб и Чирская моноклираль), терригенно-карбонатную шляховскую (Арчединские поднятия) и карбонатную левобережную (Заволжье) свиты. Приведены литологические и палеонтологические характеристики подразделений и описаны контактовые зоны между ними. Показано распределение стратонов с учетом тектонической обстановки на составленной геологической карте на севере Волгоградской области.

Ключевые слова: касимовский ярус, свиты, характеристики, дифференциация литологического состава.

Салтыков Валерий Федорович, dekanat@geol.sgu.ru

Local stratigraphic units of the Kasimovian Stage of the Upper Carboniferous in the Lower Volga Region

V.F.SALTYKOV

Analyses of the materials on the stratigraphy of the Kasimovian Stage in the Lower Volga Region have made it possible recognize the local units (suites). Lithologic compositions of the coeval strata are meridionally differentiated. In the north of the area the Andreevskaya, the Kurakinskaya and the Parubinskaya suites are recognized (from the bottom upwards), with the compositions dominated by limestones. According to the published data, the following suites should be recognized in the south of the Volgograd Region (from the bottom upwards): terrigenous the Seleznevskaya, the Panikskaya and the Gnutovskaya (the Tormosinskij Trough) ones, the terrigenous-carbonate Shlyakhovskaya one (the Archedinsk uplifts) and the carbonate Left-bank (the Trans-Volga Region) suites. The lithologic and paleontologic characteristics of the units are presented. The contact zones are described. The geologic map shows the occurrences beds in the north of the Volgograd Region with regard to the tectonic setting.

Key words: Kasimovian stage, suites, characteristics, differentiation of the lithologic composition.

Верхнекаменноугольные отложения широко распространены в Поволжье. Тем не менее, степень их расчленения до сих пор остается явно недостаточной. В сводных работах [6, 7, 8] обычно выделяются горизонты, соответствующие фораминиферным зонам, по аналогии с Подмосковьем. Причем, две нижние зоны касимовского яруса часто объединяются вместе ввиду слабого фаунистического обеспечения. Литологические характеристики краткие, несмотря на отмечаемую породную неоднородность в разных районах. Неоднозначно рассмотрены вопросы взаимоотношений соседних стратонов, вследствие чего границы горизонтов занимают неодинаковое положение в работах различных исследователей. Такая ситуация противоречит требованию выделения местных стра-

тиграфических подразделений при составлении геологических карт среднего и крупного масштабов.

Между тем в стратотипической местности (Подмосковье) на основе подробного изучения разрезов в обнажениях и скважинах выполнено комплексное обоснование местных стратонов [1, 2, 5]. Такой подход позволил расчленить разрезы на уровне свит и подсвит, а также выделить отдельные циклиты, показывающие стадийность осадконакопления и эволюции биоты на протяжении позднего карбона. Эти результаты послужили каркасом для совершенствования зонального деления каменноугольной системы России [4]. Они же могут играть роль эталона при обосновании местных стратонов на территории Нижнего Поволжья.

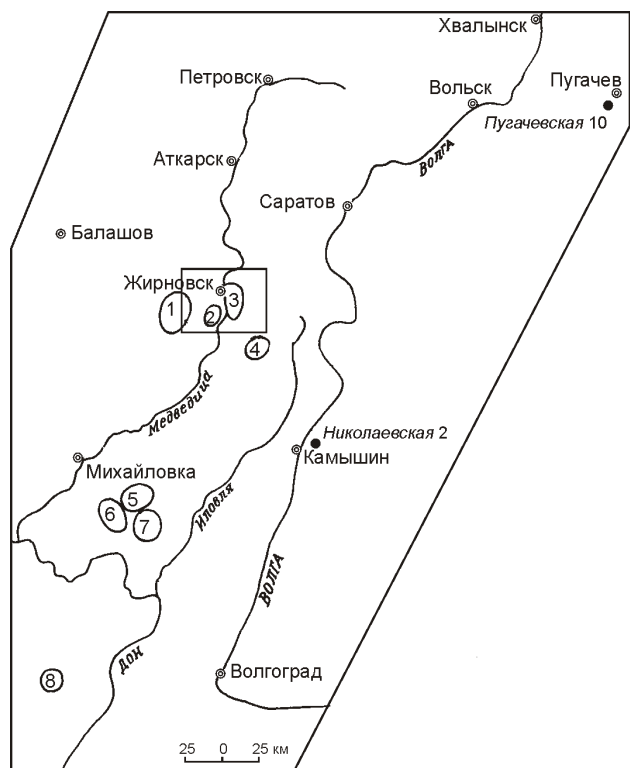


Рис. 1. Обзорная карта Нижнего Поволжья с расположением использованных скважин и разведочных площадей:

1 — Терсинская; 2 — Меловатская; 3 — Жирновская и Бахметьевская; 4 — Ольховская; 5 — Арчединская; 6 — Паникская; 7 — Шляховская; 8 — Тормосинская; прямо-угольник — район детальных исследований

Фактические материалы, изложенные в настоящей статье, были получены при геологической съемке масштаба 1:50 000 на площади Жирновского района Волгоградской области. Съемка охватывает северную часть Доно-Медведицких дислокаций и прилежащие периферии Терсинской впадины на западе и Приволжской моноклинали на востоке (рис. 1). Кроме собственных данных из картировочных скважин с выходом керна 60—90%, были привлечены ранее полученные сведения при бурении структурных скважин (Т.Н.Золотова, 1949; Р.И.Фан-Юнг, 1955—1961), в которых выборочно отбирался керн (с выходом 20—40%) с последующим определением фаунистических остатков. Совмещение собственных и известных литологических и палеонтологических данных и наблюдений по контактовым зонам между стратонами позволило создать эталонные каротажные диаграммы, что позволило интерпретировать многочисленные скважины без отбора керна (около 400). Использование метода перспективной корреляции [15] при сопоставлении каротажных диаграмм дало возможность выявить неоднократные перерывы седиментации касимовских отложений, следы которых наблюдались при изучении керна скважин.

Такой комплексный подход к изучению верхнего карбона основывается на обосновании и описании свойств местных стратиграфических подразделений [10]. В соответствии с положениями Стратиграфического кодекса [12] они выделяются по комплексу признаков: литологическая и палеонтологическая характеристики, фациальная принадлежность, мощности и амплитуды их колебаний, соотношения с подстилающими и покрывающими образованиями с описанием контактовых зон между ними, корреляция с известными горизонтами и стратотипами. Учитывается географическое распространение подразделения. Палеонтологические исследования выполнялись в лабораториях Нижне-Волжского научно-исследовательского института геологии и геофизики (макрофауна Т.И.Федоровой, фораминиферы Т.Н.Малюковой, остракоды Д.А.Кухтиновым, конодонты И.А.Серебряковой, споры и пыльца Л.В.Кухтиновой).

Характеристики свит в касимовском ярусе. Традиционно ярус разделяется на три горизонта (снизу вверх): кревкинский (фораминиферовая зона *Protriticites pseudomontiparus*—*Obsoletes obsoletes*), хамовнический (зона *Montiparus montiparus*), допоромиловский (зона *Triticites arcticus*—*Tr. quasiarcticus*) [4]. Для Подмосковья приводятся детальные биостратиграфические сведения по брахиоподам, конодонтам, фораминиферам, мшанкам. Эти палеонтологические данные являются основанием для датирования отложений Нижнего Поволжья.

Тщательные литологические наблюдения и точное расположение выявленных органических остатков в обнажениях и скважинах Подмосковья позволили детализировать расчленение разреза с выделением свит, между которыми установлены перерывы осадконакопления. Внутри них зафиксирована смена литологических разновидностей: в низах развиты преимущественно известняки, в верхах увеличивается роль глинистой составляющей с образованием глинистых известняков и доломитов, одновременно возрастает доля известковистых глин [5]. Эти материалы свидетельствуют о сложном характере трансгрессивно-регрессивной кривой и, следовательно, о цикличности седиментации в районе Подмосковья. В Поволжье подобная степень расчленения еще не достигнута. Рассмотренные материалы позволяют частично восполнить этот пробел. На детально изученную территорию составлена геологическая карта поверхности карбона, причем границы подразделений проведены с учетом тектонической обстановки. На ней показано расположение опорных скважин (рис. 2).

Прежде всего, следует коснуться вопроса контакта среднего и верхнего карбона. В кровле (верхние 10 м) мячковские отложения среднего карбона представлены светло-серыми слабо доломитизированными пористыми известняками с тонкими прослоями алевролитов. Они содержат остатки фузулинид плохой сохранности (скважины 3ф, 7ф): *Fusulinella bocki*

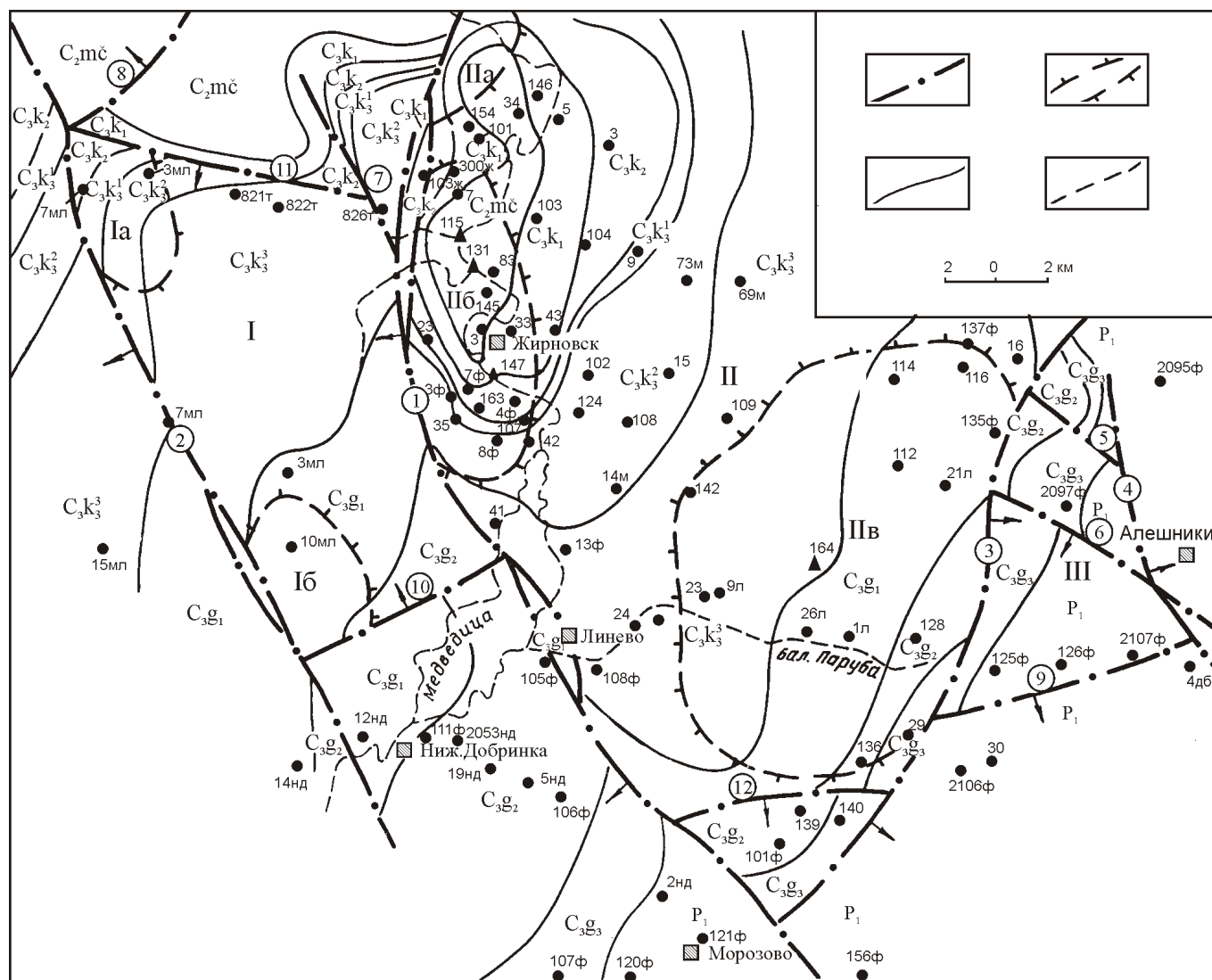


Рис. 2. Геологическая карта палеозойской поверхности на севере Волгоградской области:

1 — разломы (цифры в кружках): основные: 1 — Западно-Жирновский, 2 — Лемешкинский, 3 — Синегорский, 4 — Восточный; оперяющие: 5 — Алешниковский, 6 — Вершининский, 7 — Сазановский, 8 — Новокубанский, 9 — Карамышский, 10 — Меловатский; 11 — Колпак; 12 — Морозовский; стрелки — падение сместителей; тектонические структуры: I — Терсинская впадина, II — Жирновско-Иловлинский вал, III — Приволжская моноклиналь; 2 — локальные поднятия: Ia — Лемешкинское, Ib — Меловатское, IIa — Бахметьевское, IIб — Жирновское, IIв — Линевское; 3 — геологические границы подразделений; 4 — современные русла Медведицы, Большого (южного) и Малого (северного) Каменных оврагов, Парубинской балки (литологический состав подразделений описан в тексте, как и расшифровка геологической индексации); на рисунке показано расположение опорных скважин: без индексации — собственные; с индексами — скважины, взятые из неопубликованных работ (з — Т.Н.Золотова, 1949; ф — Р.И.Фан-Юнг, 1955—1961) и из разведочных площадей (жж — Западно-Жирновская, ж — Жирновская, т — Терсинская, лм — Лемешкинская, нд — Нижнедобринская, мл — Меловатская, м — Морозовская, л — Линеvская, дб — Добринская)

Moell., *Fus. pupides* Put., *Fus. globus* Put., *Fus. cf. helenae* Raus., *Fus. pseudobocki* Lee et Cher., *Fusulina* cf. *mjachkovensis* Raus., *Haplophragmoides potensa* Put., *Ozawainella augulata* (Col.), *Oz. mosquensis* Raus., характерные для мячковского горизонта. В керне скважин 1з, 2з, 3з, 16з Е.И.Чернова [13] определила комплексы брахиопод и фораминифер, но границу с касимовским ярусом проводила условно в связи с выборочным отбором керна по исчезновению среднекаменноугольных форм и появлению форами-

нифер рода *Protriticites*. В скважинах 3ф, 7ф (Р.И.Фан-Юнг), в ряде скважин и в обнажениях 115 и 131 наблюдались следы размыва мячковских пород с образованием в кровле известняков, имеющих конгломератовидный облик, выше которых залегают глинистые доломитизированные известняки верхнего карбона. Эти наблюдения позволяют проводить нижнюю границу по подошве конгломератовидных известняков, покрываемых пачкой (до 5 м) глинистых карбонатных разновидностей, которая фикси-

руется характерным пиком на каротажной диаграмме.

Методом перспективной корреляции (графики приведены в монографии [10]) также устанавливается перерыв осадкообразования между мячковскими и нижнекасимовскими отложениями. На графиках хорошо видно, что линии корреляции одновозрастных верхнекаменноугольных пород не сходятся в одной точке, что необходимо для случая непрерывного разреза. Все это свидетельствует о нарушении сплошности породного комплекса, кроме верхнекасимовских стратонов. Такое нарушение отмечается в разных частях района, что исключает возможность случайности явления. Следовательно, оно закономерно и обусловлено условиями осадконакопления в данном временном диапазоне, что подтверждается непосредственными наблюдениями по керну скважин. В Подмоскovie на границе среднего и верхнего карбона фиксируется резкая смена микрофауны: полностью исчезают псевдоштаффеллы, профузулины и гемофузулины, происходит существенное обновление комплекса конодонтов. Таким образом, перерыв между отделами каменноугольной системы является устойчивым.

Кревякинский горизонт C_3K_1 на севере Волгоградской области представлен в основном светло-серыми органогенно-обломочными известняками (содержания кальцита составляют около 100%) с микросгустковой и криптокристаллической структурами. Под микроскопом различаются обломки органических остатков (фораминиферы, мшанки, остракоды, колонии водорослей), выполненных волокнистым кальцитом, реже кремнеземом опал-халцедонового состава. Характерный признак — вторичная доломитизация, причем вниз по разрезу скачкообразно нарастает интенсивность этого процесса. Поэтому количества доломита изменяются в широких пределах (от 20 до 90%). В кровле наблюдается пачка (4 м) сильно доломитизированных известняков и доломитов с примесью глинистого материала.

На каротажной диаграмме выделены две части. В нижней различаются две депрессии на кривой КС (80—120 Ом м), разделенные пиками повышенного электросопротивления до 350—375 Ом м. В верхней части отмечается более монотонное поведение КС, осложненное небольшими трапециевидными максимумами. Один из них приурочен к кровле горизонта. Эта особенность литологического состава отражается на графиках перспективной корреляции.

По величинам мощностей выделяются две зоны: одна с максимальными значениями (25—38 м) приурочена к южной и восточной перифериям Жирновского локального поднятия, где отложения залегают на глубинах порядка 100 м, другая охватывает площади Терсинской впадины и запада Приволжской моноклинали (18—25 м), где породы погружены на глубины 600—800 м (табл. 1). Эти данные подчеркивают роль тектонического фактора, влияющего на со-

временное распространение кревякинского горизонта. Можно полагать, что максимальные мощности соответствуют понижениям в среднекаменноугольном палеорельефе, находящимся на склонах Жирновского поднятия. Оно уже существовало в раннекасимовское время. На остальной территории палеорельеф был сравнительно выровненным. Судя по приведенным данным, отложения в Нижнем Поволжье формировались в условиях мелководного морского бассейна, возникшего после незначительного перерыва на границе среднего и верхнего карбона.

Палеонтологические материалы собраны из различных скважин, так как ни в одной из них не произведен детальный отбор образцов с фауной в единичном разрезе. Это обусловлено или выборочным отбором керна, что характерно для скважин Р.И.Фан-Юнга, или только вскрытием верхней половины горизонта, что свойственно для скважин автора с коллегами. В обнажениях 115 и 131 фиксируются лишь фрагменты полного разреза. Однако если попытаться составить сводный разрез и расположить образцы с фауной в зависимости от расстояния от подошвы стратона, то опробование оказывается произведенным с шагом 1—5 м по всему объему. Одни и те же виды фораминифер наблюдаются на протяжении всего разреза, т.е. ни литологические, ни фаунистические данные не позволяют выполнить более детальное расчленение. Были использованы материалы из скважин 7, 9, 15, 101, 154, 3ф, 4ф, 7ф, 8ф, 13ф и обнажения 131.

В известняках установлены водоросли *Beresella* sp., *Paradella* sp. и сифониковые разновидности. Часты фораминиферы *Protriticites subschwagerinoides* Ros., **Pr. cf. pseudomontiparus** Put., *Pr. ovatus* Put., *Pr. aff. globules* Put., *Pr. aff. parvus* Kir., *Pseudotriticites fusulinoides* Put., *Triticites umbonoplicatus* Raus. et Bel., *Tr. paramontiparus* Ros., *Obsoletes biconicus* Kir., **Ob. obsoletes** Schell., *Ob. callosus* Kir., *Ob. praemontiparus* Kir., *Ob. minutus* Kir., *Quisifusulina longissima* Moell., *Q. dagmarae* Put., *Fusulinella usvae* Dutk., *F. pulchra* Raus. et Bel., *F. cf. complicate* Gryzl., *Fusulina* aff. *similes* Gryzl., *Fus. intermedia* Raus. et Gryzl., *Pseudoendothyra* sp., *Fusiella* sp., *Bradyina* sp., *Eostaffella* sp., *Glomospira* sp., *Textulariidae*, *Schubertella* sp. Менее часто встречаются брахиоподы *Chonetes carboniferous* Keys., *Orthotetes regularis* (Waag.), *Or. plana* Iv., *Schizophoria* cf. *resupinata* (Mart.), *S. cf. juessansis* Tschern., *Choristites* ex gr. *jigulensis* (Stuck.), *Marginifera borealis* Iv., отмечаются неопределимые остатки мшанок, кораллов, морских ежей и криноидей. Многие формы макро- и микрофауны характерны для кревякинского горизонта, особенно фораминиферы, из которых фиксируются виды-индексы, выделенные жирным шрифтом. В то же время следует указать на присутствие некоторых мячковских видов.

В сводной работе [6] кревякинский горизонт не отделялся от вышележащих хамовнических отложений. Изложенные материалы показывают, что рас-

1. Типовые разрезы ниже- (андреевская свита) и среднекасимовских (куракинская свита) отложений, расположенных с запада на восток площади

Скважины (абсолютные высоты устья, м)	Интервалы глубин, м (мощность, м)
<i>Нижнекасимовские (андреевская свита) отложения</i>	
3мл (184)	738—758 (20)
10мл (190,5)	746—770 (24)
15мл (116)	785—806 (21)
7лм (152)	663—682 (19)
5нд (129)	613—638 (25)
14нд (152,5)	862—884 (22)
2053нд (113,5)	613—638 (25)
822т (170,5)	720—738 (18)
2з (202,5)	66—87 (21)
16з (150,5)	77—100 (23)
3ф (170)	37—75 (38)
8ф (137)	53—89 (36)
13ф (112,5)	87—122 (35)
14м (125)	77—109 (32)
300ж (167)	82—104 (22)
1л (215)	191—210 (19)
21л (224)	211—232 (21)
4дб (232)	774—796 (22)
<i>Среднекасимовские (куракинская свита) отложения</i>	
3лм (162)	787—805 (18)
821т (153)	665—693 (28)
15мл (116)	760—785 (25)
3мл (184)	706—738 (32)
2053нд (114)	581—613 (32)
5нд (129)	580—613 (33)
105ф (112)	324—343 (19)
108ф (127)	166—202 (36)
3ф (170)	37—75 (38)
16з (150)	57—77 (20)
107 (124)	36—46 (10)
3 (261)	251—258 (7)
8ф (137)	42—53 (11)
13ф (112)	67—87 (20)
14м (125)	77—109 (32)
9л (181)	117—149 (32)
26л (208)	150—184 (34)
1л (215)	156—191 (35)
104 (140)	90—105 (15)
9 (175)	147—169 (22)
2093ф (288)	444—466 (22)
4дб (232)	742—774 (32)

Примечание. Расположение скважин, указанных в таблицах, показано на рис. 2; звездочка — скважины, в которых зафиксированы неполные мощности.

членение вполне возможно, несмотря на преимущественно карбонатный тип разреза. Важный признак — установление перерывов осадконакопления, приуроченных к нижней и верхней границам подразделения. Эти данные являются основаниями для выделения местного стратона под названием андреевской свиты *C₃an* — по одноименному поселку (см. рис. 2), расположенному к западу от площади размещения скважин с типовыми разрезами (см. табл. 1).

На юге Волгоградской области (Тормосинский прогиб и Арчединские поднятия) в составе отложений данного возраста значительная доля принадлежит алевролитам, глинам и песчаникам при снижении роли известняков, общая мощность пород достигает 200 м [8]. Однако такая величина отвечает двум объединенным фораминиферовым зонам *Protitricites* и *Tr. mon-tiparus*. Рассматривая разрез по Тормосинской скважине [6], можно предполагать, что самый нижний стратон находится в интервале 1240—1280 м и верхняя граница проводится по подошве песчаниковой пачки, залегающей в основании молодого подразделения. Эти литологические отличия вынуждают выделять самостоятельное местное подразделение. С.В.Семихатова [11] предлагала называть его селезневской свитой *C₃sl*, начинающей разрез касимовского яруса, очевидно, мощностью порядка 40 м. Недавно Т.Н.Исакова с коллегами [3] изучили обнажения на Донской Луке и сопоставили эти отложения со свитами в Подмоскowie. В них они описали фораминиферы *Obsoletes dagmarae* Kir., *Ob. plicatissima* Kir., *Ob. biconicus* Kir., *Ob. ex gr. gapeevi* sp. nov., более редко встречаются *Pr. ex gr. sub-schwagerinoides* Ros., появляются *Q. longissima* (Moell.), обнаружены конодонты *Idiognathodus sasittalis* Koz. (этот вид предлагается использовать в качестве маркера нижней границы касимовского яруса). Очевидно, селезневская свита — терригенный аналог карбонатной андреевской свиты. Она характеризует прибрежно-морские и лагунные условия седиментации, когда отмечался значительный привнос терригенного материала при размыве прилегающей суши.

Хамовнический горизонт *C₃k₂*. В отличие от Подмоскowie, где в составе горизонта выделены две свиты общей мощностью до 20 м, сложенные в низах органогенно-обломочными известняками, сменяемыми выше мергелями, глинистыми известняками и пестроцветными глинами, на севере Нижнего Поволжья разрез в основном представлен светло-серыми органогенно-обломочными детритусовыми известняками. В них наблюдаются стилолитовые швы, подчеркиваемые темно-серым битумно-глинистым веществом. Доломитизация проявлена слабее по сравнению с нижележащими андреевскими отложениями. Однако и здесь в подошве фиксируются темно-серые глинистые доломиты (скважины 3, 15), которые выше сменяются доломитизированными известняками с постепенными переходами между разновидностями. Под микроскопом видны частые обрыв-

ки водорослей, обломки раковин фораминифер и брахиопод, колонии мшанок. На каротажных диаграммах наблюдаются широкие депрессии, разделенные сравнительно редкими узкими пиками повышенного электросопротивления (КС), которым соответствуют прослои доломитизированных известняков. В кровле отмечен максимум (до 90 Ом м).

Мощности изменяются от 25 до 38 м и эти колебания не имеют определенных закономерностей. По-видимому, они отражают различную степень размыва андреевских пород в пределах изученной площади. Эти сведения и наличие в подошве глинистых доломитов подчеркивают денудационный характер нижней границы. На графиках перспективной корреляции четко видна разобщенность точек схождения линий, проведенных из интервалов развития разновозрастных пород.

В отложениях встречаются относительно редкие органические остатки, среди которых доминируют фораминиферы. Поэтому приводится общая характеристика, полученная из объединения сведений из скважин 9, 15, 106, 107, 145, 146, 8ф, 13ф, 105ф, 108ф, 8з. В верхней части разреза в известняках установлены водоросли *Paradella arcuata* (Masl.), *Sinarella* (*Epimastopora*) sp., *Eugonophyllum johnsoni* Kon. et Wr., багряные *Ungdarella* sp. Наиболее часты фораминиферы, распределенные по всей мощности: *Montiparus montiparus* (Moell.), *M. paramontiparus* Ros., *M. umbonoplicatus* Raus. et Bel., *Protriticites subschwagerinoides* Ros., *Pr. pseudomontiparus* Put., *Pr. ovatus* Put., *Triticites noinskyi noinskyi* Raus., *Tr. noinskyi plicatus* Ros., *Quasifusulina longissima* (Moell.), *Q. eleganta* Schlyk., *Quasifusulinoides fusiformis* (Put.). Более редко встречаются *Obsoletes* aff. *dagmarae* Kir., *Ob. obsoletes* (Schell.), *Fusulinella usvae plicata* Dutk., *Schubertella* sp., *Eostaffella* sp., по-видимому, переотложенные при размыве андреевских пород. Также отмечены «мелкие» фораминиферы *Bradyina* sp., *Textulariidae*, *Tetrataxis* sp., *Fusiella* sp., *Tolypammina* sp., *Globivalvulina* sp. В керне скв.3 обнаружены брахиоподы *Camarophoria* sp., *Brachythyryna* cf. *strangwaysi* Vern., обломки кораллов *Rugosa* и мшанок. Присутствие видов-индексов (выделены жирным шрифтом) свидетельствует о принадлежности отложений к зоне *M. montiparus*, сопоставляемой с хамовническим горизонтом региональной шкалы.

Изложенные данные предлагается рассматривать в качестве характеристик местного стратона — куракинской свиты *C₃kr*, название дано по пос. Куракино (южная окраина г. Жирновск), вблизи которого расположены скважины с фаунистическим обеспечением (см. табл. 1). Отложения соответствуют фациям мелководного морского бассейна.

Если на севере Волгоградской области в разрезе преобладают известняки, то на юге в Тормосинском палеопрогибе и на площади Донской Луки большое значение (до 80% объема) приобретают аргиллиты и

глины. Мощность отложений достигает 170 м [8]. Основываясь на рассмотрении разреза в Тормосинской скважине [6], можно предполагать только мощность 130 м (интервал 1110—1240 м), в которой различаются следующие пачки (снизу вверх): песчаниковая (30 м), алевролитово-глинистая с прослоями известняков (50 м), песчаниково-глинистая с более частыми прослоями глинистых известняков (50 м). Такой литологический состав пород вынуждает выделять отложения в самостоятельный местный стратон. Отмечаемая фауна фораминифер весьма близка к описанной выше. Она характеризует зону *Tr. montiparus*. В то же время А.С. Мельникова с коллегами [6] описывали совместно отложения мощностью 169 м, относимые к зонам *Tr. montiparus* и *Protriticites*. По-видимому, целесообразнее принять терминологию С.В. Семихатовой [11] и относить отложения к паникской свите *C₃pk* с типовыми разрезами по скважинам Паникской разведочной площади и в Тормосинской опорной скважине. Однако необходимо их более детальное переописание с указанием интервалов глубин.

Дорогомилевский горизонт *C₃кз*. Стратотипические разрезы находятся в Подмоскowie, где он подразделяется на 4 свиты общей мощностью до 45 м. Они сложены органо-генно-обломочными известняками, часто доломитизированными, выше сменяемыми пестроцветными мергелями. Граница касимовского и гжельского ярусов — важный стратиграфический рубеж, где происходит изменение направленности осадочного процесса в Подмоскowie от развития регрессивных фаций в первом ярусе до трансгрессивных во втором.

На территории Нижнего Поволжья наблюдается существенная дифференциация литологического состава верхнекасимовских отложений, изменяющегося от преимущественно терригенного (на юге) до доминирующего карбонатного (на севере) типов разреза. В Тормосинском палеопрогибе развиты в основном пестроцветные алевролитистые глины с желваками сидеритов, алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников на известковисто-глинистом цементе и биоморфно-детритусовых известняков общей мощностью до 180 м [6, 8]. Можно предполагать, что подразделение находится в интервале глубин 955—1110 м. Разрез начинается с пачки глин, содержащих прослои известняков и доломитов, и заканчивается переслаиванием глин и алевролитов. В известняках обнаружены фузулиниды: *Tr. schwageriniformis* Raus., *Tr. parvulus* Raus., *Tr. paraarcticus* Raus., *Tr. arcticus* Schell., *Tr. lucidus* Raus., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *Tr. schwageriniformis* Raus., *Rugosofusulina priscoidea* Sem., *R. flexuosa* Ros., *Quasifusulina eleganta* Schlyk. Вероятно, отложения следует рассматривать в качестве самостоятельной гнутовской свиты *C₃gn* (название дано по пос. Верхнегнутов, расположенному поблизости от Тормосинской опорной скважины). Свита характеризует прибрежно-морские и лагунные условия седиментации. При форми-

ровании осадков большую роль играл значительный привнос терригенного материала при размыве суши, находящейся к западу и югу от палеопротуба.

На площади Донской Луки вплоть до северной периферии Арчединских поднятий дорогомилловский горизонт имеет неоднородный вещественный состав. Здесь С.В.Семихатова [11] выделяла шляховскую свиту C_3shl . Позднее А.С.Мельникова с коллегами [6] наметили 4 пачки (снизу вверх): глинистую (около 20 м), известняковую (до 30 м), глинистую (до 35 м), известняково-доломитовую (до 35 м), объединенные в два циклита, начинающихся глинами и заканчивающихся известняками. Авторы отмечали вариации мощностей пачек за счет замещения глини карбонатными породами при одновременном возрастании роли доломитов снизу вверх по разрезу. При продвижении в северном направлении нижняя пачка исчезает из разреза и в пределах северной оконечности Доно-Медведицких дислокаций свита имеет трехчленное строение.

Глины пестроцветные (фиолетовые, коричневые, красные, зеленые, серые с постепенными переходами), алевролитистые, слабоизвестковистые с растительными остатками, иногда наблюдаются прослои алевролитов и песчаников. Светло-серые органогенные известняки имеют микрозернистую структуру. Встречаются частично доломитизированные разновидности и доломиты, которые более часты в четвертой пачке. В известняках обнаружены фораминиферы: *Tr. schwageriniformis* Raus., *Tr. arcticus* (Schell.), *Tr. acutus* (Dunb. et Cond.), *Tr. simplex* (Schell.), *Tr. paraarcticus* Raus., *Tr. rossicus* (Schell.), *Tr. secalicus* var. *samarica* Raus., *Rugosofusulina priscoidea* Sem., *Tr. rauseri* Sem., *Parastaffella bradyi* (Moell.), причем эта фауна наблюдается на протяжении всей мощности. Верхняя граница свиты проводится по смене касимовских фораминифер на нижегжельские в сравнительно однородном карбонатном разрезе. Название свиты дано по Шляховской разведочной площади, где находятся скважины, вскрывшие типовые разрезы. Однако интервалы глубин в работе [6] не приведены.

В пределах Жирновско-Иловлинского вала и прилегающей периферии Приволжской моноклинали установлен другой тип разреза. Здесь впервые Р.И.Фан-Юнгом палеонтологически обосновано присутствие нижней карбонатной пачки мощностью около 10 м, средней терригенной пачки мощностью 17—35 м и верхней доломитово-известняковой пачки мощностью порядка 50 м. Более детальные исследования подтвердили такое расчленение дорогомилловского горизонта [9]. Строение стратона по данным изучения типовых разрезов в скважинах иллюстрирует рис. 3.

Нижняя граница изучалась по керну скважин 15 и 9. В керне первой из них светло-серые органогенно-обломочные известняки нижней карбонатной

пачки (содержания кальцита 98—99%) соприкасаются с темно-серыми пористыми доломитами, которые ниже сменяются светло-серыми органогенно-обломочными известняками, частично доломитизированными. В них обнаружены обломки мшанок, иглокожих, водорослей *Beresella* sp. и раковины фузулинид: *Protriticites subschwagerinoides* Ros., *Pr. pseudomontiparus* Put., *Pr. ovatus* Put., *Quasifusulinoides fusulinoides* (Put.), *Fusulina intermedia* Raus., свидетельствующие о возрасте отложений в пределах средней фораминиферной зоны касимовского яруса. В вышележащих известняках установлена фауна, однозначно указывающая на принадлежность к верхней зоне подъяруса [9]. Особо показательна фауна, отобранная на контакте, в котором отмечаются переотложенные формы, не наблюдаемые выше по разрезу.

В керне скв.9 серые слабо окремненные известняки нижней карбонатной пачки залегают на органогенно-обломочных известняках, частично доломитизированных (до 10%), содержащих брахиоподы *Camarophoria* sp., *Alexenia* ex gr. *reticularia* Iv., *Brachythyrida* cf. *strangwaysi* Vern. и фораминиферы *Tr. noinskyi noinskyi* Raus., *Tr. noinskyi plicatus* Ros., *Montiparus montiparus* Moell., *M. cf. paramontiparus* Ros., *M. cf. umbonoplicatus* Raus. et Bel., *Obsoletes* aff. *dagmarae* Kir., *Fusulinella usvae plicata* Dutk., характерные для куракинской свиты. В вышележащих известняках обнаружен только детрит мшанок, фораминифер и остракод. Аналогичный характер контактовой зоны описан в скважинах 101ф, 105ф, 107ф, 108ф, 125ф.

Приведенные сведения можно интерпретировать как указания на размытый характер контакта между дорогомилловским и хамовническим горизонтами. Подобное заключение было сделано при анализе графиков перспективной корреляции при сопоставлении каротажных диаграмм ряда скважин. На них линии интервалов, соответствующих известнякам C_3k_2 , не сливаются в одной точке с линиями, проведенными из диапазона распространения пород C_3k_3 , что свидетельствует о разрыве непрерывности разреза. Изложенные данные подтверждают мнение Р.И.Фан-Юнга о принадлежности нижней известняковой пачки к дорогомилловскому горизонту, что не согласуется с заключением А.С.Мельниковой с коллегами о проведении границы между горизонтами по подошве вышележащей терригенной пачки. На самом деле эта граница находится внутри карбонатных пород, которые в контактовой зоне имеют определенные литологические отличия и содержат фораминиферы, относящиеся к различным зонам.

В пределах всего изученного разреза развиты органогенно-обломочные известняки. Однако в кровле слоя они интенсивно доломитизируются (до 70%) с присутствием глинистого вещества (до 20%). Они фиксируют границу с вышележащими глинами. Мощность карбонатной пачки выдержанная в преде-

лах 9—13 м. Эти величины были установлены в десятках скважин, распределенных от Терсинской впадины на западе до Приволжской моноклинали на востоке.

Наиболее интересные данные получены при изучении терригенной пачки. В целом она сложена глинами и алевролитами (в низах) и разнозернистыми песками (в верхах), которые часто превращены в песчаники на

глинисто-кальцитовом цементе. Основную часть разреза составляют темно-серые и красно-фиолетовые аргиллитоподобные и алевроитистые глины с горизонтальной и пологоволнистой слоистостью за счет распределения алевроитового и пелитового материала. Они содержат тонкие (до 0,5 м) прослои кварцевых песчанников. В скв. 142 наблюдалось чередование глин, алевролитов и песков, причем роль последних увеличива-

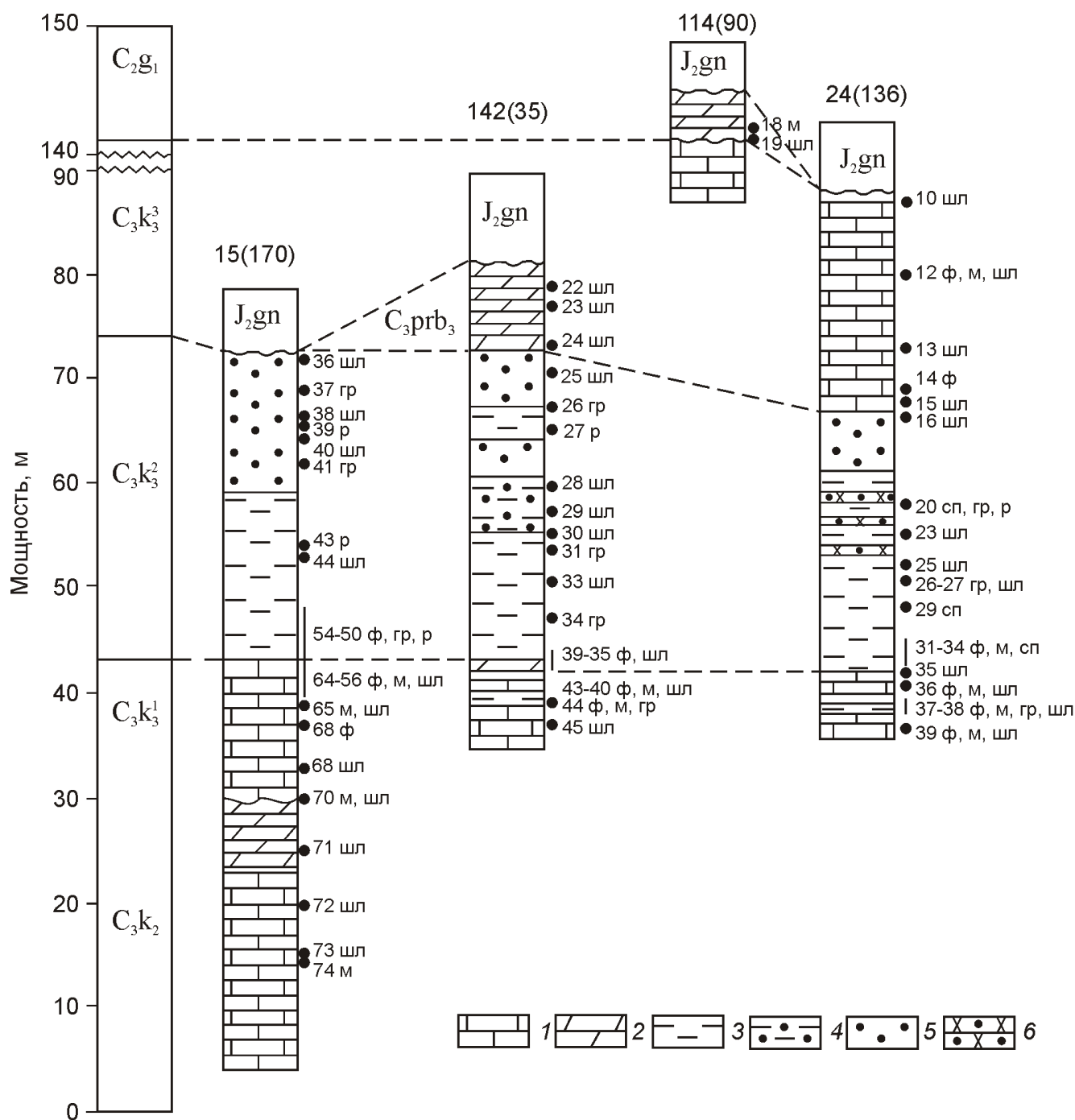


Рис. 3. Корреляция разрезов верхнекасимовских отложений (парубинская свита) по скважинам:

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — глины; 4 — алевроиты; 5 — пески; 6 — песчаники; виды опробования: Ф — макрофауна, М — микрофауна, СП — спорово-пыльцевые спектры, ГР — гранулометрия, Шл — шлифы, Р — рентгенофазовый анализ; геологические индексы даны в тексте; возле номера скважин в круглых скобках — абсолютная высота устья (в м)

ется к кровле пачки. В керне скв.24 можно видеть смену окрасок пород. В нижних 9,5 м разреза глины темно-серого цвета. Затем на протяжении следующих 7,5 м они становятся красно-фиолетовыми, а в верхних 12 м — буро-красными. При этом смена происходит через переходную зону мощностью 1—2 м.

По гранулометрическим спектрам наблюдается постепенное убывание количества пелитовой фракции вверх по разрезу: в низах содержания фракции 0,01 мм составляют 91—95%, затем они уменьшаются до 70% за счет увеличения алевроитового материала. Он распределен беспорядочно и представлен угловатыми зернами размером 0,03—0,1 мм бесцветного кварца, серых полевых шпатов и обломками кремнистых пород. Глинистая фракция состоит из преобладающих гидрослюдов с примесью смешанослойных образований, хлорита и каолинита. Для тяжелой фракции иммерсионных препаратов характерна апатит-циркон-гранатовая ассоциация устойчивых минералов.

Верхняя часть разреза терригенной пачки сложена чередованием зеленовато-серых кварцево-слюдистых разномерных песков, песчаников такого же состава и редких прослоев алевроитовых глин мощностью 0,1—1 м. Соотношение песков и песчаников примерно равное. Преобладает мелкозернистая разномерность, но иногда в низах отмечается присутствие среднезернистых разновидностей. В гранулометрических спектрах доминирует фракция 0,25—0,10 мм (40—55%), значительную роль играет фракция 0,10—0,01 мм (35—40%). В породах часто наблюдается горизонтальная и пологоволнистая слоистость. Для тяжелой фракции характерна ставролит-гранат-ильменитовая ассоциация. В песчаниках содержания кварца изменяются в пределах 10—40%, глинистого вещества — 5—20%, слюды — 5—15% и кальцита — 35—60%. Размер зерен 0,036—0,36 мм. Обломки бесцветного кварца имеют угловатую форму, часты чешуйки слюды и хлорита, которые интенсивно кальцитизированы. Цементом контактово-порового типа служит криптокристаллический кальцит с мозаичным погасанием.

Мощность терригенной пачки изменяется от 17 м на западе до 33 м на востоке, но это только тенденция, так как нередко фиксируется волнообразное колебание величин, что свидетельствует о неровности рельефа дна бассейна седиментации.

Верхняя доломитово-известняковая пачка развита главным образом на востоке Жирновско-Иловлинского вала, а также в стороне от него в Приволжской моноклинали и в Терсинской впадине. Она сложена двумя разновидностями — органогенно-обломочными известняками и доломитами с постепенными переходами между ними, но доминируют первые породы. Характерна пористая текстура (пористость составляет до 20%). В отдельных скважинах отмечаются водорослевые глинистые разновидности, в которых установлены колонии и сегменты золотистых во-

дорослей. Доломитизированные известняки слагают прослой мощностью 2—5 м (количества доломита до 30%). Более редко встречаются известковистые доломиты (концентрации кальцита до 40%). В скважинах 109, 123, 142 они слагают низы разреза, где контактируют с песками терригенной пачки. Однако в рядом расположенных скважинах их место занимают сравнительно однородные известняки. При микроскопическом изучении видны реликты кальцита в доломитовой основной массе и новообразования доломита в кальцитовой матрице, т.е. процесс доломитизации вторичен по отношению к первичным известковистым осадкам и он более интенсивно проявился вблизи кровли терригенной пачки. В целом можно констатировать согласное залегание терригенной и карбонатной пачек, что подтверждается графиками перспективной корреляции.

Лишь в одной скв.114 удалось наблюдать резкий контакт известняков верхней карбонатной пачки с глинистыми доломитами нижнего гжеля, в которых встречены фораминиферы *Triticites* sp., *Quasifusulina* cf. *elengata* Schlyk., *Bradyina* sp., *Textulariidae*. На графиках перспективной корреляции разделение точек свидетельствует о перерыве между изученными отложениями.

Мощность пачки в пределах Жирновско-Иловлинского вала чаще всего неполная вследствие денудации в среднеюрское время, когда формировались континентальные песчано-глинистые породы гнилушкинской свиты *J₂gn*. Однако на востоке структуры и вне ее ареала величины мощностей пачки изменяются в узком диапазоне (51—56 м), что указывает на незначительный временной перерыв между касимовским и гжельским ярусами.

Типовая каротажная диаграмма и палеонтологическая характеристика приведены в работе [9]. На ней четко выделяется терригенная пачка по всем кривым, границы с карбонатными пачками резкие. Она обычно принимается за маркер. Нижняя граница с породами *C_{3k2}* фиксируется снижением величин электросопротивлений КС. Отмечается небольшая гамма-аномалия на контакте. Верхняя граница касимовского яруса на каротажных диаграммах выражена нечетко и ее проведение по геофизическим параметрам должно быть подкреплено литологическими и палеонтологическими данными.

В кернах скважин были собраны остатки различной фауны и флоры. В нижней карбонатной пачке были встречены брахиоподы *Camarophoria* sp., *Alexenia* ex gr. *reticularia* Iv., наблюдаемые и в нижележащих известняках *C_{3k2}*, а также *Chonetes latesinuatus* (Schell.), *Ch. dalmanoides* (Nik.), *Choristites* sp., *Schellwienella* sp., *Rhobdomeson rhomoiferum* Phill., *Polypora* sp., *Timanodictya* sp. Более обильны фоссилии в терригенной пачке, но некоторые формы переходные: брахиоподы *Brachythyridina strangwaysi* (Vern.), *Dictyoclostus* ex gr. *inflatifformis* Iv., *Meekella* cf. *eximia* (Eichw.), *Ch.*

latesinuatus (Schell.), *Ch. caboniferus* Keys., *Choristites loczyi* Tred., *Ch. norini* Chao var. *russiensis* Iv., *Pinctospirifer* aff. *fossatus* Iv., *Buxtonia* cf. *mosquensis* Iv., *Marginifera borealis* Iv., *Linoproductus* ex gr. *cora* (Orb.), *Phricodothyris asiatica* (Chao), *Alexenia* sp., *Krotovia* sp., *Orthotetes* sp., те же самые мшанки. В верхней карбонатной пачке встречены редкие брахиоподы *D. cf. inflatiformis* Iv., *Ph. cf. asiatica* (Chao), *Schizophoria* ex gr. *morgariana* (Derby), *Buxtonia* sp. и мшанки. Эти данные показывают в целом однотипную фауну брахиопод и мшанок, хотя отмечаются и некоторые отличия в разных литологических пачках: ряд форм не прослеживаются вверх по разрезу, но появляются новые виды.

Фораминиферы — диагностические фоссилии при разделении касимовских отложений. Однако характеристика, приводимая в литературе, более бедная по сравнению с полученной в изученном районе [9]. К сожалению, в терригенной пачке фораминиферы не установлены. Учитывая расположение глин и песков внутри карбонатных отложений с типичной позднекасимовской фауной, возраст терригенной пачки принимался таким же. Следует отметить преимущественное развитие различных фораминифер в нижней карбонатной пачке, причем в самых нижних слоях встречены переотложенные раковины, что можно трактовать как указание на существование перерыва между C_3k_2 и C_3k_3 , что подтверждает выше сделанное заключение.

Остракоды были обнаружены в двух образцах. Один из них (15/64) характеризует кровлю нижней карбонатной пачки, а второй (24/34) отобран в низах терригенной пачки. В обоих образцах определены общие виды: *Bairdia folgeri* Kell., *Gavellina recta* (Jon.), *Amphissites* sp., но большая часть форм различная. В обр.15/64 обнаружены: *Bairdiocypris* sp., *Bythocypris* ex gr. *carbonica* (Jon. et Kir.), *Pseudobythocypris enigmatica* Sohn., *Healdianella spinosa* Gur. et Ger., *Kelettella uralicva* Jag., *Amphissites* cf. *rothi* Brad. В обр.24/34 встречены: *Bairdia* ex gr. *reussiana* Kir., *Fabalitypris* sp., *Basslerella* sp., *Bythocypris* aff. *cuneola* Jon. et Kir., *Healdia squamosa* Harl., *Asturiella* ex gr. *horowitzi* Bless, *Cavellina* ex gr. *pulchella* Corr., *Chamishaella* sp., *Moorea scripta* Iv., *Jordanites* aff. *cristinae* Bless, *Hollinella* sp., *Roundyella simplicissima* (Knig.). Хотя остракоды и не являются диагностическими организмами при расчленении касимовских отложений, представленные данные показывают значимость этой фауны при выполнении данной процедуры в случае детального опробования. При обработке обр.24/34 были встречены конодонты *Idioglyphodus toretzianus* Koz. Этот вид является типовым для дорогомилловского горизонта.

В работе [9] приведены спорово-пыльцевые спектры для трех образцов: 24/20, 24/29, 24/34 (см. рис. 3). В целом они довольно близки между собой по составу и количественному соотношению многих таксонов. Высокие содержания пыльцы (65—72%) и преобладание

над спорами свойственны для верхнекасимовских отложений. Доминируют виды *Calamospora microrugosa* (Ibr.) Naum., *Verrucosiporites verrucosus* Ibr., *Cyclogranisporites punctulatus* (Waltz.) Lub. var. *giganteus* Waltz., *C. punctulatus* (Waltz.) Lub. var. *medius* Waltz., *Punctatisporites confuses* Inos., *P. oculus* Smith et But. Повышенные концентрации плауновидных и папоротникообразных исключают возможность отнесения отложений к гжельскому ярусу, для которого характерно преимущественное развитие пыльцы древних хвойных и кордаитов. Следовательно, палинологические данные подтверждают касимовский возраст пород. Полученные спорово-пыльцевые спектры следует относить к зоне «h» *Punctatisporites confuses* — *P. oculus*. Наличие в спектрах спор плауновидных и папоротникообразных характеризует автохтонную флору, произраставшую вблизи бассейна седиментации на низинной заболоченной прибрежной суше. В то же время обнаружение аллохтонных компонентов (одномешковая пыльца хвойных *Potonieisporites*, *Florinites*, *Cordaitina*) подтверждает существование сравнительно приподнятой суши на некотором удалении от берега моря.

Учитывая изложенные сведения, изученные верхнекасимовские отложения следует выделять в парубинскую свиту C_3pr , названную по балке Паруба — скважины 24 и 142, керн из которых хорошо палеонтологически изучен. Тогда литологические пачки рассматриваются в ранге подсвит, так как между ними наблюдается в целом согласное залегание и устанавливается сходная фауна. Верхняя и нижняя границы свиты приходятся на кратковременные перерывы в осадконакоплении, что подтверждается как литологическими и фаунистическими признаками, так и проведенным анализом каротажных диаграмм по методу Т.Б.Хейтса [15]. Типовые разрезы в скважинах указаны в табл. 2.

Сопоставление различного фактического материала позволяет относить изученные верхнекасимовские отложения к мелководной прибрежно-морской фации, причем морской бассейн имел островной характер, о чем свидетельствует изменение литологии пород и смена окрасок в терригенной пачке. Парубинская свита является, по-видимому, переходной по литологическому составу от шляховской свиты на Донской Луке к преимущественно карбонатному стратону, развитому в Заволжье и северных районах Правобережья (Саратовская область). При этом можно полагать, что отложения на севере Волгоградской области продолжают седиментацию эволюционирующего морского бассейна, развитого в Нижнем Поволжье. Как показывают палинологические данные, в западном направлении море постепенно мелело, и там даже появлялась низменная суша.

Карбонатный тип верхнекасимовского разреза описан по керну Николаевской опорной скв.2 (интервалы 2463—2556 м), расположенной на левом берегу р.Волга вблизи г.Камышин [14]. Здесь развиты в

2. Типовые разрезы парубинской свиты в скважинах

Скважины (абсолютные высоты устья, м)	Интервалы глубин, м (мощность, м)		
	C_3pr_3	C_3pr_2	C_3pr_1
9 (175)			144—147 (3)
15 (170)		100—130 (30)	130—143 (13)
24 (136)	50—71 (21)	71—96 (25)	96—102 (6)
114 (190)	89—95 (6)		
124 (112)		33—45 (12)	
142 (135)	47—55 (8)	55—86 (31)	86—93 (7)
101ф (190)	216—268 (52)	268—296 (28)	296—305 (9)
105ф (112)	236—289 (53)	289—314 (25)	314—324 (10)
107ф (141)	545—598 (53)	598—622 (24)	622—632 (10)
108ф (127)	80—130 (50)	130—157 (27)	157—166 (9)
125ф (290)	468—521 (53)	524—548 (24)	548—558 (10)
2093ф (288)	350—402 (52)	402—434 (32)	434—444 (10)

Примечание. Звездочка — скважины, вскрывшие неполный разрез.

основном светло-серые органогенно-обломочные известняки с прослоями доломитизированных разновидностей и более редкими прослоями (до 0,4 м) глинистых доломитов. Г.М.Яриков с коллегами отмечали присутствие в низах горизонта двух слоев глины мощностью 2 и 4 м. Фауна встречена в нижней и верхней частях разреза. Определены фораминиферы *Tr. cf. arcticus* Schlyk., *Tr. cf. rossicus* (Schell.), *Tr. whiti* Raus., *Tr. schwageriniformis* Raus., *Rugoso-fusulina prisca* Ehr., *R. cf. priscoidea* Sem., брахиоподы *Phricodothyris asiatica* (Chao), *Chonetes carboniferous* Keys., *Brachythyris* sp., *Marginifera* sp., *Dictyolostus* sp. и водоросли *Ungdarella* sp. Верхняя граница проводится по смене фауны и появлению в основании гжельского яруса пачки глинистых доломитов, обладающих высоким (до 80 Ом м) электросопротивлением. Эти сведения позволяют рассматривать отложения в качестве самостоятельной левобережной свиты C_3lv . Подобные характеристики приводятся для южных районов Самарской области [7]. Эти породы формировались в условиях мелководного открытого морского бассейна, распространенного в Заволжье и на площади Саратовского Правобережья.

В заключение следует отметить, что совокупное рассмотрение выделенных свит Нижнего Поволжья и их сравнение со стратонами Подмоскovie позволяет выявить ряд особенностей (табл. 3).

1. По палеонтологическим свойствам местные стратиграфические подразделения соответствуют региональным фораминиферным зонам, хотя можно отметить некоторые отличия в видовом составе фораминифер по сравнению с Подмосковьем. Однако в

дорогомиловском горизонте местные стратона отвечают двум фораминиферным зонам.

2. По литологическим признакам на территории Волгоградско-Саратовского Правобережья четко выделяются две площади. На юге (до северной периферии Арчединских поднятий) в разрезе касимовского яруса преобладают терригенные породы с прослоями карбонатов, причем иногда можно наметить цикличность седиментации. В северном направлении наблюдается увеличение роли известняков и доломитов. Аналогично убывает мощность от 150 до 100 м. Начиная с Жирновско-Иловлинского вала и прилегающих территорий Терсинской впадины (с запада на восток) в разрезе доминируют карбонатные отложения. Лишь в верхнем подъярусе присутствует терригенная пачка мощностью около 30 м, зажатая между разновозрастными карбонатными пачками. Если в кревкинское и хамовническое время мощности отложений не достигают 40 м, т.е. в три раза меньше величин на юге региона, то в дорогомиловском горизонте мощности сопоставимы с величинами, наблюдаемыми на юге. Шляховская и парубинская свиты обладают близким строением, хотя и различаются по деталям литологического состава. Для Заволжья характерен преимущественно карбонатный тип разреза на протяжении всего века, хотя и там отложения, соответствующие двум нижним фораминиферным зонам, не отличаются друг от друга.

3. Принимая во внимание изменения литологического состава пород в меридиональном направлении, можно считать, что на юге преобладали прибрежно-морские и лагунные условия осадконакопления,

3. Сопоставление касимовских подразделений Подмосковья и Нижнего Поволжья

Ярус	Горизонты	Подмосковье [5]		Свиты Нижнего Поволжья	
		Свиты	Фораминифевые зоны	Северная часть	Южная часть
Касимовский	Дорогомиловский	Трошковская, C_3tr	Tr. Irregularis—Tr. acutus	Парубинская C_3pr ¹ (две карбонатные подсвиты, между ними залегает терригенная подсвита)	Шляховская C_3shl ² (чередование четырех глинистых и карбонатных подсвит) (Арчединские поднятия)
		Измайловская, C_3ism			
		Мещеринская, C_3msr	Tr. Arcticus—Tr. Irregularis—Tr. Ohioensis		
		Перхуровская, C_3pr			
	Хамовнический	Неверовская, C_3nv	Montiparus montiparus	Куракинская C_3kr (известняки с прослоями доломитов)	Паникская C_3pk (терригенная)
		Ратмировская, C_3rt			
	Кревякинский	Воскресенская, C_3vsk	Protriticites pseudomontiparus—Obsoletes obsoletes	Андреевская C_3an (известняки и доломиты)	Селезневская C_3sl (терригенная)
		Суворовская, C_3sv			

Примечания. ¹ В Заволжье распространена левобережная свита C_3lv (известняки с прослоями глинистых доломитов); ² на юге Донской Луки развита терригенная гнутовская свита C_3gn .

тогда как на северной площади существовал мелко-водный морской бассейн. В позднекасимовское время и на этот район частично распространялись условия обмеления, что отражено в наличии терригенной пачки и увеличении роли доломитов и доломитизированных известняков в верхах разреза. Только в пределах Заволжья сохранялись условия открытого морского бассейна, который наследуется в гжельском веке.

Автор благодарен сотрудникам лабораторий за их нелегкий труд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С., Горева Н.В. Конодонтовая шкала московского, касимовского и гжельского ярусов // Зональные подразделения карбона общей стратиграфической шкалы России: Мат-лы Всерос. совещ. —Уфа: Гилем, 2000. С. 7—8.
- Горюнова Р.В. Комплексы мшанок из верейско-кревякинского горизонтов карбона Подмосковья // Зональные подразделения карбона общей стратиграфической шкалы России: Мат-лы Всерос. совещ. —Уфа: Гилем, 2000. С. 32—33.
- Исакова Т.Н., Алексеев А.С., Горева Н.В., Лазарев С.С. «Подтрицитовые слои» касимовского яруса верхнего карбона Донской Луки и их корреляция с разрезом Подмосковья // Палеострат-2005. Тезисы докл. годичного собрания секции палеонтологии МОИП и Московского отд. Палеонтологического общества. —М., 2005. С. 20—21.
- Кагарманов А.Х. Вопросы совершенствования зонального деления каменноугольной системы России // Зональные подразделения карбона общей стратиграфической шкалы России: Мат-лы Всерос. совещ. —Уфа: Гилем, 2000. С. 3—5.
- Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В., Исакова Т.Н. Ритмо- и биостратиграфия карбона Московской синеклизы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2001. № 5. С. 42—58.
- Мельникова А.С., Гогина Е.А., Никитина Г.П., Морозова Р.И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений Волгоградской области // Тр. Волгоград. НИИГ. 1962. Вып. 1. С. 39—90.
- Раузер-Черноусова Д.М., Хачатрян Р.О., Яриков Г.М. Каменноугольная система // Геология СССР. Т. 11. Поволжье и Прикамье. Ч. 1. Геологическое описание. —М.: Недра, 1967. С. 226—331.
- Редичкин Н.А., Яриков Г.М. Каменноугольная система // Геология СССР. Т. 46. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Геологическое описание. —М.: Недра, 1970. С. 111—183.
- Салтыков В.Ф. Верхнекасимовские отложения Жирновско-Иловлинского вала (Волгоградская область) // Недра Поволжья и Прикаспия. 2007. Вып. 49. С. 20—31.
- Салтыков В.Ф. Стратиграфия среднего и верхнего карбона Нижнего Поволжья. —Саратов: Изд-во центр «Наука», 2009.
- Семихатова С.В. К стратиграфии каменноугольных отложений правого берега Дона // Изв. Геол. комитета. 1929. Т. 48. № 2. С. 113—133.
- Стратиграфический кодекс. Изд. второе, дополн. —С-Пб: ВСЕГЕИ, 1992; изд. третье. 2006.
- Чернова Е.И. К стратиграфии каменноугольных отложений в районе села Жирное Сталинградской области // Региональная стратиграфия. —М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 2. С. 255—271.
- Яриков Г.М., Урусов А.В., Золотухина Г.П. и др. Литолого-стратиграфический разрез Николаевской опорной скважины № 2 (предварительные данные) // Тр. Волгоград. НИИГ. 1964. Вып. 3. С. 93—111.
- Haite T.B. Perspective correlation // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1963. Vol. 47. № 4. Pp. 553—574.

К вопросу оптимизации сети опробования при геохимических поисках

С.В.ГАЛЮК, О.В.МЕНЧИНСКАЯ (Федеральное государственное унитарное предприятие Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ФГУП ИМГРЭ); 121357, г.Москва, ул.Вересаева, д.15)

Приведены некоторые специфические особенности поисковых геохимических методов, которые определяют параметры расчета оптимальных поисковых сетей для метода поисков по вторичным ореолам рассеяния. Изменение только одного из них — среды опробования обуславливает необходимость коррекции плотности поисковой сети более, чем в 10 раз, и, соответственно, стоимости проводимых работ. Иллюстрацией такого подхода служат опытно-методические работы, проведенные на одном из месторождений золотосульфидно-кварцевого типа.

Ключевые слова: вторичные ореолы рассеяния, плотность пробоотбора, горизонт опробования.

Галюк Сергей Владимирович

Менчинская Ольга Всеволодовна, monir@imgre.ru

On optimization of sampling net in geochemical exploration

S.V.GALIOUK, O.V.MENCHINSKAYA

The paper presents special features of the approach to geochemical exploration methods, which define parameters used in calculation of optimal sampling grids. For example, a change in sampling environment may cause a tenfold change in the sampling grid density and, accordingly, costs. Results of experimental studies carried out on a gold quartz-sulfide deposit illustrate the authors' approach.

Key words: supergenic halos, sampling density, sampling horizon.

В современной практике ведения геохимических работ важнейший информационно-стоимостной показатель, каким является плотность сети пробоотбора, определяется на удивление просто — стадия поисковых работ предопределяет масштаб, из которого следует плотность и параметры элементарной ячейки (Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. — М.: Недра, 1983; таблицы 4 и 5). При этом тип предполагаемого объекта поисков, его величина, условия ведения работ не учитываются. И хотя, очевидно, что оптимизация поисковой сети для геохимических работ является весьма актуальной задачей, опытно-методические работы по этой тематике крайне редки.

В отличие от полистной съемки, выполняемой по стандартной для каждого масштаба работ плотности пробоотбора, при поисковых работах выбор параметров оптимальной поисковой сети неразрывно связан с априорным представлением образа искомого объекта в геохимическом признаковом поле, т.е. его поисковой моделью.

Объектом литохимических поисков по определению являются продукты разрушения месторождений, поэтому очевидно, что поиски медно-порфирового гиганта и золотокварцевой жилы должны вестись с различной плотностью пробоотбора.

Проектирование, основывающееся на усредненных и формально-схематичных инструктивных (не

разделенных по полезным ископаемым и промышленным типам) рекомендациях по плотности и геометрии поисковой сети, приводит к необратимым методическим ошибкам: или к избыточной плотности опробования, что экономически нецелесообразно, или к недоопробованности площади, что случается существенно чаще. В последнем случае сплошность геохимических полей создается искусственно путем математического сглаживания в процессе обработки программными пакетами (Surfer, ArcView и др.). В этом случае в проекте не отражаются необходимые параметры поисковых сетей и соответствующие им минимально-достаточные затраты. Ошибки же проектирования, как правило, или невозможны вообще, или потребуют в дальнейшем значительных временных и материальных затрат.

Иллюстрацией сказанному могут служить опытно-методические работы, проведенные на одном из золотосульфидно-кварцевых месторождений широко распространенного «березовского» типа. Вмещающие породы гипербазитов и осадочно-вулканогенных пород прорваны широкой полосой гранитоидов. Подавляющее большинство рудных тел, образованных кварц-сульфидными жилами, связаны с дайковым комплексом кислого состава. Золото мелкое, пылевидное, основная масса находится в пирите и галените, распределение его в жилах крайне неравномер-

ное и определяется размещением сульфидов. Наиболее характерными изменениями, связанными с процессами рудообразования, являются листвинитизация вмещающих пород и березитизация гранитоидов. Изменения эти носят весьма локальный характер, мощность их не превышает 1 м (рис. 1).

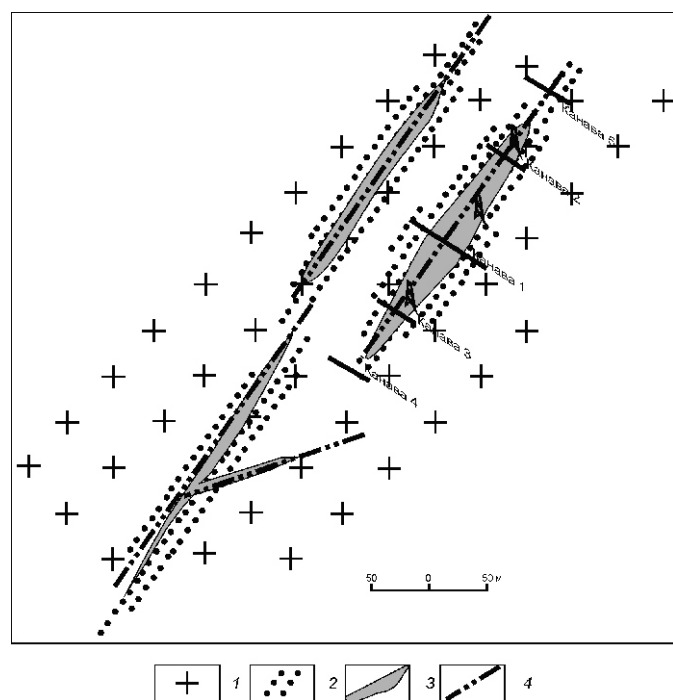


Рис. 1. Фрагмент геологической схемы:

1 — плагиогранит-порфиры; 2 — березиты (показаны вне масштаба); 3 — золотосульфидно-кварцевые жилы; 4 — разрывные нарушения

Для сравнения эффективности литохимического опробования по методу первичных и вторичных ореолов рассеяния, а также эффективности опробования, проведенного с различной плотностью в разных горизонтах (А, В, С) рыхлых элювиально-делювиальных отложений, было выбрано рудное тело, оконтуренное и оцененное в результате поисково-оценочных работ.

Рудное тело было вскрыто пятью канавами и тремя скважинами (см. рис. 1) в результате заверки геохимической аномалии, выявленной при проведении площадных геохимических работ по методу вторичных ореолов рассеяния. Визуализация данных опробования по золоту приведена на рис. 2.

Опытно-методические работы были проведены по трем канавам с продуктивными интервалами. По коренным породам опробование проводилось с интервалом 10 см, по горизонтам А, В и С — 20 см.

Поисковая эффективность геохимических методов основывается на представлении о том, что площадь геохимического признакового поля искомого объекта существенно превышает площадь самого объекта.

Коэффициент увеличения аномального геохимического поля ($K_{\text{агхп}}$) рассчитывается как частное от деления площади ореольного поля на площадь рудного объекта. Очевидно, что чем выше этот показатель, тем ниже плотность опробования и, соответственно, выше эффективность использования метода.

Опробование горизонта А. В полном соответствии со вторым законом термодинамики, который применительно к земной коре проявляется как закон рассеяния химических элементов, слой А является наиболее усредненным, благодаря воздействию всего комплекса агентов денудации и связыванию свободного золота активными ионами избыточного углерода. Графики распределения золота по горизонту А при заведомо избыточной сети опробования представлены на рис. 3, А. Распределение аномальных содержаний в сечении ореола носит плавный непрерывный характер, и ореол по площади существенно превышает площадь искомого рудного тела. Флуктуации графика содержаний не превышают величины систематической погрешности лабораторно-аналитического метода.

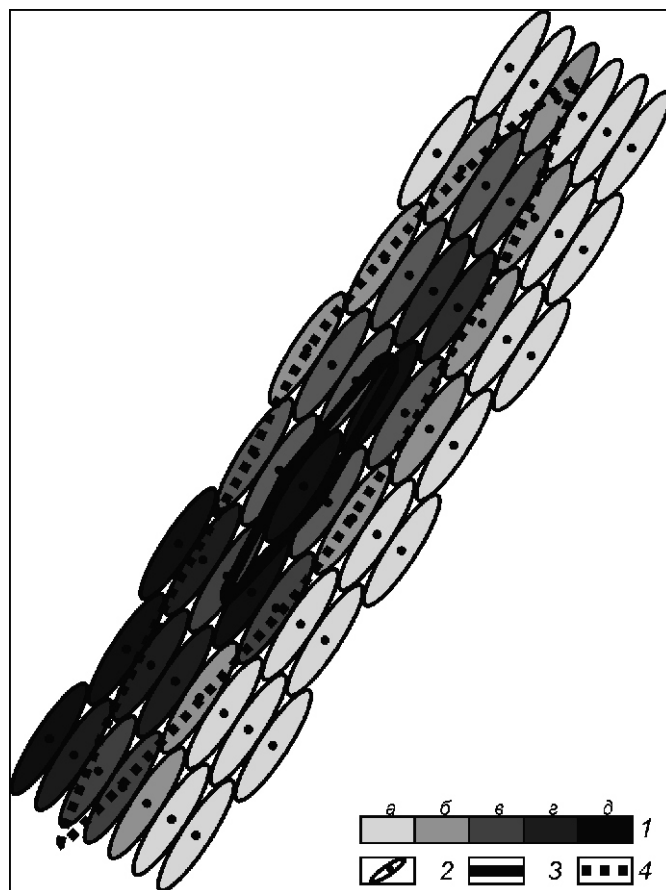


Рис. 2. Визуализация данных опробования по золоту:

1 — концентрация Au (в мг/т): а — 2—4, б — 5—10, в — 20—50, г — 60—100, д — 200—500; 2 — точка отбора пробы и ее информационное поле; 3 — контур рудного тела; 4 — контур ореола

Как подсказывает опыт, при наличии зрелого высокозолотного почвенного горизонта А вторичные ореолы рассеяния даже существенно удаленных рудных тел в этом горизонте сливаются с ореолами

основных рудных тел месторождения и образуют единое аномальное поле. Коэффициент увеличения признакового геохимического поля в целом оценивается для данного случая как $K_{\text{агхп}}$ 9. Из опыта преды-

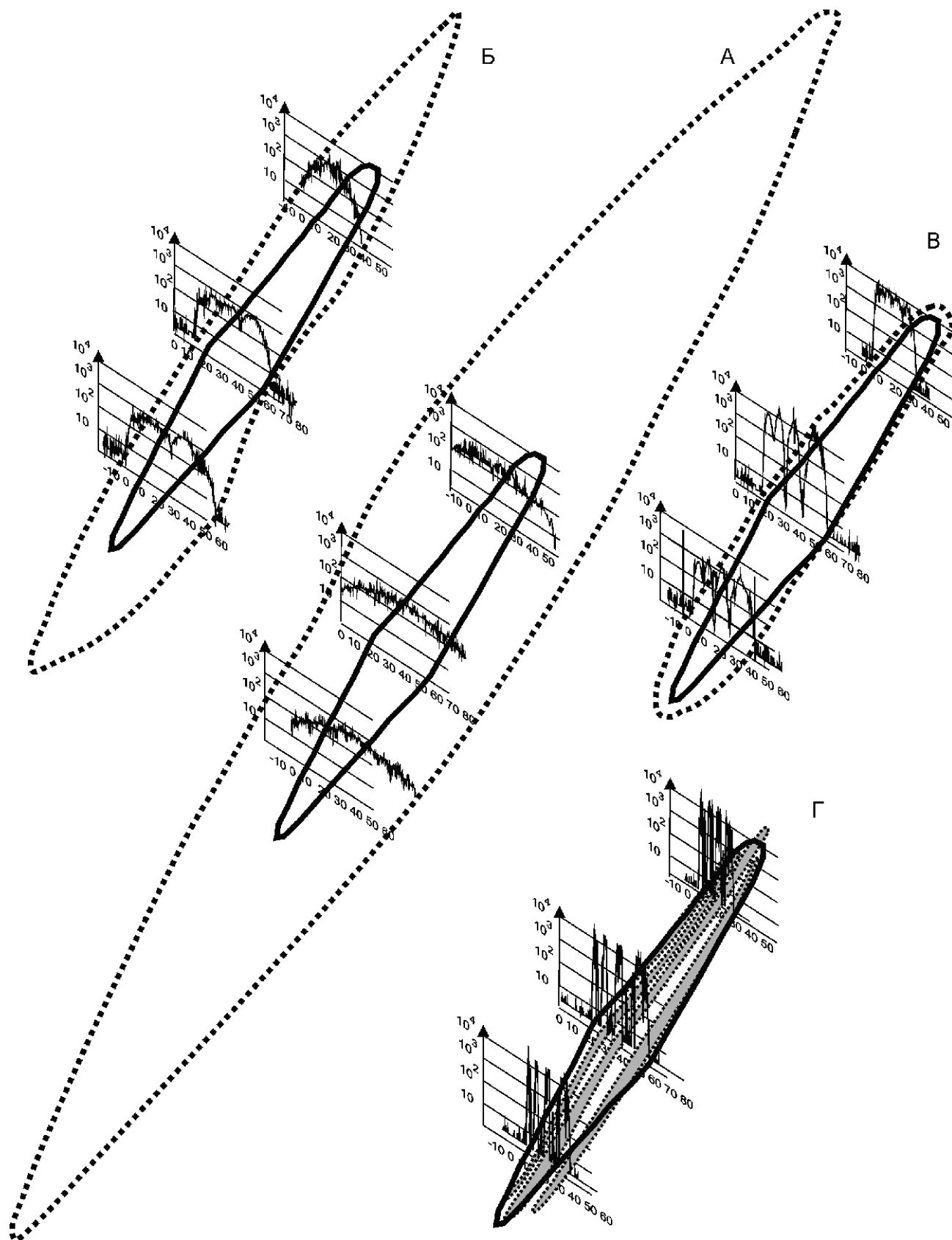


Рис. 3. Ореолы золота, оконтуренные по результатам опробования различных горизонтов

душих работ он колеблется от 5 до 11, что обеспечивает весьма высокую рентабельность использования метода (при наличии высокозолых почвенных покровов).

У ореолов этого горизонта имеются два существенных недостатка. Во-первых, их низкая интенсивность, требующая более точного и, соответственно, более дорогостоящего лабораторно-аналитического метода. Во-вторых, это смещенность (иногда оторванность) ореольного поля относительно рудного тела, которая иногда достигает нескольких сотен метров как вниз по склону, так и по латерали, что увеличивает площадь участков для заверочных работ, усложняя определение мест конкретного заложения горных выработок для обеспечения рудных пересечений.

Для 100%-ой вероятности подсечения ореола пятью пробами минимальное расстояние между точками отбора проб по направлению максимальной изменчивости не должно превышать 20 м. Минимально достаточная (оптимальная) плотность сети опробования при поисках аналогичных объектов составляет 100 т/км², что соответствует масштабу 1:25 000.

Опробование горизонта В. Графики распределения золота по горизонту В (по избыточной сети опробования) показаны на рис. 3, Б. Распределение ано-

мальных содержаний в сечении ореола носит плавный непрерывный характер и превышает площадь искомого рудного тела. Флуктуации графика содержаний не превышают величины систематической погрешности лабораторно-аналитического метода. Коэффициент увеличения признакового геохимического поля составляет в данном примере 2,5. Из опыта предыдущих работ он колеблется от 2 до 5, что обеспечивает рентабельность использования метода в аналогичных условиях.

В связи с отсутствием зрелых почв на подавляющем большинстве объектов горизонт В является наиболее часто используемым для опробования. Смещение эпицентра встречается весьма часто, но оторванность от рудного тела не наблюдалась. Характеризуется горизонт более высокими содержаниями полезного компонента.

Для 100%-ой вероятности подсечения ореола пятью пробами минимальное расстояние между точками отбора проб по направлению максимальной изменчивости не должно превышать 10 м. Минимально достаточная (оптимальная) плотность сети при поисках аналогичных объектов составляет 400 т/км², что соответствует масштабу 1:10 000.

Опробование горизонта С. Графики распределения золота по горизонту С (избыточная сеть опробования)

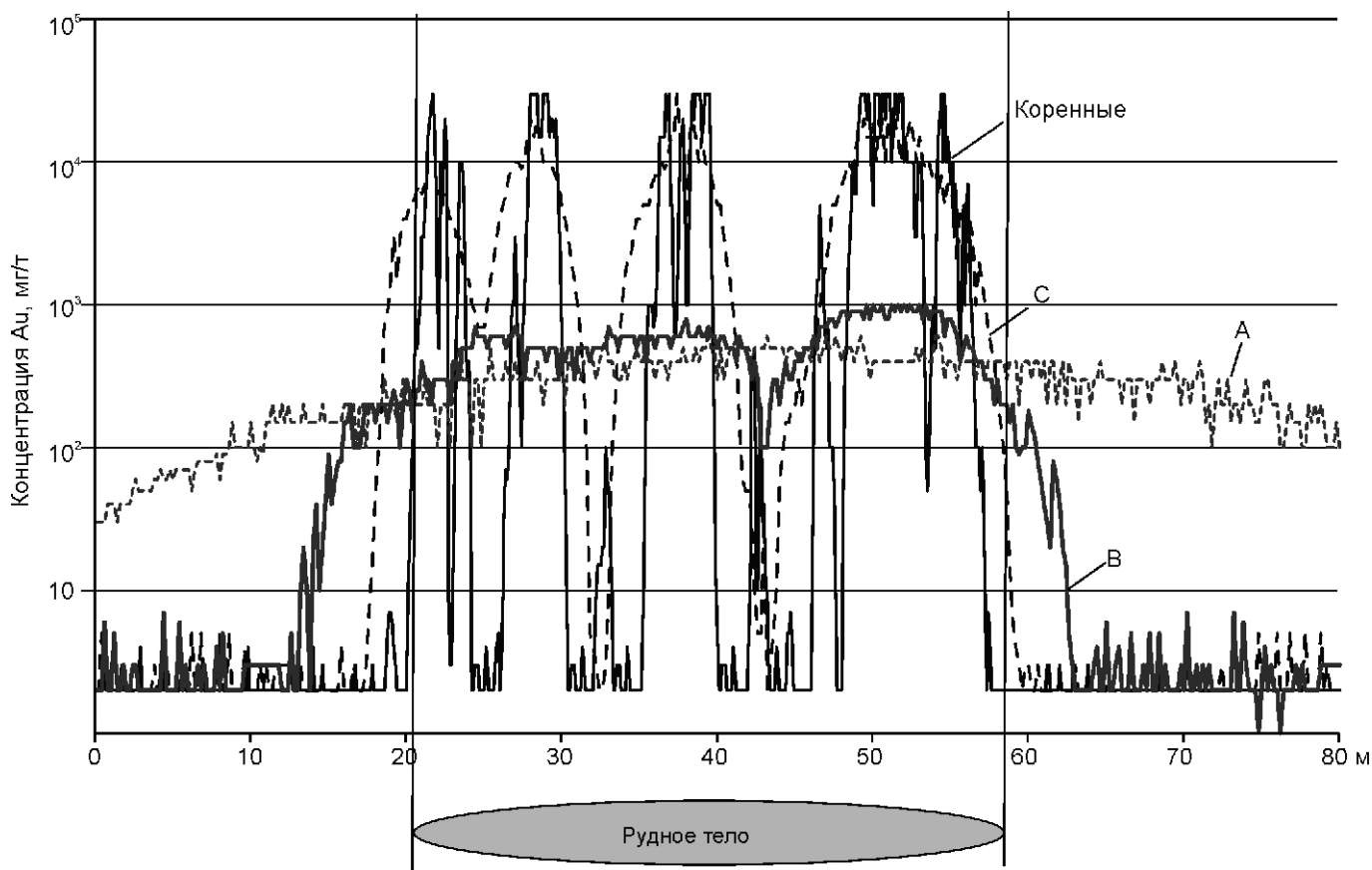


Рис. 4. Графики распределения концентраций золота в коренных породах и рыхлых элювиально-делювиальных отложениях по канаве 1 (горизонты А, В, С)

1. Расчет минимального расстояния между точками пробоотбора в зависимости от опробуемого горизонта

Опробуемый горизонт	Мощность, м	Мощность рудного тела по канаве, м; среднее содержание Au, г/т	Мощность ореола по канаве, м	Линейный коэффициент увеличения геохимического признакового поля	Число проб с фоновым содержанием Au в контуре рудного тела, %	Минимальное расстояние между точками пробоотбора для 100% подсечения двумя близлежащими точками	
						м	% к мощности рудного тела
Канавы 1							
A	0,1	35,8; 6,7	110	3,1	0	37	103
B	0,5		48,4	1,4	0	16	45
C	0,1		41,5	1,2	4	10	18
Pz фундамент	Поверхность		37,4	1,04	29	1,8	5
Канавы 2							
A	0,1	21,1; 5,5	69	3,3	0	23	109
B	2,5		55	2,6	0	18	85
C	0,5		27	1,3	0	9	43
Pz фундамент	Поверхность		22	1,04	11	2,5	12
Канавы 3							
A	0,3	16,3; 5,2	51	3,1	0	18	110
B	0,7		25,8	1,6	0	10	61
C	0,3		18	1,1	2	6	37
Pz фундамент	Поверхность		16,3	1	18	2,1	13

вания) показаны на рис. 3, В. График распределения содержаний прерывистый, ореол высоко контрастный при наличии в его контуре фоновых значений. Нарушается целостность единого ореольного поля. Площадь ореола не намного превышает площадь искомого рудного тела. Флуктуации графика содержаний участками превышают величины систематической погрешности лабораторно-аналитического метода. Коэффициент увеличения признакового геохимического поля составляет в данном случае 1,5. Из опыта предыдущих работ он изменяется от 1,2 до 2,5, что обеспечивает минимальную рентабельность использования метода в аналогичных условиях.

Для 100%-ой вероятности подсечения ореола пятью пробами минимальное расстояние между точками отбора проб по направлению максимальной изменчивости не должно превышать 5 м. Минимально достаточная (оптимальная) плотность сети при поисках аналогичных объектов составляет 600 т/км², что примерно соответствует масштабу 1:10 000. Использование горизонта С в качестве опробуемой среды нежелательно, так как требует существенного увеличения плотности поисковой сети, влекущее за собой

общее удорожание работ, и может быть только вынужденным.

Опробование коренных пород палеозойского фундамента. Графики распределения золота по первичным ореолам рассеяния при заведомо избыточной сети опробования показаны на рис. 3, Г. График распределения содержаний отчетливо прерывистый. В его контуре фоновые значения по некоторым пересечениям составляют до 30% (канавы 2). Единое ореольное поле разбивается на 3 полосы, при этом площадь аномального поля, в основном, остается в границах рудного тела, лишь по одной из канав выходит за его пределы не более, чем на 0,3 м. Флуктуации содержаний существенно превышают величины систематической погрешности лабораторно-аналитического метода.

Коэффициент увеличения признакового геохимического поля составляет в данном примере 0,71. По результатам других опытно-методических работ он изменялся от 0,6 до 1,2, что говорит о нерентабельности использования метода в аналогичных условиях. Для 100%-ой вероятности подсечения ореола пятью пробами минимальное расстояние между точ-

2. Расчет оптимальной плотности сети литохимического опробования

Горизонт	Площадь ореола, м ²	Коэффициент площадного увеличения геохимического признакового поля	Минимальная плотность подсечения ореола пятью точками	Масштаб работ (Инструкция по геохимическим поискам рудных месторождений. —М.: Недра, 1983)
A	50 100	9	100	1: 25 000
B	14 000	2,5	400	1: 10 000
C	8500	1,5	600	1: 10 000
Pz фундамент	3900	0,71	1300	1: 5000

ками отбора проб по направлению максимальной изменчивости не должно превышать 2 м. Минимально достаточная (оптимальная) плотность сети при поисках аналогичных объектов по методу первичных ореолов рассеяния составляет 1300 т/км², что соответствует масштабу 1:5000.

Литохимическое опробование по коренным породам при поисках золоторудных объектов не представлятельно и не рекомендуется для использования в поисковых целях при масштабах работ менее 1:10 000 (Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. —М.: Недра, 1983), а, по мнению авторов, менее 1:5000. Графики распределения содержания золота в горизонтах А, В, С по одной из канав (канав 1) проиллюстрированы на рис. 4.

Факторы, определяющие оптимальную плотность пробоотбора, представлены в табл. 1.

Проведенные опытно-методические работы на примере изменения только одного параметра (среда опробования) проиллюстрировали существенную разницу плотности опробования — от 100 до 1300 проб/км² (табл. 2). При возрастании объемов

опробования соответственно будет возрастать и стоимость работ.

К другим важнейшим факторам, влияющим на плотность пробоотбора и не рассматриваемым в настоящей статье, относятся рудно-формационный тип искомого оруденения, выбранный метод литохимических поисков, величина минимально рентабельного объекта для данного административного района и совокупность ландшафтно-геоморфологических условий.

Таким образом, при геохимических поисках не масштаб работ должен определять плотность пробоотбора, а обоснованная необходимо-достаточная плотность сети опробования будет определять масштаб работ. В результате методически обоснованной структуры пробоотбора создается база для получения достоверной поисковой информации, отражающая геологическую реальность и обеспечивающая воспроизводимость результатов опробования. При не соблюдении этого условия интерпретация превращается в обработку случайных данных, а выводы весьма далеки от истины.

Клинопироксены трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов Ходжавендского прогиба

М.Н.МАМЕДОВ, Г.Дж.БАБАЕВА, Н.М.САДЫГОВ (Институт геологии НАН Азербайджана; Az-1143, г.Баку, проспект Г.Джавида, д.29а)

На основании последовательности кристаллизации порообразующих минералов трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов, выявлены наиболее ранние кристаллические фазы субщелочного пикритового расплава. В менее глубинном промежуточном очаге происходила кристаллизация салитового и ферросалитового клинопироксенов, обогащенных чермакитовым миналом. При дифференциации пород тешенитовых интрузивов клинопироксены эволюционировали свой состав от хромистого диопсида до чермакитового салита. Клинопироксены пород первого комплекса менее обогащены чермакитовым миналом и сложены авгит-салитом.

Ключевые слова: клинопироксен, Ходжавендский прогиб, мегакристаллы, тешенит, трахибазальт.

Мамедов Мусса Насиб оглы, musamamedov@rambler.ru

Бабаева Гюльтекин Джавад гызы, gultekin56@rambler.ru

Садыгов Назим Магеррам оглы

Clinopyroxenes of trachybasalt-trachydolerite and tephrite-teschenite complexes of the Khojavend trough

M.N.MAMEDOV, G.J.BABAYEVA, N.M.SADYGOV

The earliest crystalline phases of the subalkaline picrite melting represented by the megacrystals of chromediopside, chromite and chromous-titanium phlogopite are revealed on the base of sequence crystallization of rock-forming minerals of trachybasalt-trachydolerite and tephrite-teschenite complexes. The crystallization of salite and ferro-salite clinopyroxenes took place in less deep intermediate focus. On the background of clearly expressed differentiation of rocks of the teschenite intrusions the clinopyroxenes evolved their composition from chromous diopside to chermakite salite. The clinopyroxenes of rocks of the first complex are less enriched by chermakite mineral and composed of augite-salite.

Key words: clinopyroxene, Khojavend trough, megacrystals, teschenite, trachybasalt.

Минералы-индикаторы — непосредственные участники в процессе плавления и кристаллизации магматических расплавов служат наиболее реальным источником генетической информации, имевшим место в различных физико-химических и геодинамических условиях.

В данном контексте клинопироксены в составе соответствующих минеральных парагенезисов характеризуют различные стадии кристаллизации исходного расплава трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов Ходжавендского прогиба и являются наиболее представительным источником генетической информации.

При этом клинопироксены, кристаллизовавшиеся в разноглубинных промежуточных очагах и в интрузивной камере, достаточно четко различаются по составу, порядку кристаллизации, а также по сопутствующим минеральным парагенезисам. С целью уточнения отмеченных различий клинопироксенов наиболее приемлемым объектом оказались дифференциаты трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов Ходжавендского прогиба Малого Кавказа.

В геологическом отношении рассматриваемые комплексы в той или иной степени изучены А.Н.Соловкиным [6], Ф.А.Ахундовым [2], А.С.Остроумовой и Н.А.Румянцевой [5], А.Г.Авдеевым, А.С.Остроумовой [1], М.Н.Мамедовым [3, 4] и др. В публикациях этих петрографов приведены результаты исследований, касающиеся формационной принадлежности и геологического положения этих комплексов, за исключением единичных публикаций А.Г.Авдеева, А.С.Остроумовой [1]. Индикаторные значения минеральных парагенезисов, в частности клинопироксенов, здесь вообще не рассмотрены. Эта статья восполняет данный пробел.

Ходжавендский синклиниорий расположен на юго-западном окончании Агдамского и северо-восточном Гарабахского антиклинория и выполнен верхнеюрскими и меловыми отложениями. Титонские и раннемеловые отложения преимущественно распространены в юго-западной, северо-западной окраинах и поперечных поднятиях прогиба. Они сложены известняками, различными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Меловые вулканогенные образования слагают овальные и вытянутые в субширотном направлении

поля, размером 15 6,5 км, их мощность достигает 700 м. Они в эффузивной, субвулканической и интрузивной фациях локализованы среди известняков, мергелей, песчаников, различных туфов и туфобрекчий альбского, турон-сеноманского ярусов.

По характеру распространения, фациальным особенностям, петрографическому составу рассматриваемые вулканы Ходжавендского прогиба сформировались в двух подэтапах вулканической активности. Первый ранний подэтап вулканизма, начавшийся в условиях мелководья, сконцентрирован на юго-западном крыле Ходжавендского прогиба, где происходило извержение и излияние лав пирокластической фации трахибазальт-трахидолеритового комплекса. Субвулканическая фация данного комплекса в виде даек и маломощного пластового интрузива размещена среди лава-пирокластической фации. Во втором подэтапе вулканизма вулканическая активность перемещается в осевую зону Ходжавендского прогиба. Здесь в подводных условиях формировались лава-пирокластические и субвулканические фации тефрит-тешенитового комплекса, а также отмечаются маломощные субпараллельные дайки тефритового состава и гипабиссальные пластообразные и локалитоподобные интрузивы тешенитов.

Породы трахибазальт-трахидолеритового комплекса в эффузивно-пирокластической фации сложены клинопироксеновыми, плагиоклазовыми, анальцимовыми трахибазальтами (табл. 1). Макроскопически они однородные, массивные и имеют темно-серую, зеленовато-серую окраску.

Вкрапленники представлены в основном клинопироксеном, плагиоклазом, незначительно оливином, биотитом, титаномagnetитом. Изредка отмечаются единичные зерна роговой обманки. Анальцит в виде мелких глазков участвует в основной массе анальцимового трахибазальта. Различие трахибазальтов между собой заключается в преобладании в них вкрапленников плагиоклаза над клинопироксеном или клинопироксена над плагиоклазом. В анальцимовом трахибазальте оба фенокристалла участвуют почти в равном количестве. Несколько раскристаллизованные трахибазальты и трахидолериты приурочены к дайковым и силловым образованиям. На фоне субинтерсертальной и субдолеритовой микроструктуры этих пород четко различаются микролиты, лейсты плагиоклаза, мелкие точечные индивиды титаномagnetита. В наиболее раскристаллизованной субдолеритовой основной массе трахидолеритов участвуют ксеноморфные прозрачные зерна калиевого полевого шпата. Среди порфировых поколений минералов наиболее идиоморфный — гиалосидеритовый оливин (Fe_{35-46}), который в виде дипирамидального и неправильного округлого габитуса участвует в небольшом количестве. Вкрапленники его в большинстве случаев замещены илдингсит-боулингитом и в ряде случаев кальцитом, хлоритом. Изредка между шнурками сохранились остатки гиалосидеритового оливина.

По последовательности кристаллизации последующим вкрапленником является битовнит-лабрадоритовый (An_{73-62}) плагиоклаз. Он образует зональные таблитчатые и полисинтетические двойникованные

1. Химические составы пород трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов Ходжавендского прогиба (в %)

Компоненты	Трахибазальт		Трахидолерит	Пикро-тефрит	Тефрит	Лейко-тефрит	Субщелочной пикро-тешенит	Мелано-тешенит	Мезотешенит	Лейко-тешенит	Тешенит-сиенит	Анальцимовый сиенит
SiO ₂	44,10	51,20	44,63	46,29	45,75	46,59	42,30	45,22	46,55	47,20	52,25	54,86
TiO ₂	1,27	0,75	0,90	0,96	1,32	1,37	1,38	1,36	1,70	2,22	0,86	0,47
Al ₂ O ₃	14,02	16,12	14,14	12,22	13,52	13,23	15,29	16,04	16,15	18,92	17,62	16,64
Fe ₂ O ₃	9,39	5,38	7,22	6,69	7,12	7,64	3,57	3,30	2,73	3,83	2,21	2,83
FeO	3,62	2,75	3,61	4,21	5,49	3,90	7,28	5,76	8,61	5,60	3,75	2,70
MnO	0,18	0,16	0,20	0,15	0,19	0,16	0,18	0,12	0,18	0,16	0,14	0,14
MgO	5,44	3,76	7,65	8,71	5,03	5,84	11,78	8,96	5,44	3,05	3,25	2,68
CaO	11,66	8,00	12,33	13,19	11,27	10,37	9,82	12,33	11,16	7,86	9,12	3,86
Na ₂ O	3,25	3,46	4,32	3,61	4,30	3,99	2,79	2,91	3,60	4,45	4,41	5,24
K ₂ O	2,04	3,76	1,49	0,89	2,89	4,23	0,44	0,68	0,75	2,80	3,86	5,43
P ₂ O ₅	0,38	0,44	0,69	0,39	—	—	0,25	0,56	0,25	0,69	0,50	0,12
nnn	3,84	3,75	2,69	2,40	2,57	2,21	4,43	2,75	2,30	3,06	1,24	4,39
	99,17	99,53	99,77	99,71	99,45	99,52	99,50	99,99	99,42	99,84	99,21	99,39

2. Нормативные минеральные составы пород трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов Ходжавендского прогиба

Нормативные минералы	Анализы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ap	1,0	1,0	1,7	1,0	—	—	0,6	1,3	0,7	1,7	1,0	0,3
Il	2,4	1,4	1,7	1,8	2,4	2,6	2,6	0,6	3,2	4,3	1,7	0,9
Mt	8,3	7,2	9,7	9,7	10,4	9,0	5,1	4,8	3,9	5,6	3,2	4,2
Or	12,2	22,2	8,9	5,0	17,3	25,0	2,8	3,9	4,5	16,7	23,4	32,3
Ab	13,1	28,8	10,6	17,0	8,2	3,7	13,5	15,9	21,8	23,6	21,0	36,0
An	17,8	17,2	14,7	14,7	8,9	5,8	27,8	28,4	25,6	23,4	16,7	4,6
Nl	7,8	0,3	14,1	7,2	15,2	16,2	5,5	4,6	4,7	7,7	8,8	4,6
Wo	15,7	8,4	17,4	19,2	19,6	19,0	8,0	12,2	11,7	4,8	10,9	3,0
n	13,6	7,2	15,1	16,4	12,5	14,6	5,7	8,8	6,2	3,0	6,9	0,6
Fs	—	—	—	0,7	2,4	—	1,6	2,2	3,9	1,5	3,3	3,2
Fo	—	1,5	2,8	3,7	—	—	16,5	9,3	5,1	3,2	0,8	1,0
Fa	—	—	—	0,2	—	—	5,2	2,8	4,6	1,8	0,4	—
Hm	3,8	0,5	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—

удлиненно-призматические зерна. В большинстве случаев они по краям вростают, или в виде пойкилитовых включений приурочены к вкрапленникам клинопироксена, нередко формирующего гломеропорфировые скопления, состоящие из 4—5 зерен, и по составу соответствующие высококальциевому, магнезиальному авгиту или же диопсиду (табл. 2, анализы 1, 2, 3). Вкрапленники титаномagnetита ($Mt_{62}Usp_{18}Il_{16}Sp_4$) в виде квадратиков с клинопироксеном образуют взаимопрорастающие зерна. В гиалопилитовой интерсертальной и субдолеритовой основной массе кроме оливина участвуют плагиоклаз, клинопироксен, калиевый полевой шпат и редкие чешуйки биотита.

В петрохимическом отношении породы трахибазальт-трахидолеритового комплекса (см. табл. 1) соответствуют дифференциатам субщелочной серии, калий-натриевой щелочности K_2O/Na_2O 0,34—1,0. В составе пород комплекса окисное железо Fe (III) преобладает над закисным Fe (II), что является причиной наличия здесь нормативного гематита (см. табл. 2). Породы комплекса ненасыщены кремнеземом, поэтому для них характерны нормативный нефелин и оливин, а породы комплекса в классификационной диаграмме располагаются в поле субщелочной серии (рис. 1).

Породы тефрит-тешенитового комплекса в эффузивной пирокластической фации представлены пикротефритом, меланократовым, мезократовым и лейкократовым (анальцитом) тефритами. Субщелоч-

ные пикротефриты приурочены к нижней части лавового потока и изредка дайкового образования. На фоне черной окраски пикротефрита наблюдается достаточно крупное гломеропорфировое скопление клинопироксенов, состоящих из 3—4 зерен. Эти зерна характеризуются зональным строением. Цен-

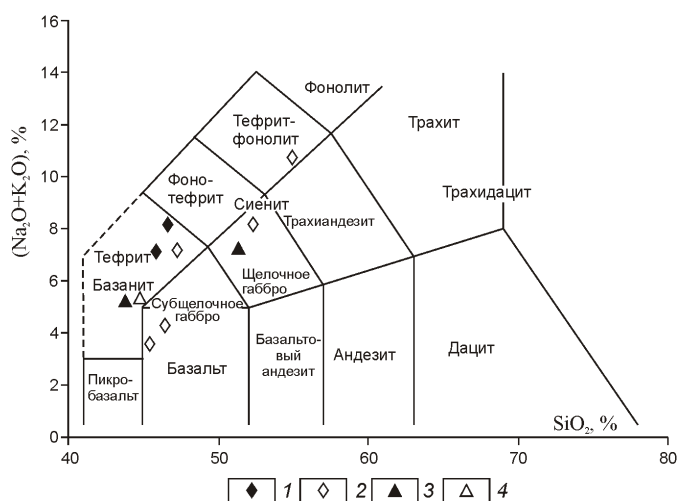


Рис. 1. Положение химических составов пород трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов Ходжавендского прогиба на классификационной диаграмме TAS [8]:

1 — тефриты, 2 — тешениты, 3 — трахибазальты, 4 — трахидолериты

тральные части этих зерен несколько обогащены кремнеземом, магнием и хромом и характеризуют раннюю генерацию клинопироксенов (рис. 2).

Вторая генерация клинопироксена заметно преобладает над крупными фенокристаллами и нередко является внешней каймой зональных кристаллов. Часто между зонами клинопироксенов наблюдается тонкая хлоритизированная кайма. В отличие от ранней генерации эти короткопризматические вкрапленники клинопироксена достаточно обогащены глиноземом, титаном и железом (табл. 3), соответственно менее обеднены кремнеземом и магнием.

В составе описываемых пород в виде вкрапленников отмечаются единичные удлиненно-призматические зерна баркевикит-керсутита и пластинки флогопита, которые как ранняя генерация клинопироксена заметно обогащены хромом и магнием. Однако, в отличие от ранней генерации клинопироксена, они более титанистые, хромистые и магниевые. В небольшом количестве хромит образует сравнительно мелкие вкрапленники и включения (0,2–0,02 мм), которые в большинстве случаев приурочены к клинопироксену и флогопиту. В полнокристаллической основной массе доминируют мелкие призматические зерна клинопироксена, промежутки которых заполнены оцеляровыми глазками анальцима. Помимо того, отмечаются редкие чешуйки биотита, точечные зерна хромистого магнетита, незаметно сменяющиеся в мощных лавовых потоках и лавобрекчиях меланократовыми, мезократовыми, лейкократавыми тефритами (анальцимитами) и представляющими собой взаимопереходящие породы. Вкрапленники меланократовых и мезократовых тефритов сложены сравнительно в меньшем количестве оливином (Fo_{25-33}), диопсид-салитом, салитом и незначительно хромистым и глиноземистым, умеренно титанистым магнетитом. Отмечаются единичные пластинки маг-

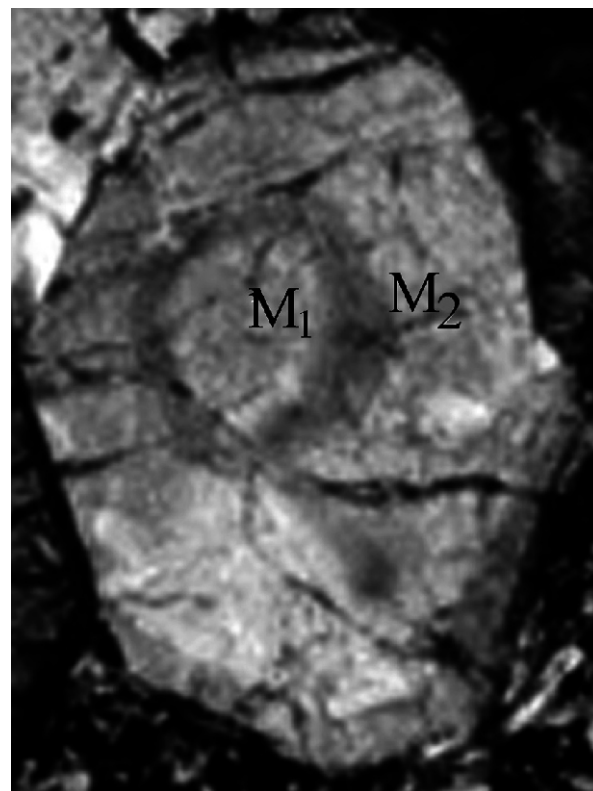


Рис. 2. Зональный фенокристалл клинопироксена:

M_1 — ядро, M_2 — периферия

незиального и титанистого биотита. Спорадически встречаются желтовато-бурые удлиненно-призматические зерна баркевикит-керсутита. В лейкократавых тефритах вкрапленники оливина и диопсида выпадают. Диопсид сменяется высокоглиноземистым салитом и в ряде случаев ферросалитом. В оцеляровой основной массе от меланотефрита к лейкотефриту глазки анальцима, которые содержат короткои-

3. Химические составы клинопироксенов трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенинового комплексов (в %)

Компоненты	1	2	3	M_1	M_2	4	5	6	7	8	9
SiO_2	51,42	49,23	50,69	51,60	51,70	51,87	47,27	48,39	50,16	49,46	46,75
TiO_2	0,46	1,05	0,44	0,37	0,45	0,22	1,04	1,02	0,63	0,70	1,42
Al_2O_3	3,19	4,10	3,20	2,67	2,67	2,31	5,41	5,59	3,42	4,83	7,40
Fe_2O_3	1,72	2,58	2,25	1,50	1,60	2,61	5,56	3,39	2,98	4,24	4,21
Cr_2O_3	0,16	—	0,25	1,20	1,16	0,89	0,23	0,42	0,92	—	0,23
FeO	4,06	6,32	4,68	3,69	4,20	1,97	4,20	3,08	3,91	5,98	5,24
MnO	0,15	0,21	0,16	0,11	0,10	—	0,16	0,12	0,21	0,14	0,24
MgO	14,42	13,20	14,56	15,44	16,40	16,54	12,75	13,24	15,21	12,56	11,56
CaO	23,62	22,34	22,86	22,60	22,20	24,28	22,80	24,0	22,10	21,36	22,33
Na_2O	0,38	0,38	0,38	0,32	0,16	0,08	0,32	0,27	0,32	0,85	0,56
	99,59	99,41	99,47	99,50	100,70	100,24	99,24	99,52	99,66	100,12	99,94

гольчатые включения калиевого полевого шпата, постепенно увеличиваются. Необходимо отметить, что изредка в лавобрекчиях тефритов обнаруживаются достаточно крупные мегакристаллы хромистого диопсида (0,5–2,0 см) и титанистого флогопита (0,3–2,5 см).

В отличие от эффузивно-пирокластической фации интрузивные породы в пределах рассматриваемого прогиба характеризуются меньшим площадным распространением. Они приурочены к вулканическим центрам, дайковым телам и пластовым интрузивам. По петрографическому составу наибольшее разнообразие тешенитов наблюдается в составе Тугского и других интрузивных образований.

Тугский интрузив в юго-восточном продолжении Ходжавендского прогиба локализован среди турон-сеноманских отложений, мощность которого (по простиранию в юго-западном направлении не более 50 м) составляет 20 м.

Макроскопические породы интрузива ближе к подошвенным частям имеют черную окраску и сложены пикротешенитами. По мере передвижения от подошвенной части интрузива к апикальной пикротешениты постепенно переходят к серовато-черным мелано- и мезократовым тешенитам. В центральной части интрузива они переходят к нормальному тешениту. К апикальным частям со светло-серой окраской приурочены лейкократовые тешениты и тешенит-сиениты. Нередко данный дифференцированный интрузив рассечен тонкими прожилками (4–7 см) светло-серых анальцимовых сиенитов.

Пикротешениты характеризуются порфировидной структурой и полнокристаллической основной массой. Вкрапленники сложены хризолитом, диопсидом, диопсид-салитом и единичным хромистым магнетитом. В основной массе преобладают тонкие и мелкие призмочки салита, в промежутках которых расположены удлиненно-призматические выделения баркевикит-керсутита и пластинки флогопита. Среди этих пород по количественному соотношению оливина и клинопироксена различаются оливиновые, оливин-клинопироксеновые и клинопироксеновые разновидности пикротешенитов. Последующие дифференциаты Тугского интрузива сложены мелано-, мезо- и лейкократовыми тешенитами. В составе этих пород содержание оливина, клинопироксена и титаномагнетита постепенно уменьшается, а основного плагиоклаза и ксеноморфного анальцима увеличивается. Помимо указанных минералов в небольшом количестве отмечаются пластинки биотита и удлиненные призмочки баркевикит-керсутита. Совместно с интерстиционным анальцимом в составе лейкократового тешенита участвуют прозрачные зерна калиевого полевого шпата.

В апикальной части интрузива породы имеют серую, светло-серую окраску и по петрографическому составу представлены тешенит-сиенитом, в котором почти в равном количестве присутствует калиевый

полевой шпат, анальцим и андезиновый плагиоклаз. Баркевикит-керсутит, биотит, ферросалитовый клинопироксен участвуют в подчиненном количестве.

В составе белесовато-серого анальцимового сиенита калиевый полевой шпат и анальцим составляют более 70% объема породы. Содержание андезинового плагиоклаза по сравнению с предыдущими петрографическими типами здесь заметно уменьшается. Мафические минералы, также как и в тешенит-сиените, сложены биотитом, баркевикит-керсутитом и ферросалитом.

Из приведенного описания видно, что рассмотренные петрографические типы пород Тугского интрузива, за исключением анальцимового сиенита, представляют собой взаимопереходящие породы. Причем, начиная от подошвенной части интрузива к апикальной, уменьшается меланократовость, и постепенно возрастает лейкократовость слагающих пород.

В петрохимическом отношении рассматриваемые породы интрузивной фации комплекса относятся к субщелочной и щелочной калий-натриевой серии (см. рис. 1). Они умеренно-глиноземистые и низкокремнеземистые (см. табл. 1).

По нормативному минеральному составу нефелин и оливин нормативные (см. табл. 2). По химическому, модальному и нормативному минеральному составу породы тешенит-тефритового комплекса близки между собой. Поэтому за исключением анальцимового сиенита между породами интрузивной фации переход постепенный. В поздних дифференциатах эффузивной и интрузивной фации на фоне снижения нормативного оливина постепенно возрастает содержание ортоклаза.

Во всех стадиях кристаллизации пород трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов в составе различных минеральных парагенезисов в различных количественных соотношениях участвует клинопироксен. При этом крупные призматические мегакристаллы клинопироксена (2 см) в ассоциации с флогопитом и хромшпинелем, обнаруженными в виде аккумулятивных включений в потоках и лавобрекчиях тефритов, характеризуют ранние стадии кристаллизации субщелочного пикритового расплава. В отличие от центральной зоны зональные зерна клинопироксенов, мегакристаллы сравнительно больше обогащены хромом, магнием и закисным железом (см. табл. 3).

Очевидно, мегакристаллы клинопироксенов кристаллизовались в сравнительно более восстановительных термобарических условиях. Центральные зоны зональных кристаллов гломеропорфировых скоплений клинопироксенов по сравнению с мегакристаллами менее хромистые и более железистые (см. табл. 3). В этих клинопироксенах содержание окисного железа заметно возрастает. Выявленные различия между мегакристаллами и центральной зоной клинопироксенов, по всей вероятности, обусловлены

4. Минеральные составы клинопироксенов трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов

Минералы	1	2	3	M ₁	M ₂	4	5	6	7	8	9
NaFe ³ SiO ₂ O ₆	2,7	2,7	2,7	2,3	1,1	0,6	2,2	2,0	2,3	6,1	4,0
CaTiAl ₂ O ₆	1,3	3,0	1,2	1,0	1,2	0,6	3,0	2,0	1,7	2,0	4,0
CaFe ³ ₂ SiO ₆	2,5	6,4	6,2	2,6*	3,8*	4,2	7,1	4,8	4,6*	2,7	4,2*
CaAl ₂ SiO ₆	4,4	3,1	2,7	1,0	1,2	4,4	13,0	10,3	5,7	8,6	12,3
Ca ₂ Si ₂ O ₆	42,7	38,8	40,5	40,8	38,7	43,0	33,3	39,5	37,8	36,1	34,5
Mg ₂ Si ₂ O ₆	39,8	36,9	40,4	42,6	44,7	44,6	34,9	36,8	42,0	34,7	32,3
Fe ₂ Si ₂ O ₆	6,6	9,4	6,3	6,3	5,8	2,6	6,5	4,6	5,7	9,7	8,6
CaSiO ₃	50,3	48,8	49,9	48,0	45,9	49,8	52,0	53,5	47,7	49,3	52,5
MgSiO ₃	42,7	40,1	43,3	45,7	47,1	46,5	40,5	41,0	45,7	40,0	37,5
FeSiO ₃	7,0	11,1	7,8	6,3	7,0	3,7	7,5	5,5	6,6	10,1	9,6
Mg	0,86	0,78	0,85	0,88	0,87	0,92	0,84	0,88	0,87	0,79	0,80

большим накоплением хрома и других сопутствующих элементов, как никель и кобальт в ранней стадии кристаллизации тефритового расплава. По мере уменьшения в расплаве концентрации закисного железа и хрома, соответственно, происходит обеднение клинопироксена этими элементами, а степень окисленности расплава возрастает, что способствует, с одной стороны, возрастанию содержания кальций-феррочермакитового (CaFe₂SiO₆) минерала (табл. 4), а с другой, ранней кристаллизации хромистого, умеренно-титанистого магнетита. При подъеме расплава на следующий промежуточный очаг продолжалась интенсивность окисления расплава. Более того, между зонами наблюдается хлоритизированная тонкая кайма. По-видимому, крупные мегакристаллы клинопироксена в ассоциации с хромистым и титанистым флогопитом и хромшпинелем кристаллизовались в более глубинном промежуточном очаге и в сравнительно восстановительных условиях. Вокруг центральной зоны вкрапленников клинопироксена продолжается с перерывами процесс кристаллизации мегакристаллов по пути передвижения субщелочного пикритового расплава к следующему промежуточному очагу. Здесь вкрапленники клинопироксена в ассоциации с титаномagnetитом, оливином, баркевикит-керсутитом и биотитом кристаллизовались в сравнительно окислительных и низкотермобарических условиях. В этой связи высокоглиноземистый и умеренно-титанистый магнетит кристаллизовался раньше, чем вкрапленники клинопироксена, благодаря которому крупные квадратики магнетита в виде включений приурочены к вкрапленникам клинопироксена, флогопита и хромдиопсида в менее глубинном промежуточном очаге. В окислительной обстановке при общей недосыщенности кремнеземом, за-

держивалась кристаллизация фенокристаллов карбасных силикатов, выделение порфировых вкрапленников клинопироксенов. Следовательно, вкрапленники и внешние каймы зональных зерен клинопироксенов достаточно обогащены кальций-феррочермакитовым и кальций-алюмочермакитовым минералами (см. табл. 4). В целом вкрапленники клинопироксена в соответствии с эволюцией состава субщелочного пикритового расплава, имевшей место в менее глубинных промежуточных очагах, эволюционировали свой состав от хромдиопсида, через диопсид и салит к ферросалиту.

Выявленные особенности различных генераций клинопироксенов трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов четко устанавливаются на диаграмме (рис. 3).

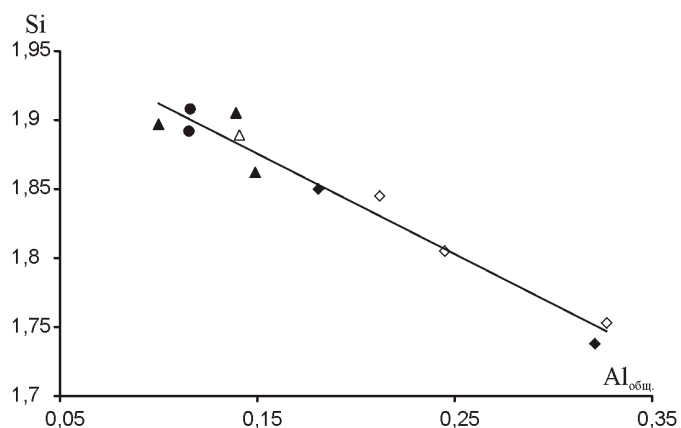


Рис. 3. Положение клинопироксенов на диаграмме:

черные кружки — мегакристаллы; см. услов. обозн. к рис. 1

Клинопироксены в породах интрузивной фации, сложенные пикротешенитом, мелано-, мезо- и лейкократовыми тешенитами в отношении к лабрадор-битовнитовым плагиоклазам образуют несколько ксеноморфных призматических зерен. Здесь также, как в эффузивах, клинопироксены в соответствии с эволюцией содержащих их пород эволюционируют свой состав от хромистого диопсида через салит до ферросилита. Выявленные особенности различных генераций клинопироксенов трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов четко устанавливаются с помощью диаграммы (табл. 5,

Кристаллические микровключения хризолита (Fo_{85}) и флогопита локализованы в центральной части вкрапленников клинопироксена второй генерации. Поскольку эти включения приурочены к центральной части вкрапленников клинопироксена то, по всей вероятности, и являются свидетелями несколько ранней кристаллизации хризолита и флогопита.

Кристаллические и расплавные микровключения обнаружены во вкрапленниках клинопироксена из трахибазальт-трахидолеритового комплекса (см. табл. 6). Кристаллические микровключения титаномagnetита и гиалосидеритового оливина (Fo_{72}) распо-

5. Кристаллохимические формулы клинопироксенов трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов

Компоненты	1	2	3	M_1	M_2	4	5	6	7	8	9
Si	1,905	1,850	1,889	1,908	1,892	1,897	1,738	1,805	1,862	1,845	1,753
Al ⁴	0,095	0,150	0,111	0,092	0,012	0,100	0,262	0,195	0,138	0,155	0,247
Al ⁶	0,044	0,031	0,030	0,024	—	—	0,059	0,050	0,011	0,057	0,080
Ti	0,013	0,030	0,012	0,010	0,115	0,006	0,030	0,029	0,017	0,020	0,040
Fe ³	0,048	0,073	0,063	0,041	0,044	0,071	0,154	0,095	0,083	0,119	0,119
Cr	0,004	—	0,007	0,035	0,033	0,026	0,007	0,012	0,027	—	0,007
Fe ²	0,126	0,198	0,141	0,114	0,128	0,045	0,129	0,096	0,115	0,186	0,164
Mn	0,005	0,007	0,005	0,003	0,005	—	0,005	0,004	0,006	0,004	0,008
Mg	0,796	0,739	0,808	0,851	0,894	0,899	0,698	0,735	0,841	0,698	0,646
Ca	0,937	0,899	0,912	0,895	0,870	0,951	0,898	0,959	0,878	0,854	0,897
Na	0,027	0,027	0,027	0,023	—	0,006	0,022	0,02	0,023	0,061	0,040
	4,000	4,004	4,005	3,996	3,993	4,001	4,002	4,000	4,001	3,999	4,001

см. рис. 3). Эволюция исходных расплавов трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов обусловлена кристаллизационной дифференциацией и гравитационной отсадкой таких фермических минералов, как оливин, клинопироксен, флогопит, хромшпинель и др. С целью уточнения роли кристаллизационной дифференциации в процессе эволюции исходных расплавов рассматриваемых комплексов с помощью рентгеноспектрального анализа изучены расплавные и кристаллические микровключения, приуроченные к вкрапленникам оливина, клинопироксена и плагиоклаза (табл. 6).

Расплавные микровключения, находящиеся в краевой части хризолитового оливина (Fo_{82}) из меланократового тефрита (см. табл. 6), показывают, что на стадии завершения кристаллизации и осаждения оливина остаточный расплав обогащался кремнеземом, глиноземом и щелочными компонентами. При этом составы расплавных включений, соответствующие щелочному трахибазальту, характеризуют эволюцию расплава в период завершения кристаллизации вкрапленников оливина.

ложены ближе к центральной части вкрапленника клинопироксена.

Очевидно, минерал-хозяин и кристаллиты кристаллизовались совместно. Расплавные включения, расположенные ближе к периферии клинопироксена и плагиоклаза, по составу приближаются к щелочному трахиту. Вкрапленники лабрадорного плагиоклаза содержат ортоклазовое микровключение (см. табл. 6).

По-видимому, если процесс кристаллизации субщелочного оливин-базальтового расплава происходил бы сравнительно медленно, то тогда среди породных ассоциаций в качестве конечного дифференциата появился бы щелочной трахит.

Таким образом, установлено, что клинопироксены, участвующие в составе аккумулятивных включений и порфировых поколений породообразующих интрузивных и субвулканических образований, различаются между собой. Так, мегакристаллы клинопироксенов совместно с титанистым флогопитом и хромшпинелем характеризуют состав и условия кристаллизации субщелочного пикритового расплава в более глубинном промежуточном очаге. При этом темпера-

6. Химические составы пород, минералов, расплавных и кристаллических микровключений

Окси- ды	Оливиновый тефрит						Трахибазальт									
	Со- дер- жание	Оливин		Клинопироксен			Со- дер- жание	Оливин		Клинопироксен				Плаггиоклаз		
		Ol	P	Срх	Ol	Ph		Ol	P	Срх (К)	Ol (К)	TiMt (К)	К	Pl	К	Or (К)
SiO ₂	45,82	38,63	52,12	48,57	39,10	38,23	49,74	38,46	54,20	52,64	38,25	0,23	62,40	54,48	64,46	65,21
TiO ₂	1,05	—	0,21	0,64	—	3,25	0,66	—	0,74	0,16	—	9,25	0,36	—	—	—
Al ₂ O ₃	15,0	—	16,21	4,35	—	16,32	13,50	—	15,76	1,78	—	4,23	17,60	29,46	18,56	18,32
FeO*	11,45	16,63	8,26	7,18	14,63	8,21	7,69	22,98	6,25	3,51	25,12	81,40	0,36	1,12	0,21	0,35
MnO	0,19	0,33	0,09	0,15	0,21	0,34	0,20	—	0,16	—	0,23	1,26	—	—	—	—
MgO	6,04	43,16	8,36	13,59	0,11	22,16	6,70	38,55	7,46	17,26	36,20	1,23	0,02	—	—	—
CaO	11,66	0,42	7,63	23,76	—	0,14	10,80	—	6,38	24,02	0,16	0,12	0,04	10,47	1,16	0,25
Na ₂ O	3,43	—	3,36	0,31	—	0,26	2,10	—	3,48	0,43	—	—	5,82	4,15	3,16	3,12
K ₂ O	1,35	—	3,25	—	—	9,18	3,20	—	4,12	—	—	—	12,5	0,65	11,23	12,46
P ₂ O ₅	0,64	—	0,16	—	—	0,12	—	—	—	—	—	—	0,69	—	—	—
ППП	2,40	—	—	—	—	—	4,36	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	99,03	99,17	99,65	98,55	99,33	98,21	98,95	99,99	98,55	99,80	99,96	97,72	99,79	100,63	98,78	99,71

Примечание. Ol — оливин, Срх — клинопироксен, Pl — плаггиоклаз, TiMt — титаномагнетит, Or — ортоклаз, К — кристаллическое микровключение, Р — расплавное микровключение.

тура гомогенизации единичных включений 920—1060 С, а литостатическое давление, рассчитанное по пироксеновому барометру Нимиса [9] соответствует 600 МПа. Гомогенизация микровключений порфириковых вкрапленников клинопироксена происходила при 1175—1230 С, а литостатическое давление составляло 300—400 МПа.

Температура гомогенизации микровключений, приуроченных к вкрапленникам клинопироксена и плаггиоклаза из трахибазальт-трахидолеритового комплекса, соответствует 1200—1280 С. Здесь литостатическое давление не превышает 200—300 МПа.

В интрузивной камере температура кристаллизации тешенитов 820—960 С, а по магнетит-ильменитовому геотермометру соответствует 860 С, f_{O_2} 10^{-6} МПа [7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеев А.Г., Остроумова А.С. и др. Эпилейцитовые тефриты верхнемелового вулканического комплекса Мартунинского синклиория (Южный Карабах) // Бюлл. геол. об-ва. 1989. Т. 64. Вып. 3. С. 86—96.
2. Ахундов Ф.А. Позднемеловые вулканические формации Малого Кавказа. — Баку: Изд-во Бакинского университета, 2003.
3. Мамедов М.Н. Петрология и геохимия позднемеловых и эоценовых магматических формаций Малого Кавказа и Талыша. Nafta-press. — Баку, 1999.
4. Мамедов М.Н. Петролого-геохимические особенности формирования трахибазальтовой формации Ходжавендского прогиба // Тр. Института геологии АН Азербайджана. 2000. № 28. С. 86—99.
5. Остроумова А.С., Румянцев Н.А. Щелочные вулканические формации складчатых областей. — Л.: Недра, 1967.
6. Соловкин А.Н. Анальцимовые породы на Малом Кавказе // Докл. АН СССР. 1945. 49. № 50. С. 51—52.
7. Buddington A.F. and Lindsley D.H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents // Journal of Petrology. 1964. № 5. Pp. 310—357.
8. Le Bas M.J. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage // Amer.J.Sci. 1962. Vol. 260. Pp. 267—288.
9. Nimis P., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. // Contrib.Mineral. Petrol. 1998. Vol. 133. № 1—2. Pp. 122—135.

Глинистые минералы дисперсных грунтов Монголо-Сибирского региона (методы и прогнозы)

Т.Г.РЯЩЕНКО, Н.Н.УХОВА, А.А.ЩЕТНИКОВ (Институт земной коры СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.128), Ю.В.РЫЖОВ (Институт географии им.В.Б.Сочавы СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Улан-Баторская, д.1)

Рассмотрены этапы изучения глинистых минералов дисперсных (лессовых и глинистых) грунтов Монголо-Сибирского региона в процессе инженерно-геологических исследований. Представлена современная методическая схема определения их состава и количественного содержания для фракции 0,001 мм, которая реализована на примере новых объектов — геолого-литологических разрезов в Приангарье, а также коллекционных образцов из Монголии, Северо-Западного Китая и Франции. Выполнены прямые и прогнозные определения минеральных ассоциаций глинистой фракции. Глинистые минералы используются в качестве корреляционно-генетического критерия при расчленении разрезов и предполагаемого сценария их формирования, а также для сравнительного анализа лёссов (Китай, Франция) и лёссовидных образований региона.

Ключевые слова: глинистые минералы, лессовые и глинистые грунты, лёсс, лёссовидные супеси и суглинки, геолого-литологический разрез, этапы, методы, прогнозы, геолого-генетический комплекс, корреляционно-генетический критерий.

Рященко Тамара Гурьевна, ryashenk@crust.irk. Ru
Ухова Наталия Николаевна, nat_ukhova@crust.irk. Ru
Щетников Александр Александрович
Рыжов Юрий Викторович

Clay minerals of dispersed soils of Mongolian-Siberian region (methods and predictions)

T.G.RYASCHENKO, N.N.UHOVA, A.A.SCHETNIKOV, Yu.V.RYZHOV

The paper considers the stages of study of clay minerals of dispersed (loess and clay) soils from the Mongolian-Siberian region in the process of engineering and geological investigations. The current methodical scheme is presented to determine their composition and quantitative content for the fraction 0,001 mm, which was implemented with new objects such as dispersed soils from geological and lithological sections in the Angara region, as well collection samples of loesses from Mongolia, Northwest China and France. The direct and predicted determinations of the mineral associations of the clay fraction were carried out. Clay minerals are used as correlation and genetic criterion when dissecting the sections and expecting the scenario of their formation, as well for the comparative analysis of loesses (China, France) and loess-like formations in the region.

Key words: clay minerals, loess and clay soils, loess, loess-like sandy loam and loam, geological and lithological section, the steps, methods, forecasts, geological and genetic complex, correlation and genetic criteria.

При определении минерального состава дисперсных (лессовых и глинистых) грунтов в процессе их инженерно-геологической оценки особое место занимают исследования фракции 0,001 мм. Минералогия этой тонкодисперсной части породы специфична — традиционно компоненты, входящие в ее состав, называют «глинистыми минералами» [1, 2, 5, 7, 17, 19]. Выделяются каолиновая, смектитовая, гидрослюдистая, хлоритовая и вермикулитовая группы, которые различаются по своим свойствам. Каолинит характеризуется минимальным проявлением набухания, гидрофильности, обменной способности и пластичности, смектит и вермикулит — максимальным, гидрослюды и хлорит занимают промежуточное положение. В зависимости от количественного соотношения этих минералов в составе фракции будут изменяться показатели набухания, гидрофильности, обменной способности и пластичности грунтов, а

также их прочности и деформируемости, поскольку глинистые минералы участвуют в формировании структурных связей. Следовательно, вполне логичен вывод о необходимости определения количественного содержания компонентов фракции, которые играют прогнозную роль при инженерно-геологической оценке глинистых и лессовых грунтов.

В Монголо-Сибирском регионе (юг Восточной Сибири и Западная Монголия) история изучения глинистых минералов дисперсных грунтов включает несколько этапов, которым соответствуют определенные комплексы методов — от традиционного оптического (просмотр петрографических шлифов), электронно-микроскопического, методов «капли» и ориентированных агрегатов до фазового рентгеноструктурного анализа с последующей расшифровкой дифрактограмм с помощью компьютерных технологий и разработки нового программного комплекса «Decompose» и 1 и 2-го

экспресс-методов [4, 10, 11, 12, 13, 15] (рис. 1). Первые шаги были сделаны в начале 60-х годов прошлого века при развитии литогенетического направления в инженерно-геологических исследованиях, при этом пионерным объектом явились лёссовые отложения Верхнего Приангарья [3].



Рис. 1. Этапы и методы изучения глинистых минералов при инженерно-геологической оценке лёссовых и глинистых грунтов Монголо-Сибирского региона

Методы определения состава и содержания глинистых минералов. В настоящее время предложена и реализована методическая схема для определения состава и содержания глинистых минералов в дисперсных грунтах региона: выполняется фазовый рентгеноструктурный анализ фракции 0,001 мм (РСА), производится расчет количества глинистых минералов по программному комплексу «Decompose», выполняется прогноз минеральной ассоциации фракции с помощью экспресс-методов 1, 2; для определения реального содержания анализируемой фракции (сумма свободных и мобилизованных в агрегаты частиц) и ее коэффициента свободы используется метод «Микроструктура» [13] (рис. 2).

Рентгеноструктурный анализ фракции (РСА) выполнялся сотрудниками Аналитического центра Т.С.Филевой и М.Н.Рубцовой; съемка проводилась на аппарате ДРОН-3, излучение — Cu K , фильтр — Ni ; V 25 кВ, I 20 мА при следующих способах подготовки образца: ориентированный воздушно-сухой, прокаленный в течение трех часов при 550 С, насыщенный этиленгликолем. Составлялись дифрактограммы и проводилась их расшифровка.

Программный комплекс «Decompose» был разработан в процессе инженерно-геологических исследований дисперсных грунтов для количественной оценки содержания глинистых минералов в составе фракции 0,001 мм [12, 15, 18]. Он основан на процедуре решения задачи модифицированным симплекс-мето-

дом и позволяет проводить многократные расчеты по результатам химических анализов фракций при сохранении данных матрицы составов эталонных минералов; программа оптимальных расчетов по чебышевскому критерию максимальной ошибки составлена О.А.Халиулиной по алгоритму И.К.Карпова [18]. Перевод программного комплекса на персональный компьютер и доведение его до рабочего состояния выполнены сотрудником Института вулканологии СО РАН Л.А.Козьминым.

На этапе I исследований с помощью РСА выявляются группы образцов с определенным набором глинистых минералов. Одновременно в исследуемом материале выделяют фракцию 0,001 мм и методом силикатного анализа определяют в ней содержание SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO ($\text{Fe}_{\text{общ}}$), MgO , CaO , Na_2O , K_2O , ппп (при пересчете на абсолютно сухую навеску). Программный комплекс позволяет рассчитать содержание различных по химическому составу модификаций (разновидностей) глинистых минералов: среди смектитов их выделяется восемь (C_{1-8}), гидрослюда — пять (Гс_{1-5}), хлорита — четыре (X_{1-4}).

Решение дает содержание минералов (в долях единицы) в том порядке, в котором расположены данные химического состава эталонных минералов. Например, имеем следующий порядок: каолинит (К), смектиты (C_{1-8}), гидрослюда (Гс_{1-5}), хлориты (X_{1-5}). При записи результатов содержание минералов переводим в проценты и получаем минеральный состав глинистой (0,001 мм) фракции:

Обр.1 — $\text{K}_{37,1}$; $\text{C}_5_{21,3}$; $\text{C}_8_{21,1}$; $\text{Гс}_{3,7,7}$; X_{10} . 97,2%.

Затем располагаем минералы по степени уменьшения их содержания (проценты приводим в целых числах) и записываем «формулу» минерального состава фракции:

Обр.1 — $\text{C}_{43}[\text{C}_5_{22} \text{C}_8_{21}]$; K_{37} ; X_{10} ; Гс_3 . 98%.

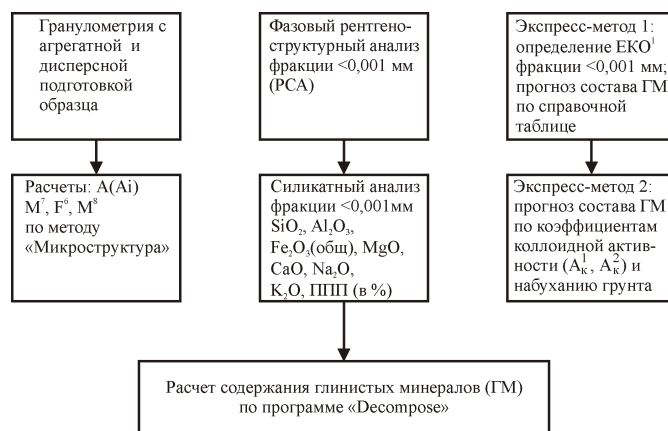


Рис. 2. Методическая схема изучения глинистых минералов лёссовых и глинистых грунтов в Монголо-Сибирском регионе

Для исследованного образца отмечается каолинит-сметитовая минеральная ассоциация с примесью хлорита (10%) и гидрослюда (8%); смектит представлен двумя разновидностями — с повышенным содержанием $\text{SiO}_2(\text{C}_5)$ и $\text{Fe}_{\text{общ}}(\text{C}_8)$; хлорит относится к разновидности, обогащенной $\text{MgO}(\text{X}_1)$, гидрослюда — $\text{Fe}_{\text{общ}}(\text{Г}_3)$.

На основании расчетов содержания глинистых минералов для 150 фракций дисперсных грунтов Монголо-Сибирского региона получены некоторые методические дополнения относительно применения «Decompose», которые касаются выбора эталонных минералов и, соответственно, их химических составов. Возможны следующие ситуации:

1. Наиболее благоприятные условия расчета: имеются данные РСА и поэтому нет вопросов по поводу присутствия того или иного минерала. В данном случае эталонные составы должны соответствовать зафиксированным минералам и расчеты выполняются достаточно корректно.

2. Менее благоприятные условия: РСА обнаруживает только следы какого-нибудь минерала или ставит под сомнение его присутствие. В этом случае расчеты приходится производить дважды — сначала без учета «проблемного» компонента, потом с введением его эталонных химических составов; далее сравниваем полученные результаты и выбираем наиболее реальный. При этом учитываем общую сумму минералов фракции и содержание «проблемного» компонента. Например, если рентгеноструктурный анализ зафиксировал только следы смектита, а при расчетах с введением этого минерала в группу эталонных получаем его содержание в пределах 25—35%, то, естественно, следует использовать результаты без учета этого компонента.

Экспресс-метод 1 основан на использовании ёмкости катионного обмена фракции 0,001 мм (ЕКО^1 , мг-экв на 100 г вещества), которая определялась с применением красителя метиленового голубого [8, 12, 13, 14].

Исследовано более 600 глинистых фракций образцов различных типов грунтов юга Восточной Сибири и Монголии, для которых измерялась ЕКО^1 и одновременно проводился РСА. В итоге составлены справочные таблицы и выделены эталонные группировки образцов, с помощью которых по величине ЕКО^1 можно оценить состав минералов фракции. Первая эталонная группировка образцов представляет собой глины мелового (г. Сайншанд, Монголия) и юрского (район г. Иркутск) возраста, глинистая фракция которых содержала до 70—90% смектита; ЕКО^1 составила 80—100 мг-экв на 100 г вещества. Вторая группировка включала фракции супесчано-суглинистого заполнителя крупнообломочных отложений четвертичного возраста из района пос. Билибино на северо-востоке Сибири, которые содержали только

гидрослюда и хлорит; их ЕКО^1 находилась в пределах 6—19 мг-экв на 100 г вещества.

Экспресс-метод 2 предполагает использование значений коэффициента коллоидной активности:

$$A_k I_p / M_c,$$

где I_p — число пластичности; M_c — содержание фракции 0,002 мм, по величине которого можно прогнозировать минеральную ассоциацию фракции [6, 9]. Однако дело осложняется тем, что если число пластичности представляет собой однозначное экспериментальное значение, то содержание фракции оказывается различным — стандартным (M^9) и реальным (M^8), поэтому можно рассчитать и два значения коэффициента.

Для реализации такого прогнозного экспресс-метода 2 выполняем следующие операции: 1) определяем число пластичности; 2) проводим гранулометрический анализ образца с тремя способами подготовки, получаем стандартное (M^9) и реальное (M^8) содержание фракции 0,002 мм; 3) рассчитываем коэффициент глинистости ($K_{\text{гл}} M^8 / M^9$); 4) считаем «стандартное» (A_k^1) и «реальное» (A_k^2) значения коэффициента коллоидной активности; 5) полученные результаты рассматриваем в соответствии с предложенными вариантами [12, с. 177]. Первый вариант (I) — состав фракции полиминерален, заметно присутствие смектита (до 40—50%); второй (II) — преобладают каолинит и гидрослюда, возможна примесь хлорита; третий (III) — преобладает смектит; четвертый (IV) — каолинит, гидрослюда, возможна небольшая примесь смектита, характерен для связных (облессованных) песков.

В качестве «помощника» при расчетах и прогнозировании состава глинистых минералов используется величина относительного набухания грунта (α_{sw} , %): если это показатель 4—5%, следует ожидать присутствия смектита или разбухающей гидрослюда в тонкоглинистой (0,001 мм) фракции и наоборот.

Результаты и их обсуждение. На примере новых объектов рассмотрим результаты методических приемов определения состава и содержания глинистых минералов, корреляционно-генетическую роль этих минералов при выделении различных элементов геолого-литологического разреза и предполагаемом сценарии их формирования.

Разрез Игетейский-лог 1 расположен по левобережью Осинского залива Братского водохранилища в районе распространения красноцветной терригенной формации среднего—верхнего кембрия (породы верхоленской свиты v_l), мощность 10,5 м. Разрез содержит две погребенные почвы и состоит из трех частей: верхняя (0—5,4 м) — пески сыпучие, средне-мелкозернистые, с глинистыми прослоями; средняя (5,4—8,6 м) — казанцевская погребенная почва (ппг 2 — 5,4—6,2 м), суглинки влажные, коричневатосерые, тяжелые, вязкие, агрегированные (6,2—8,6 м);

нижняя (8,6—10,5 м) — погребенная почва (ппг 1 — 8,6—9,1 м), суглинки палево-розовые, пылеватые (9,1—10,5 м) (рис. 3).

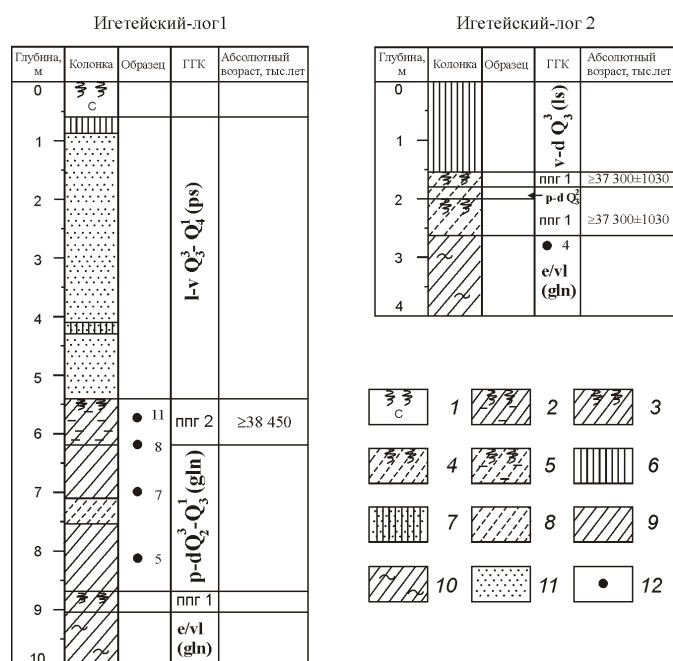


Рис. 3. Геолого-литологические колонки разрезов Игетейский-лог 1, 2:

почвы: 1 — современная и погребенные; 2 — казанцевская, 3 — суглинистая; супесчаные; 4 — верхне- и 5 — нижне-осинские; литологические разновидности грунтов: 6 — лёссовидные супеси, суглинки, 7 — связные (облессованные) пески, 8 — супесь, 9 — суглинки, 10 — суглинки розоватые, 11 — песок; 12 — места отбора образцов; ГГК — геолого-генетический комплекс; ппг — погребенный почвенный горизонт; ps, ls, gln — песчаные, лёссовые, глинистые грунты

В глинистых отложениях, в т.ч. и погребенных почвах, отмечается макропористая структура, формирование которой связано с криогенными процессами (макропоры — многочисленные точечные углубления, редко — каверны неправильной формы). Для казанцевской почвы (кровля ее верхней части, обр.ЛУ-6570) в лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета радиоуглеродным методом определен абсолютный возраст: 38 450 лет назад.

Верхнюю часть разреза, представленную песками (их называют муруктинскими), можно отнести к озерно-эоловому геолого-генетическому комплексу, формирование которого произошло в период, соответствующий позднему этапу верхнего звена плейстоцена и раннему голоцену ($l-vQ_3^3-Q_4^1$), среднюю — к древнему пролювиально-делювиальному комплексу ($p-dQ_2^3-Q_3^1$), на котором формировалась казанцевская почва (ранний этап верхнего звена плейстоцена

Q_3^1). Нижняя погребенная почва (ппг 1), субстратом которой была дисперсная зона элювия пород краснойцветной терригенной формации (e/vl), является еще более древним образованием и может быть отнесена к среднему этапу среднего звена плейстоцена (Q_2^2).

Таким образом, разрез Игетейский-лог 1 является полигенетичным и, согласно представлениям Я.Е.Шаевича [20], здесь можно выделить несколько циклитов, объединяющих почвенный горизонт и субстрат, на котором этот горизонт образуется. Фиксируем следующие циклиты (снизу вверх — по времени их образования): 1) дисперсная зона элювия (суглинки палево-розовые) ппг 1 (Q_2^2); 2) древний пролювиально-делювиальный комплекс (суглинки коричневатые-серые) ппг 2 ($Q_2^3-Q_3^1$); 3) пески современная почва ($l-vQ_3^3-Q_4^1$).

Попробуем представить сценарий формирования исследованного разреза четвертичных отложений. Эрозионный врез произошел, по-видимому, до накопления глинистой пролювиально-делювиальной толщи, т.е. в период, соответствующий среднему звену плейстоцена (Q_2) и, вероятно, в эпоху потепления, поскольку самая древняя почва (ппг 1) возникла на суглинистом элювии (дисперсная зона выветривания пород верхоленской свиты).

Активизировались процессы аккумуляции в эпоху похолодания, когда врез заполнялся делювием (происходил плоскостной и солифлюкционный снос глинистого материала) и пролювием (периодически поступали порции глинистого и песчаного материала). Перерыв в осадконакоплении наступил в начале верхнего звена плейстоцена (Q_3^1), в эпоху следующего потепления, когда стала формироваться казанцевская почва, субстратом которой оказались глинистые пролювиально-делювиальные отложения.

При наступлении следующего похолодания продуктами аккумуляции стали преимущественно песчаные толщи с прослоями глинистого материала (при их накоплении принимали участие эоловые процессы, часть материала могла иметь озерное происхождение $l-vQ_2^2-Q_4$). Возможно, одновременно с аккумуляцией песчаного материала происходило промерзание ранее образовавшихся глинистых пролювиально-делювиальных отложений и дисперсного элювия верхоленской свиты, в т.ч. и сформированных на них погребенных почвенных горизонтов (ппг 1; ппг 2 — казанцевская почва). Однако многолетняя мерзлота в период следующего (каргинского) потепления могла частично деградировать, а затем снова появиться (сартанское похолодание), чтобы окончательно исчезнуть в голоцене, оставив следы в виде криогенных деформаций и макропористой структуры в глинистых отложениях и сформированных на них почвах.

Рассмотрим распределение глинистых минералов по разрезу (исследовано пять образцов) в соответ-

ствии с его элементами — циклитами и предполагаемыми условиями их формирования.

Проанализируем результаты расчетов по программе «Decompose» (использовались данные PCA, т.е. имели благоприятную ситуацию) с учетом прогнозных вариантов — экспресс-методы 1 и 2; «помощник»_{sw} (табл. 1).

в соответствии с выделенными циклитами, начиная с казанцевской погребенной почвы (рис. 4, а). График свидетельствует о стабильном распределении хлорита и взаимозаменяемости гидрослюды и каолинита.

Иная картина наблюдается по содержанию разновидностей гидрослюды — ведущего компонента глинистой фракции (см. рис. 4, б). В погребенной почве

1. Результаты расчетов содержаний глинистых минералов и данные PCA фракции 0,001 мм по разрезам

Образец—глубина (в м); ГГК	Глинистые минералы, %		ВП	ЕКО ¹	sw
<i>Разрез Игетейский-лог 1</i>					
11—5,7; ппг 2	Гс ₄ 40 X38 [X ₄ 34 X ₂ 4] K22 (10)* PCA: Гс, С, X, К	100	—	63	—
8—6,2; ппг 2	Гс ₆ 68 [Гс ₄ 42 Гс ₃ 14 Гс ₁ 12] X ₄ 32 (10)* PCA: Гс, X, С, К	100	II	52	1,3
7—6,9; pdQ—gln	Гс ₄ 35 K34 X30 [X ₄ 16 X ₂ 14] (10)* PCA: Гс, X, С, К	99	II	41	5,0
5—8,1; pdQ—gln	Гс ₃ 62 X31 [X ₃ 28 X ₄ 2 X ₂ 1] K7 (10)* PCA: Гс, X, С, К	100	II	73	3,5
4—2,8; e/vl	Гс ₆ 67 [Гс ₄ 41Гс ₁ 26]X33 [X ₄ 19 X ₂ 14] (10)* PCA: X, Гс, С; К?	100	II	52	0,2
<i>Разрез Усть-Одинский</i>					
10—2,0; v-dQ ₃ —ls	X55 [X ₄ 23 X ₁ 21 X ₂ 11] Гс ₂ 44 (9)* PCA: Гс, X; сл. С (?), сл.К (?), Гс-Х (?)	99	II	68	2,8
10—5,0; ппг	X65 [X ₄ 38 X ₁ 24 X ₃ 3] Гс ₂ 34 (9)* PCA: Гс, X, С, К; Гс-Х, Гс-С (?)	99	I	73	5,3
10—7,0; aQ ₃ —gln	X62 [X ₄ 33 X ₁ 25 X ₂ 4] Гс ₂ 37 (9)*	99	II	37	0,7
10—9,5; aQ ₃ —gln	K51 C32 [C ₈ 26 C ₃ 6] X14 [X ₁ 12 X ₂ 2] (18)* PCA: Гс, X, С, К; сл. Гс-С, X-С, Гс-Х (?)	97	I	84	6,5
10—13,5; aQ ₃ —gln	PCA: Гс, X, С, К; сл. (?) Гс-С, Гс-Х, К-С	—	II	26	0,0
10—17,5; aQ ₃ —gln	PCA: Гс, X; сл. С, К; сл. (?) Гс-С, Гс-Х, Гс-В	—	I	—	8,2

Примечание. 1. Глинистые минералы: Гс — гидрослюда и ее разновидности (Гс₁ — с повышенным содержанием К₂O, Гс₂ — Na₂O, Гс₃ — Fe₂O₃, Гс₄ — MgO, Гс₅ — K₂O MgO); К — каолинит; В — вермикулит; X — хлорит и его разновидности (X₁ — с повышенным содержанием MgO, X₂ — Fe₂O₃, X₃ — Al₂O₃ MgO, X₄ — Al₂O₃ Fe₂O₃); — сумма минералов (в %); ЕКО¹ — ёмкость катионного обмена фракции 0,001 мм (мг-экв на 100 г вещества); ВП — вариант прогноза (экспресс-метод 2); 4—2,8 — образец из разреза Игетейский-лог 2; *(скобки) — число эталонных разновидностей глинистых минералов, участвующих в расчете. 2. С — смектит и его разновидности (С₃ — с повышенным содержанием CaO, С₈—Fe₂O₃); Гс-Х, Гс-С, X-С, К-С, Гс-В — смешанослойные минералы, сл. — следы минерала (данные PCA).

Расчеты велись без смектита (общее число эталонных разновидностей 10), сумма минералов составила 99—100%; в противоположном случае резко повышалось содержание этого минерала, а сумма выходила за пределы «дозволенного». По всей вероятности, присутствие смектита, отмеченное PCA, было очень незначительным, что подтверждается слабым набуханием грунта 0,2—5,0%. Ёмкость катионного обмена фракции изменяется от 41 до 73 мг-экв, что, возможно, связано с различными разновидностями гидрослюды. Прогноз по коэффициентам коллоидной активности (экспресс-метод 2) дает полное совпадение с результатами расчетов: второй вариант (II) предполагает каолинит-гидрослюдистую ассоциацию с возможным присутствием хлорита.

По данным табл. 1 составлен график изменения содержаний гидрослюды, каолинита и хлорита по разрезу,

(ппг 2), верхней части ее субстрата и элювии главенствует Гс₄ (обогащена магнием); Гс₁ (повышенное содержание калия) отмечается только в элювии; Гс₃ (повышенное содержание железа) в максимальном количестве установлена в нижней части древнего пролювиально-делювиального комплекса. Таким образом, элювиальный комплекс верхоленской свиты содержит Гс₄, Гс₁, пролювиально-делювиальный — только Гс₃ (низы слоя), погребенная почва — Гс₄. Следовательно, разновидности гидрослюды можно считать маркерами выделенных циклитов.

Еще более интересную картину можно установить по распределению разновидностей хлорита — почти горизонтальная линия (см. рис. 4, а) превращается в три пилообразных графика (см. рис. 4, в). В элювии присутствуют X₂ (обогащен железом), X₄ (много алюминия и железа), в пролювиально-делювиальном

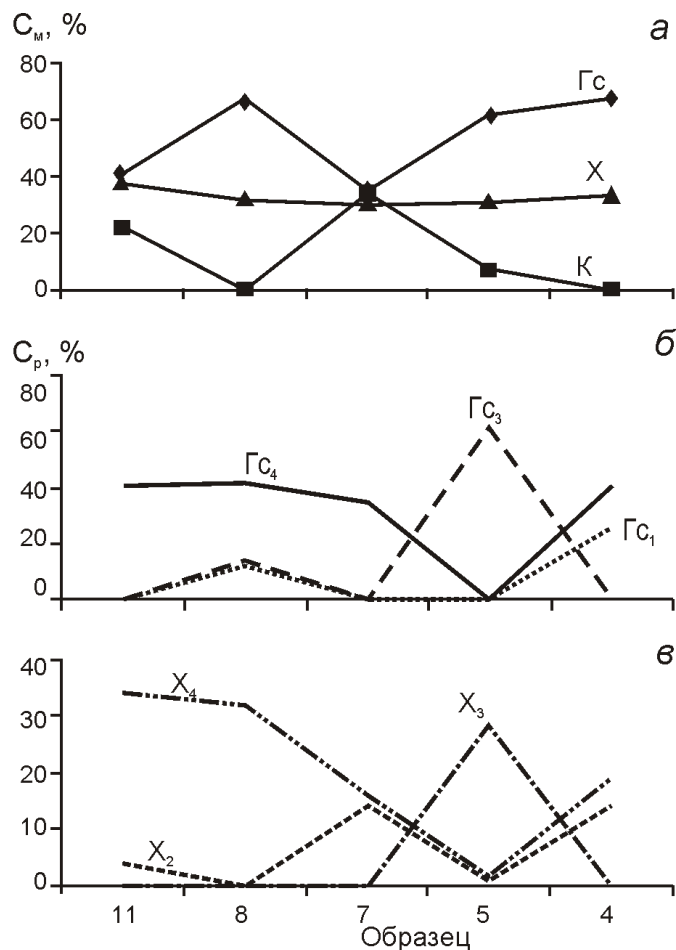


Рис. 4. Распределение глинистых минералов и их разновидностей в отложениях разрезов Игетейский-лог 1 (образцы 11, 8 — ппг 2; образцы 7, 5 — р-д Q) и Игетейский-лог 2 (обр.4 — е/vl):

содержания: а — гидрослюда (Гс), каолинита (К), хлорита (Х); б — разновидностей гидрослюда (Гс₄, Гс₃, Гс₁); в — разновидностей хлорита (Х₂, Х₃, Х₄); содержания: С_м — глинистых минералов и С_р — разновидностей

комплексе (нижний слой) — «пик» Х₃ (много алюминия и магния), в погребенной (казанцевской) почве — преобладает Х₄, содержание этой разновидности снижается в верхнем слое субстрата почвы, а потом и вовсе исчезает.

Если вернуться к уже рассмотренному сценарию формирования толщи, то можно предположить, что гидрослюда, каолинит и хлорит являются унаследованными минералами продуктов разрушения пород красноцветной терригенной формации (сметтит здесь отсутствует). Однако различия в содержании разновидностей хлорита и гидрослюдов — признак генетической принадлежности отложений и климатических условий их формирования. Например, в древней казанцевской почве (эпоха потепления и увлажнения) преобладают гидрослюды, обогащенные магнием (Гс₄), и хлориты, обогащенные алюминием и железом (Х₄), ее субстрат — нижние слои (эпоха по-

холодания и усиления аридности) содержит максимум Гс₃ (обогащена калием и магнием) и Х₃ (обогащен алюминием и магнием).

Разрез Усть-Одинский. Расположен на правобережье р.Китой в 10 км от г.Ангарск (уступ 20-метровой террасы) в области распространения пород угленосной юрской формации; мощность 20 м. Грунтовая толща имеет двухэтажное строение: верхний этаж — эолово-делювиальный поздневерхнечетвертичный комплекс (v-dQ₃), представлен лёссовидными супесями (4,8 м); нижний этаж — аллювиальный верхнечетвертичный комплекс (aQ₃), представлен погребенной почвой (0,8 м), супесями, суглинками (9,2 м), связными песками (1,5 м), песками (2 м), черными суглинками старичной фации (1,8 м) и песками с включениями гальки и щебня (1,5 м), что показано на рис. 5.

Глинистые минералы определялись в шести образцах, для четырех из которых рассчитано их содержа-

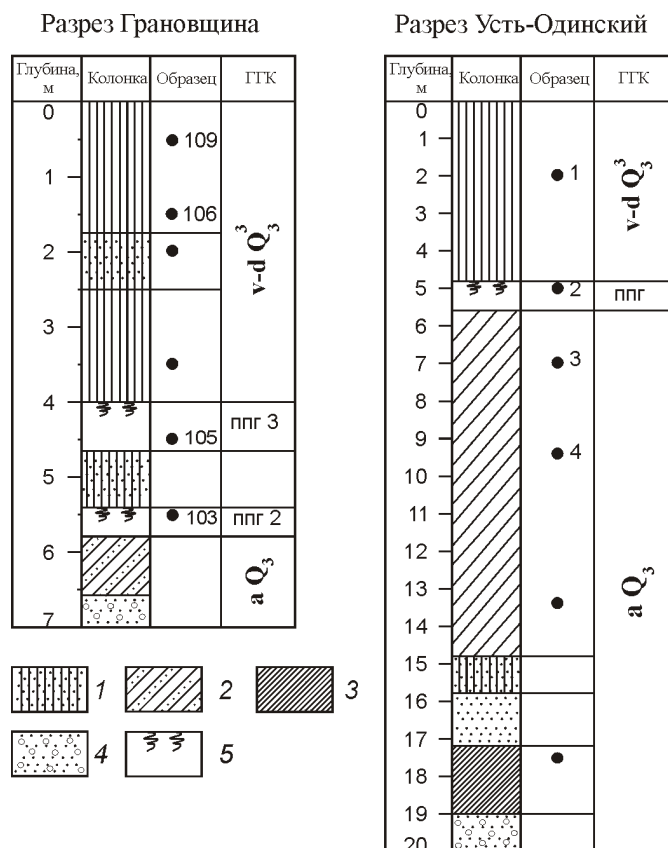


Рис. 5. Геолого-литологические колонки разрезов Усть-Одинский и Грановщина:

1 — связный песок; 2 — переслаивание песка и супеси; 3 — суглинок черный (старичная фация аллювия); 4 — песчано-галечные отложения; 5 — погребенная почва; ппг — верхний, ппг 2 — нижний и ппг 3 — погребенный почвенный горизонт, сформированный на отложениях пойменной фации аллювия; см. услов. обозн. к рис. 3

ние (см. табл. 1). По данным табл. 1 построены графики изменения содержаний хлорита, гидрослюда и каолинита, а затем разновидностей хлоритов. Видна общая тенденция в распределении хлорита и гидрослюда, однако в низах аллювиального комплекса резко сокращается присутствие хлорита за счет каолинита (рис. 6, А, а). В распределении разновидностей хлорита наблюдается особый тренд: явно преобладает X_4 , обогащенный алюминием и железом, но именно он исчезает в аллювии, в то же время остается X_1 (магниева разновидность); на последнем месте оказывается X_2 (железистая разновидность), но заметно его повышенное содержание в лёссовом эолово-делювиальном комплексе. Можно предположить, что здесь хлориты (X_4 , X_2) — «минералы-пришельцы» (появились за счет эолового привноса), тем более что в аллювиальном глинистом комплексе их практически нет.

При сопоставлении данных РСА и вариантов прогноза можно отметить их удовлетворительную сходимость и хорошую «работу» таких косвенных признаков как ёмкость катионного обмена фракции (ЕКО¹) и набухание грунта (σ_{sw}). Например, в образцах 10—5 (ппг), 10—9,5 и 10—17,5 (аQ₃—gln) выбран первый (I) вариант — полиминеральный состав фракции с обязательным присутствием смектита; РСА подтвердил эту ситуацию — определены в составе фракции гидрослюда, хлорит, смектит, каолинит и возможные следы смешанослойных минералов.

Для лёссовых грунтов установлена гидрослюдисто (44%)-хлоритовая (55%) ассоциация (расчеты велись по девяти эталонным минералам, исключался смектит, поскольку РСА в образце обнаружил только следы этого компонента). Преобладает хлорит с повышенным содержанием алюминия и железа (X_4) и магниевый (X_1), в меньшей степени железистый (X_2); гидрослюда представлена натриевой разновидностью (G_2).

Для глинистых грунтов аллювиального комплекса удовлетворительный результат по расчетам был получен только для обр.10—9,5 (использованы 18 эталонных разновидностей, в т.ч. и смектит, поскольку РСА показал его присутствие), в котором установлена хлорит (14%)-смектит (32%)-каолинистая (51%) ассоциация (первый вариант прогноза подтвердили максимальное значение ЕКО¹ и повышенное набухание грунта).

В погребенной почве (обр.10—5) расчеты не подтверждают присутствие смектита, однако данные РСА и, как уже указывалось, величина набухания и ЕКО¹ свидетельствуют в пользу этого минерала.

Для изученного разреза характерны смешанослойные минералы разного типа (они зафиксированы по данным РСА), которые не были обнаружены в разрезе Игетейский-лог 1.

Таким образом, получаемая при расчетах «формула» минерального состава фракции позволяет опре-

делить количественные соотношения различных разновидностей гидрослюда, хлорита, каолинита и смектита, установить тип минеральной ассоциации и использовать ее в качестве признака генетической принадлежности отложений исследованных разрезов. Кроме того, имеется возможность контроля суммы минералов, при этом нужно знать, что примерно в 10% случаев расчета получаются отрицательные результаты, так как метод не рассчитан на 100%-ую вероятность правильного ответа.

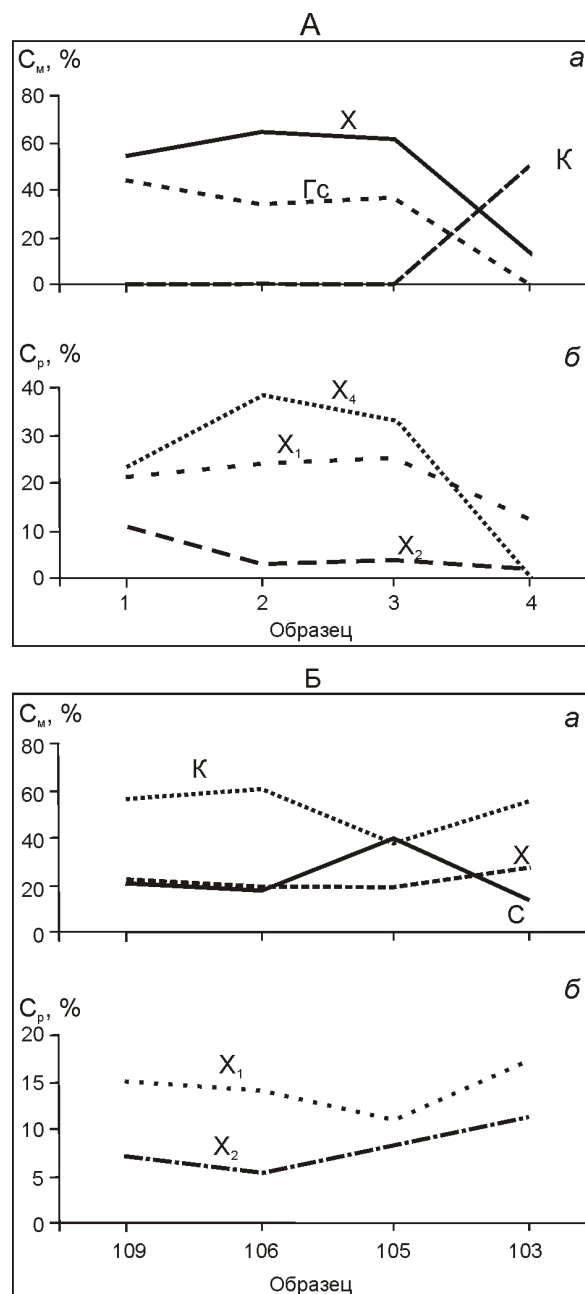


Рис. 6. Распределение глинистых минералов и их разновидностей в отложениях разрезов Усть-Одинский (А) и Грановщина (Б):

содержание: а — гидрослюда (G_2), каолинита (К), хлорита (X), смектита (С); б — разновидностей хлорита (X_1 , X_2 , X_4), C_m — глинистых минералов, C_p — разновидностей

Разрез Грановщина расположен в области распространения пород юрской угленосной формации, представляет собой расчистку стенки песчано-галечного карьера на участке тракта пос.Хомутово—Урик (см. рис. 5). Верхняя часть разреза (5,3 м) представлена лёссовыми грунтами (лёссовидные супеси и связные пески) эолово-делювиального поздневерхнечетвертичного комплекса ($v-dQ_3^3-ls$), в составе которого имеется погребенный почвенный горизонт (ппг 3). Нижняя погребенная почва (ппг 2) сформировалась на отложениях пойменной фации аллювия, представленных связным песком с гумусированными прослоями супеси. Отложения пойменной фации аллювия и погребенные почвенные горизонты интенсивно криотурбированы.

Глинистые минералы определялись в четырех образцах (табл. 2). По данным этой таблицы мы также построили графики-тренды (см. рис. 6, Б). Четко видно присутствие смектита и его взаимозаменяемость с каолинитом; распределение хлорита стабильно (см. рис. 6, Б, а), но эта стабильность пропадает, когда рассматривается изменчивость содержания их разновидностей. В лёссовом покрове преобладает X_1 (магниева разновидность), на втором месте X_2 (железистая разновидность), в верхней погребенной почве (ппг 3) возрастает содержание X_2 , но снижается X_1 , в нижней (ппг 2) наблюдается заметный тренд в сторону повышения содержания обеих разновидностей (см. рис. 6, Б, б). В данном разрезе хлориты, по-видимому, также могут быть «пришельцами», которые при формировании погребенных почвенных горизонтов в более теплых и влажных условиях могли трансформироваться и увеличить содержание тех или иных разновидностей.

На основании РСА установлено, что глинистая составляющая в образцах незначительна, везде присутствует рентгеноаморфное вещество (РАВ), все глинистые минералы структурно несовершенны.

Второй вариант прогноза (обр.109—0,5) подтверждается неспособностью грунтов к набуханию и отно-

сительно пониженными значениями ёмкости катионного обмена фракции 0,001 мм (EKO^1 42 мг-экв).

Первый вариант прогноза подтверждается высокими значениями EKO^1 (68—84 мг-экв на 100 г вещества); неспособность грунта к набуханию можно объяснить повышенным содержанием тонко-мелкопесчаного первичного материала (M^2 37,4—40,4%) и относительно небольшой реальной глинистостью (M^8 17,0—18,9%).

Расчеты по программе «Decompose» проводились с участием 18 минералов, в число которых входил смектит, так как его присутствие было подтверждено данными РСА. Сумма минералов составила 98—99%, т.е. был получен вполне удовлетворительный результат. В лёссовых грунтах (образцы 109—0,5 и 106—3,5) содержание смектита 18—20%, представлен минерал только железистой разновидностью (C_8). В верхней погребенной почве (ппг 3) количество смектита возрастает до 39%, при этом появляется разновидность, обогащенная CaO (C_3); в нижнем погребенном горизонте содержание смектита сокращается.

Для разреза установлена хлорит (19—28%)-смектит (14—39%)-каолининовая (38—61%) ассоциация, гидрослюда практически отсутствует (по расчетам), хотя данные РСА этот минерал фиксируют. Возможно, он занимает подчиненное положение, тем более что при пересчете с учетом гидрослюда сумма получалась неудовлетворительной. Хлориты в разрезе распределены относительно стабильно, представлены двумя разновидностями — магниевой (X_1) и железистой (X_2).

При изучении инженерно-геологических скважин на территории г.Иркутск было высказано предположение о том, что смектит и каолинит в эолово-делювиальных лёссовых покровах ангарских террас являются унаследованными минералами субстрата — пород юрской угленосной формации; содержание гидрослуд в этих отложениях составило всего 4—10%, минеральная

2. Результаты расчетов содержаний глинистых минералов и данные РСА фракции 0,001 мм по разрезу Грановщина

Образец— глубина (в м); ГГК	Глинистые минералы, %		ВП	EKO^1	sw
109—0,5; $v-dQ_3^3-ls$	K57 X22 [X_1 15 X_2 7] C_8 20 (18)* РСА: Гс, X, C, K; Гс-С	99	II	42	0,2
106—3,5; $v-dQ_3^3-ls$	K61 X19 [X_1 14 X_2 5] C_8 18 (18)* РСА: C, Гс, X, K; Гс-С; сл. X-С; К-С (?)	98	I	84	0,6
105—4,5; ппг 3	C39 [C_3 23 C_8 16] K38 X19[X_1 11 X_2 8]Гс ₃ 3 (18)* РСА: C, Гс, X, K; сл. Гс-С, X-С; Гс-Х (?)	99	I	68	0,0
103—5,5; ппг 2	K56 C_8 14 X28 [X_1 17 X_2 11] (18)* РСА: Гс, X, C, K; сл. Гс-С, X-С; X-Гс (?)	98	I	84	0,1

Примечание. Глинистые минералы: смешанослойные (Гс-С, X-С, К-С, Гс-Х), К — каолинит; смектиты: C_8 — железистый, C_3 — кальциевый; хлориты: X_1 — магниевый, X_2 — железистый.

ассоциация хлорит-каолинит-смектитовая (данные расчетов) [13]. Таким образом, в лёссовых покровах эолово-делювиального комплекса разреза Грановщина, расположенного в области распространения пород юрской угленосной формации, присутствуют те же характерные глинистые минералы. Что касается разреза Усть-Одинский, то в лёссо-

вом покрове преобладают хлориты, есть и гидрослюда, но ниже, в аллювиальном комплексе, опять отме-

ников» использовалось только набухание грунта (табл. 3).

3. Результаты расчетов содержаний глинистых минералов и данные РСА фракции 0,001 мм лёссовых грунтов (Эрдэнэт—Монголия)

Образец—глубина (в м); ГГК	Глинистые минералы, %		sw
10ЭР—0,5; dpQ ₄ —ls	Гс ₄ 52 X ₄ 44 (Гс, X-9 минер.) РСА: Гс, X; сл. С	96	1,9
10ЭР—1,5; dpQ ₄ —ls	Гс ₆ 2 [Гс ₂ 44 Гс ₅ 18] X38 [X ₂ 23 X ₁ 15] РСА: Гс, X; сл. С	100	0,5
10ЭР—3,0; dpQ ₄ —ls	Гс ₅ 9 [Гс ₂ 49 Гс ₅ 10] X41 [X ₂ 23 X ₁ 18] РСА: Гс, X; сл. С	100	1,8
12ЭР—1,3; dpQ ₄ —ls	Гс ₂ 52 X48 [X ₁ 22 X ₂ 16 X ₄ 10] РСА: Гс, X; сл. С, К?	100	2,0

чаются смектит и каолинит с примесью хлорита, т.е. идет чередование минеральных ассоциаций.

В области развития пород красноцветной терригенной формации (разрез Игетейский-лог 1) четко фиксируется преобладание гидрослюды (35—68%) в погребенных почвах и лежащих ниже древних отложениях делювиально-пролювиального комплекса и элювии верхоленской свиты; смектиты, если и фиксируются РСА, то в очень небольшом количестве.

Можно сделать следующий вывод: ассоциации глинистых минералов лёссовых и глинистых грунтов различных геолого-генетических комплексов в основном являются унаследованными от субстрата (гидрослюда, каолинит — «спутники» красноцветной терригенной формации, смектит, каолинит — юрской угленосной). Однако разновидности этих минералов связаны с климатической обстановкой формирования циклично построенных толщ, которые содержат разновозрастные горизонты погребенных почв.

Хлориты отмечены в качестве постоянного компонента (их содержание в рассмотренных разрезах изменяется от 19 до 62%), при этом в иркутских лёссовых толщах и разрезе Грановщина их количество явно сокращается, а в погребенных почвах и аллювиальном комплексе увеличивается. Имеется предположение относительно эолового происхождения этого минерала в лёссовых покровах, хотя нельзя исключать его унаследованность от пород красноцветной терригенной формации, в элювии которой содержание хлоритов составляет 33%.

Коллекционные образцы. Изучался состав глинистых минералов лёссовых грунтов, представленных лёссовидными супесями, распространенных в районе г.Эрдэнэт в Монголии (образцы отобраны из обнажений с глубины 0,5—3,0 м). Выполнялись РСА и расчеты по программе «Decompose»; из числа «помощ-

(X₂) и магнезиевая (X₁) разновидности, реже это обогащенные алюминием и железом хлориты (X₄). Выявленный состав глинистых минералов в лёссовых современных делювиально-пролювиальных покровах Монголии (район г.Эрдэнэт) соответствует условиям холодного аридного климата голоцена и связан с подстилающими «коренными» породами пермской эффузивной формации.

В заключение хотелось бы привести результаты расчетов для коллекционных образцов эоловых лёссов Китая и Франции (табл. 4).

4. Результаты расчетов содержаний глинистых минералов и данные РСА фракции 0,001 мм лёссов (Китай, Франция)

Образец; ГГК	Глинистые минералы, %	
11-98 (Китай); vQ ₁	Гс ₃ 56 K32 X ₁ 10 РСА: Гс, К, X	98
12-98 (Китай); vQ ₃	Гс ₆ 4 [Гс ₃ 55Гс ₅ 9] K25 X ₁ 10 РСА: Гс, К, X	99
К-40 (Франция); vQ ₃	K41Гс ₃ 35 X24 [X ₁ 14 X ₂ 10]	100

Расчеты велись без смектита (использовали 10 эталонных разновидностей), так как РСА его не обнаружил, кроме того, об этом же свидетельствовала низкая ёмкость катионного обмена (для лёсса из Франции, район Страсбурга, она составила всего 26 мг-экв на 100 г вещества). И что мы получили при расчетах? Установлена каолинит-(32—41%)-гидрослюдистая (35—64%) минеральная ассоциация при постоянном присутствии хлорита (10—24%); преобладает железистая разновидность гидрослюды (Гс₃), в составе хлоритов — магнезиевая разновидность (X₁).

Таким образом, для эоловых лёссов Китая и Франции установленный состав глинистой фракции — критерий их генезиса и холодной аридной (семиаридной — перигляциальной) обстановки формирования. Для лёссовых грунтов (лёссовидных суглинков и супесей) различных геолого-генетических комплексов Монголо-Сибирского региона имеет место влияние геологического субстрата, но в то же время предполагается периодическое участие эолового фактора.

Значит, состав и количественные соотношения глинистых минералов подтверждают «комбинированную модель» образования лёссовых покровов юга Восточной Сибири и Монголии [17].

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Представлены ретроспектива изучения глинистых минералов в регионе и современная методическая схема определения их состава и содержания в лёссовых и глинистых грунтах (фракция 0,001 мм).

2. Рассмотрены основные положения расчетного метода «Decompose» и прогнозных экспресс-методов с учетом «помощников» — набухания грунта и ёмкости обмена его тонкоглинистой фракции, проведена оценка совпадения прямых и прогнозных результатов.

3. При изучении новых геолого-литологических циклично построенных разрезов лёссовых и глинистых грунтов (Игетейский-лог 1, Усть-Одинский, Грановщина) показана роль глинистых минералов и их разновидностей в качестве маркеров, отражающих климатические условия формирования выделенных погребенных почв и геолого-генетических комплексов.

4. По составу и содержанию глинистых минералов лёссовых и глинистых грунтов в областях распространения пород красноцветной терригенной средне-верхнекембрийской и угленосной юрской формаций установлена их унаследованность от субстрата: в первом случае это гидрослюды, каолинит, во втором — смектит, каолинит; хлорит можно рассматривать как в качестве «пришельца» (за счет эолового фактора), так и «наследника» субстрата.

5. В делювиально-пролювиальных современных лёссовидных отложениях Монголии установлено отсутствие смектита и каолинита, а также разнообразие разновидностей гидрослюды и хлорита; для эоловых лёссов Китая и Франции отмечены каолинит и по одной разновидности гидрослюды (Gc_3) и хлорита (X_1), смектита также нет. Вероятнее всего, перечисленный набор глинистых минералов в лёссовидных отложениях и лёссах определили генетическая принадлежность и климатические условия перигляциальной зоны их формирования.

6. Для лёссовых грунтов (лёссовидных суглинков и супесей) различных геолого-генетических комплексов Монголо-Сибирского региона проявляется влияние геологического субстрата, но в то же время предполагается периодическое участие эолового фактора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Викулова М.Ф., Звягин Б.Б., Михайлов Б.М. и др. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. — М.: Госгеолтехиздат, 1957.
2. Грим Р.Е. Минералогия глин. — М.: Изд-во иностранной литературы, 1959.
3. Гурьянова Т.Г. Об условиях формирования лёссовых пород Верхнего Приангарья // Геология и геофизика. 1963. № 11. С. 87—93.
4. Конта И. Быстрая петрографическая идентификация глинистых минералов по аншлифам при помощи воды и этиленгликоля // Кора выветривания. Вып. 3. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 344—350.
5. Лабораторные работы по грунтоведению: Учебное пособие / Под ред. В.Т. Трофимова и В.А. Королева. — М.: Высшая школа, 2008.
6. Ларионов А.К., Приклонский В.А., Ананьев В.П. Лёссовые породы в СССР и их строительные свойства. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.
7. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. — Л.: Недра, 1970.
8. Методические рекомендации по определению физико-химических свойств почв и грунтов при инженерно-геологических и почвенно-мелиоративных изысканиях / Под ред. Л.И. Кульчицкого. — М.: Союзводпроект, 1977.
9. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. Т. 1. / Под ред. Е.М. Сергеева и др. — М.: Изд-во Москов. ун-та, 1968.
10. Ряценок Т.Г. Структурные особенности лёссовых пород юго-западной части Иркутского амфитеатра // Вопросы инженерной геологии, оснований и фундаментов. — Новосибирск, 1971. С. 65—74.
11. Ряценок Т.Г. Литогенез и инженерно-геологическая оценка четвертичных отложений (Восточная Сибирь). — Новосибирск: Наука, 1984.
12. Ряценок Т.Г. Региональное грунтоведение (Восточная Сибирь). — Иркутск, 2010.
13. Ряценок Т.Г., Акулова В.В. Грунты юга Восточной Сибири и Монголии. — Новосибирск, 1998.
14. Ряценок Т.Г., Данилова Т.Ф. К методике прогноза физико-химической активности пород и минерального состава их глинистой фракции // Изменения геологической среды и их прогноз. — Новосибирск: Наука, 1985. С. 36—46.
15. Ряценок Т.Г., Ухова Н.Н. Химический состав дисперсных грунтов: возможности и прогнозы (юг Восточной Сибири). — Иркутск, 2008.
16. Ряценок Т.Г., Ухова Н.Н., Акулова В.В. Комбинированная модель формирования субэдральных лёссовых отложений Приангарья (новые данные по опорному разрезу «Новоразводная») // Изв. вузов Сибири. Серия наук о Земле. Вып. 9—10. — Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. С. 129—131.
17. Сергеев Е.М. Инженерная геология. — М.: Изд-во Москов. ун-та, 1978.
18. Сутурин А.Н., Сутурина Т.А., Ряценок Т.Г. Программный комплекс количественной оценки содержания глинистых минералов и его роль в прогнозе инженерно-геологических свойств пород // Моделирование и прогнозирование геофизических процессов. — Новосибирск, 1986. С. 72—89.
19. Трофимов В.Т., Королев В.А., Вознесенский Е.А. и др. Грунтоведение. Издание шестое. — М.: Изд-во Москов. ун-та, 2005.
20. Шаевич Я.Е. Цикличность в формировании лёссов. Опыт системного анализа. — М.: Наука, 1987.

Техногенные горно-промышленные отходы в воспроизводстве минерально-сырьевой базы и улучшении экологической обстановки

Б.К.МИХАЙЛОВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1), Ю.А.КИПЕРМАН, М.А.КОМАРОВ (Московский филиал ФГУНПП «Росгеолфонд» «Научный центр ВИЭМС»; 129366, г.Москва, Ракетный бульвар, д.13, корп.2)

Раскрыт системный подход в изучении и использовании горно-промышленных отходов (ГПО), включающий минерально-сырьевую и экологическую составляющие. В основных горно-добывающих узлах страны (Урал, Мурманская и Магаданская области) оценены техногенные объекты с определением доходности получения высоколиквидной продукции из вскрышных пород, хвостов обогащения, металлургических шлаков, отходов золотодобычи. Обоснованы изменения и дополнения в законодательство Российской Федерации и нормативные методические документы, закрепляющие правовой статус техногенных месторождений и меры экономического стимулирования их освоения.

Ключевые слова: техногенные отходы, ресурсный потенциал, инновационные технологии переработки, эколого-экономическая эффективность освоения, совершенствование государственного регулирования.

Михайлов Борис Константинович, mikhailov@tsnigri.ru

Киперман Юрий Александрович, geopolit@viems.ru

Комаров Михаил Алексеевич, admin@viems.ru

Technogenous mining wastes in reproduction of mineral raw material base and improvement of environmental conditions

B.K.MIKHAILOV, Yu.A.KIPERMAN, M.A.KOMAROV

The complex system approach to examination and use of mining wastes, including mineral raw material and ecological components, is revealed. As for the main mining zones of Russia: the Urals, Murmansk and Magadan regions, the authors estimate technogenous objects calculating profitability of manufacturing highly liquid products from overburden rocks, mill tailings, metallurgical slags and gold mining refuses. The authors validate amendments and addenda to the RF legislation and normative methodical documents that guarantee the legal status of technogenous deposits and measures of economic stimulation of their development.

Key words: mining wastes, raw material potential, innovation technologies of processing, environmental and economic efficiency of development, improvement of the state regulation.

Исследование широкого круга проблем освоения недр убеждает в необходимости минимизации отходов горнодобывающего и связанных с ним перерабатывающих производств (ГПО), наращивания их использования с получением дополнительной продукции, восстановления естественных экосистем. Эти направления инновационного развития минерально-сырьевого комплекса (МСК) в Российской Федерации в целом отвечают мировым тенденциям в сфере недропользования, основывающимся на принципе наилучших доступных технологий [6]. Современный подход к использованию ГПО включает две взаимосвязанные составляющие: минерально-сырьевую и экологическую [1, 2, 10].

Оценки объемов ГПО на территории России изменяются от 40 до 80 млрд.т. Достоверные же сведения об образовании, использовании и размещении отхо-

дов, потенциально пригодных для извлечения из них полезных ископаемых отсутствуют.

По подсчетам авторов в 55 субъектах Российской Федерации учтенные ГПО в черной и цветной металлургии, основной химической промышленности, топливной энергетике и угледобыче пригодные к использованию в качестве строительного сырья, оцениваются в 40 млрд.т. Преобладают вскрышные и вмещающие породы (76%) и отходы обогащения (16%). По объемам накопленных ГПО лидируют восточные регионы, а в Европейской части страны и на Урале наиболее обременены горно-промышленными отходами Мурманская, Белгородская, Курская, Челябинская, Свердловская и Оренбургская области. Объемы рудных полезных ископаемых в ГПО сопоставимы с запасами природных месторождений.

Государственным балансом запасов учтены различные полезные ископаемые техногенного происхождения. Золотосодержащие техногенные объекты преобладают и их свыше 100, оловянных 18, железорудных 17, мусковитовых 10, медных 7, вольфрамовых 6 [3]. Учтены техногенные объекты от 1 до 4 еще по 13 полезным ископаемым — платиноидам, алмазам, молибдену, хрому, мышьяку, свинцу, цинку, цирконию, бокситам, фосфоритам и апатитам, а также редкоземельным и рассеянными элементами.

В отходах цветной металлургии России содержатся значительные ресурсы Al, Zn, Cu, Ni, Sn, Ag, Au и других ценных компонента (рис. 1). В нынешней ситуации, когда, исключая Au и Ag, соотношение прироста запасов и добычи, если не нулевое, как для Ni и Sn, а по другим цветным металлам не превышает 28% [7], ГПО становятся значимым резервом восполнения минерально-сырьевой базы.

Более всего цветных металлов сосредоточено в отвалах некондиционных руд и хвостохранилищах обогатительных фабрик, хотя по содержанию полезных компонентов предпочтительнее отходы металлургического передела — шлаки [10]. Нейтрализация вредного воздействия техногенных отходов на окружающую среду связана с их возможным использованием в качестве вторичного сырья.

Известно, что экологическая напряженность возникает уже на стадии разработки месторождения, когда создаются условия для выноса опасных для окружающей среды концентраций Cu, Zn, Pb, Mn, а также Be, Tl, Hg, As и др.

Негативное воздействие усиливается с ростом объемов отходов, но извлечение из них рудной составляющей не смягчает экологического воздействия, так как основная масса отходов сохраняется. Экологически щадящим, а потому и привлекательным может рассматриваться, пожалуй, лишь вариант попутного с переработкой отходов удаления токсичных примесей с последующим использованием в стройиндустрии и для рекультивации.

Таким образом, сам факт разработки техногенного объекта отнюдь не гарантирует решения экологических проблем. Можно рассчитывать лишь на опосредованный экологический эффект, который обусловлен или меньшими нарушениями окружающей среды, чем при разработке природных месторождений, или более благоприятной экономикой, позволяющей привлекать дополнительные средства на экологию.

Перспективы использования техногенных минерально-сырьевых образований достаточно определенно просматриваются в производстве строительных материалов. Возможное использование техногенных отходов в стройиндустрии к 2020—2030 гг., оценивается в 400—500 млн.т в год при потребности в сырье до 1600 млн.т.

Общий же объем использования техногенных отходов в стройиндустрии, а также при закладочных и рекультивационных работах оценивается в 1 млрд.т в год, что не более 40—50% их ожидаемого годового выхода. Это, по существу, и есть максимальная оценка применения ГПО в хозяйственных целях.

Использование или нейтрализация отвалов предполагает их специальное геолого-технологическое изучение с упорядочением требований к складированию, облегчающих предстоящее освоение.

Обратимся теперь к оценке техногенных отходов в основных горнодобывающих узлах России — Мурманская и Свердловская области, а также и соседних регионах Урала, Магаданской области.

В Мурманской области накопленный объем техногенного минерального сырья превышает 8 млрд.т. Из этого объема забалансовые и некондиционные попутно добываемые руды, уложенные в отвалы, составляют 2,4%, породы вскрыши и проходки (скальные и моренные) — 72,4%, хвосты обогащения — около 24%, остальное приходится на шлаки и золы — 1,2%. Для оценки ГПО предложена система (рис. 2) из 6 групп показателей по 50 параметрам техногенных объектов.

Первая и вторая группы показателей характеризуют местоположение и правовой статус предприятия,

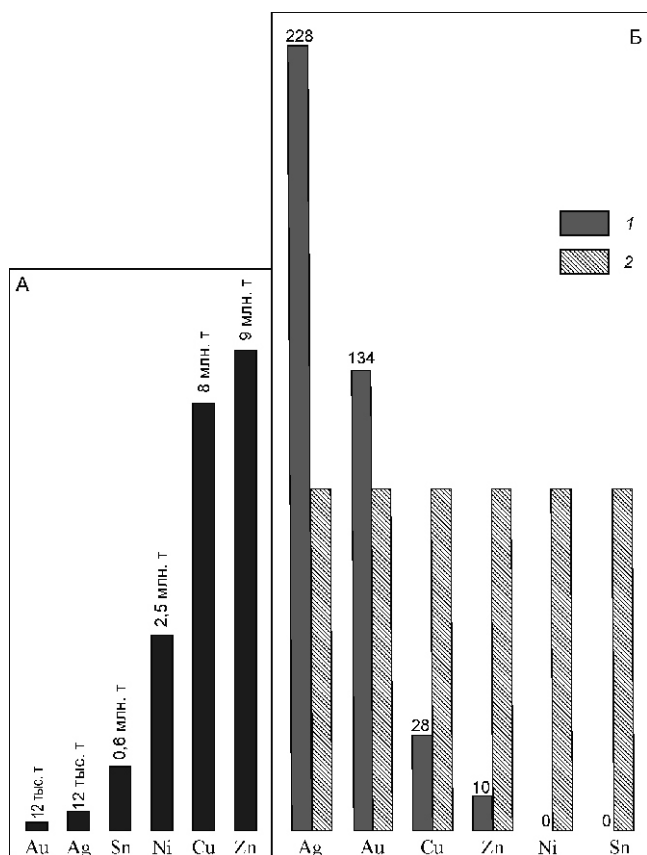


Рис. 1. Ресурсный потенциал ценных компонентов в техногенных отходах цветной металлургии (А) и соотношение прироста запасов и добычи цветных и благородных металлов в 2011 г. (Б):

соотношения: 1 — прироста, 2 — добычи (в %)

сведения о «первичном» месторождении, производственной инфраструктуре объекта, его транспортных связях и др.

Третья и четвертая группы показателей раскрывают объем ГПО, минеральный и химический состав, воздействие отходов на окружающую среду.

Пятая и шестая группы оценочной системы с полным набором предлагаемых технологических и экономических показателей характеризуют эффективность переработки на Ковдорском горнообогатительном комбинате отходов мокрой магнитной сепарации (ММС) железорудного производства, являющихся важной составляющей минерально-сырьевой базы предприятия.

Освоение техногенного объекта потребовало его предварительного осушения, организации усреднения качества отходов, применения эффективных способов обесшламливания для извлечения из тонкоизмельченного материала апатита и бадделейта в высококачественные конечные продукты — апатитовый концентрат (P_2O_5 38%) и бадделейтовый концентрат (ZrO_2 98,5%).

Переработка отходов в качестве вторичного сырья характеризуется высокой доходностью: внутренняя норма доходности (ВНД) достигает 29,7%, а чистый дисконтированный доход (ЧДД) — 2,3 млрд.руб.

В ОАО «Апатит» в условиях острой необходимости продления сроков открытой разработки место-

1 Местоположение и правовой статус, 7 показателей	2 Общие сведения, 5 показателей	3 Характеристика отходов, 8 показателей	4 Экологическая обстановка, 5 показателей
5 Технологическая оценка освоения ГПО, 6 показателей		6 Экономическая оценка освоения ГПО, 19 показателей	
Способ разработки и транспортировки отходов	Отработка от с-в к ю-з борту карьера путем послойного снятия хвостов горизонтами сверху вниз с высотой уступа от 2,5 до 10 м без селективной выемки. Доступ к горизонтам обеспечивается автомобильными съездами с уклоном трасс 0,08%	Конъюнктура спроса внутри страны и на мировом рынке	На экспорт поставляется 50% апатитового концентрата и до 94% бадделитового
Технология обогащения и переработки	Апатитовая флотация, гравитационно-флотационная технология получения бадделитового концентрата	Капитальные вложения, млн.руб	2336
Годовой объем утилизируемых отходов (по сухой массе)	5,3 млн. т	Оборотный капитал, млн. руб	155
Виды товарной продукции	Апатитовый концентрат – P ₂ O ₅ 38%, бадделитовый концентрат – ZrO ₂ 98,58 %	Стоимость основных производственных фондов, млн. руб, в т.ч. существующих	3336
Годовой выпуск товарной продукции	Апатитовый концентрат – 2,51 млн.т, в т.ч. из текущих хвостов – 1,96; из лежалых – 0,55; бадделитовый концентрат – 8,16 тыс.т, в т.ч. из текущих хвостов – 7,97, из лежалых – 0,19	Эксплуатационные затраты (в млн. руб), в т.ч. амортизация	1000
Извлечение полезных компонентов в концентрат	Извлечение P ₂ O ₅ в апатитовый концентрат, %: из текущих хвостов – 48,5, из лежалых – 45,5. Извлечение Zr в бадделитовый концентрат, %: из текущих хвостов – 26,4, из лежалых – 12,7. Выход концентрата, %: апатитовый – 11,9, бадделитовый – 1,8	НДПИ	26 206
		Удельные затраты на 1 т сырья (в руб/т), в т.ч. добыча	2336
		транспортировка	0
		обогащение	350
		общехозяйственные и внепроизводственные	40
		Цена единицы товарной продукции, руб/т: апатитовый концентрат	34
		бадделитовый	207
		Стоимость товарной продукции (в млн.руб), в т.ч. апатитовый концентрат	69
		бадделитовый	
		Валовая прибыль, млн. руб	3184,5
		Чистая прибыль, млн. руб	50 933
		Ставка дисконта, %	
		Чистый дисконтированный доход, млн. руб	
		Индекс доходности	32 135
		Внутренняя норма доходности, %	25 840
		Срок окупаемости капвложений, лет	6295
		Поступления в бюджет, млн. руб	5929
			4500
			10
			1833
			1,82
			29,7
			5
			3798, в т.ч. единый социальный налог 856, налог подоходный 788, налог на имущество 304, налог на прибыль 1125
		Бюджетная эффективность (ставка дисконта 10%), млн. руб	2326
		Причины, препятствующие утилизации отходов	Обводненность, неустойчивость отвала
		Мероприятия, необходимые для повышения эффективности освоения отходов	Совершенствование реагентов для обогащения

Рис. 2. Система оценки техногенных объектов. На примере отходов обогащения ОАО «Ковдорский ГОК»

рождений апатит-нефелиновых руд отходы обогащения, содержащие P_2O_5 2—3% становятся альтернативой прирезаемым запасам при углублении карьеров.

В расчете на конечный продукт — минеральные удобрения стоимостью 13 950 руб./т — переработка отходов обогащения уже не выглядит безнадежно убыточной, как в недавнем прошлом: ВНД — 10,5%, а ЧДД — 23 млн.руб.

В Свердловской области накопленный объем техногенных отходов свыше 8,5 млрд.т, преобладают породы вскрыши — 74%, отходы обогащения и металлургического производства — 23%.

Хвосты обогащения колчеданных медно-цинковых руд отличаются высоким содержанием шламов и тонким взаимопроращением сульфидных минералов. Их использование стало возможным благодаря инновационным технологиям механо-химической активации поверхности и удаления окисных пленок, селективной флокуляции тонкодисперсного материала, кучного выщелачивания и флотационно-гидрометаллургической переработки.

В условиях сырьевого дефицита для металлургических предприятий Урала использование шлакоотходов в качестве вторичного сырья позволяет загрузить мощности обогатительных фабрик производящих медно-золото-серебросодержащие концентраты.

Переработка шлака на Среднеуральском медеплавильном заводе (СУМЗ) обеспечивает получение свыше 3 тыс.т Cu, 200 кг Au и 5 т Ag в год. При нулевой ставке налога на добычу полезных ископаемых (НДПИ) ВНД оценивается в 12,8%, а ЧДД — 89,9 млн.руб.

Переработка отвала вскрышных пород после прекращения отработки редкометалльного месторождения Липовый Лог с получением мусковитового и полевошпатового концентратов продлевает жизнь ОАО «Малышевское рудоуправление».

В Магаданской области в 42 рудных узлах Центральной Колымы объем отвального золотосодержащего комплекса достигает 700 млн.м³, а количество металла преимущественно мелкого, тонкого золота (МТЗ) оценивается в 152,5 т [9].

Однако только 12 рудных узлов с 23,1 т Au (15%), отвечающие граничному содержанию 0,3 г/м³, могут представлять инвестиционный интерес.

Для вариантов производительности 1000 и 500 тыс.м³/год ВНД составляет 17,8 и 12,7%, а ЧДД — 176 и 31 млн.руб. соответственно.

Повышение эффективности освоения техногенного комплекса золотодобычи видится в совершенствовании технической и технологической оснащенности производства на основе предварительной технологической подготовки техногенных россыпей с возможностью использования менее энергоемкого оборудования, интенсификации извлечения МТЗ с применением гравитационно-флотационной сепарации, ионной флотации.

Таким образом, перспективы промышленного использования ГПО определяет в полной мере комплекс технологических инноваций для извлечения цветных и благородных металлов, фосфора, циркония и других компонентов, получения продукции для стройиндустрии и материалов экологического назначения (рис. 3).

Утилизация техногенных отходов на основе инновационных технологий возрастает и становится высокоэффективной в кризисных ситуациях — как это случилось при замораживании профильного железорудного производства на ОАО «Ковдорский ГОК» или длительной остановке горных работ в Каратауском фосфоритоносном бассейне (табл. 1).

Социально-экономический аспект использования отходов проиллюстрируем привлекательностью наращивания утилизации нефелиновых отходов обогащения апатитсодержащих руд Кольского полуострова для решения одной из стратегических задач обеспечения необходимым сырьем производства алюминия в России на основе импортозамещения.

В России порядка 40% производимого глинозема приходится на переработку нефелиносодержащего сырья, и есть все предпосылки для его увеличения.

В ОАО «Апатит» в настоящее время вырабатывается около 1 млн.т/год нефелинового концентрата, доступный дополнительный объем оценивается в 3 млн.т. Это заметно повысит ценность полученной продукции и вклад региона в общероссийское производство цемента, глинозема и соды (рис. 4). Наращивание утилизации нефелина улучшает показатели ОАО «Апатит» за счет снижения себестоимости товарных концентратов (табл. 2), что важно для сдерживания отпускных цен [5]. Пока же большая часть нефелина, сфен, титаномагнетит, эгерин поступают в хвостохранилища, где накапливаясь, образуют техногенные объекты.

В 2011—2012 гг. ЗАО «ФосАгро АГ» и ОАО «Апатит» по программе модернизации Пикалевского производственного комплекса, разработанной под руководством Минпромторга Российской Федерации, совместно с компанией FL Smidth из Дании и Санкт-Петербургским государственным горным институтом (технический университет) (СПб ГТИ (ТУ) проводят опытно-промышленные испытания новой энергосберегающей технологии сухого спекания известняково-нефелиновой шихты. Результаты этих испытаний, по мнению разработчиков, станут основой нового производства по переработке нефелина.

В настоящее время ограниченные объемы опытно-промышленного производства на ОАО «Апатит» титаномагнетитового, сфенового и эгиринового продуктов в пределах 25—75 т/год, могут заметно возрасти в результате успешных исследований Института химии и технологии редких элементов и минерального сырья Кольского научного центра Российской академии наук (ИХТРЭМС КНЦ РАН) по освоению новой

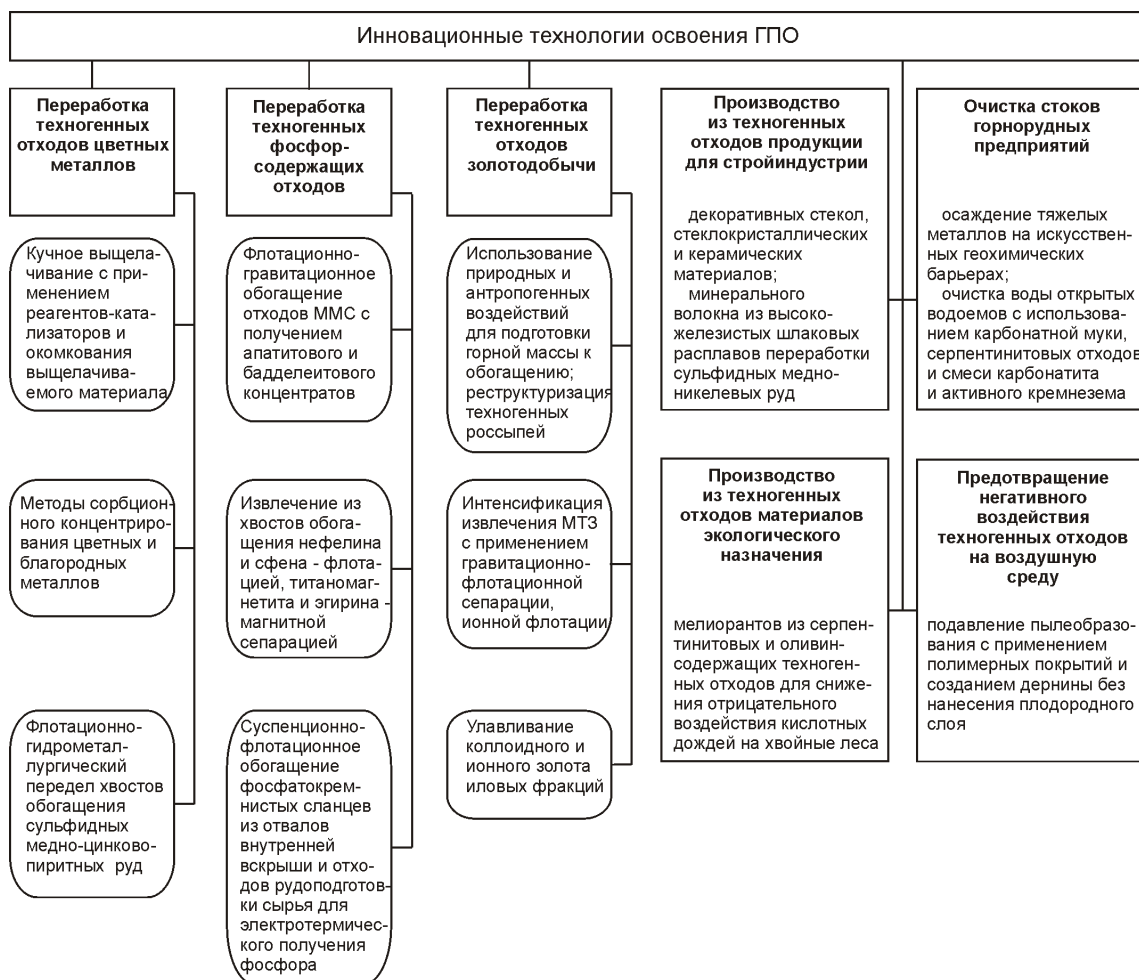


Рис. 3. Инновационные технологии освоения ГПО

перспективной продукции: титанофосфатного (композиционного) сорбента для очистки жидких радиоактивных отходов (ЖРО); титанового и титаноалюминиевого дубителей для кожевенного производства, а также микропористых наноматериалов на основе титаносиликатного каркаса из сфенового концентрата, выделенного из пенного продукта нефелиновой флотации.

Резкий, многократный скачок цен на индивидуальные редкоземельные металлы (РЗМ), составивший по иттрию, диспрозию, европию, тербию — до 5 раз, по гадолинию, неодиму, празеодиму, самарию — до 10 раз, по группе церия с лантаном до 22—40 раз становится определяющим в ускоренном создании произ-

водственных мощностей по извлечению РЗМ на базе предприятий перерабатывающих хибинский апатитовый концентрат на минеральные удобрения [4].

При доминирующем в стране сернокислотном способе их производства редкие земли на 80—90% из апатитового концентрата переходят в отходы — фосфогипс. Поскольку химическая переработка не подпадает под юрисдикцию Закона РФ «О недрах», редкие земли в фосфогипсе уже не являются полезными ископаемыми. Получается, что запасы РЗМ, учтенные в недрах Госбалансом, перемещаясь по технологической цепочке и меняя собственников, как бы «теряются»! А ведь именно с ними связано удовле-

1. Эффективность освоения ГПО

Предприятия	ГПО	Получаемая продукция и её среднегодовой объем	Среднегодовая стоимость продукции
ОАО «Ковдорский ГОК»	Хвосты мокрой магнитной сепарации	Апатитовый концентрат — 0,4 млн.т; Бадделеитовый концентрат — 1,9 тыс.т	1,6 млрд.руб.
ГПК «Каратау», Республика Казахстан	Некондиционные руды, отходы производства товарной руды для электротермического получения фосфора	Фосфатное сырье для производства минеральных удобрений до 1 млн.т	30 млн.долл.

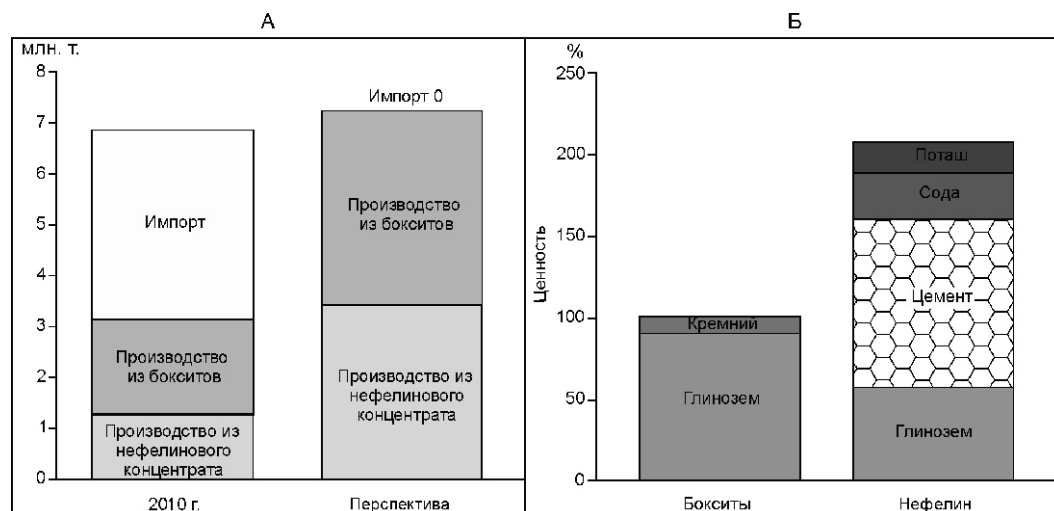


Рис 4. Перспективы импортозамещения в производстве глинозема (А), расширение ассортимента получаемой продукции и повышение ее ценности (Б) при наращивании переработки нефелиновых отходов

ние перспективной потребности страны оцениваемой Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) в 10—15 тыс.т.

В качестве приоритетных направлений промышленного извлечения РЗМ из фосфогипса ЗАО «ФосАгроАГ» рассматривает химическое осаждение из фосфорной кислоты, сорбционный способ, кристаллизационный метод, которые реализуются ООО «Балаковские минеральные удобрения», Научно-исследовательским институтом по удобрениям и инсектофунгицидам имени профессора Я.В.Самойлова (ОАО «НИУИФ»), ОАО «Аммофос». Расчеты показывают, что в условиях ОАО «Воскресенские минеральные удобрения» при переработке 1 млн.т фосфогипса может быть получено до 4 тыс.т РЗМ.

2. Динамика основных показателей ОАО «Апатит» в условиях наращивания переработки нефелиновых отходов

Показатель	Оценки	
	Современные	Перспективные
1. Объем добычи руды, млн.т/год	28	28
2. Объем производства товарных концентратов, млн.т/год:	9,8	13
апатитового	8,8	8,8
нефелинового	1,0	4,2
3. Выход товарной продукции, т/т	0,35	0,46
4. Валовая выручка, %	100	117
5. Себестоимость товарных концентратов, %		
апатитового	100	88
нефелинового	100	88
6. Численность работающих, %	100	104
7. Выработка концентратов на одного работающего, %	100	127

Рассмотренный позитивный производственный опыт отдельных предприятий, увы, не согласуется с реальной практикой пока еще ограниченных масштабов промышленного освоения ГПО.

Дело в том, что для широкого вовлечения их в переработку требуется строительство практически новых производств, реализующих новые технологические принципы и решения. Разработаны они, зачастую, на уровне научных открытий, лабораторных и частично полупромышленных исследований и нуждаются в доводке до промышленной реализации. Отсюда и ожидаемая высокая капиталоемкость нового строительства и реконструкций.

Масштабность и сложность проблемы ГПО очевидна, а ее решение предполагает системный государственный подход.

Для совершенствования правового регулирования отношений по использованию отходов горнодобывающего и связанных с ним перерабатывающих производств рекомендовано регламентировать порядок использования отходов [8], определив их как техногенные минерально-сырьевые образования, а при положительной эколого-экономической оценке как техногенные месторождения.

Предлагаются следующие первоочередные меры по совершенствованию законодательного регулирования, ориентированные на закрепление правового статуса техногенных месторождений и экономическое стимулирование их освоения (рис. 5). Для этого необходимо внести изменения и дополнения в закон «О недрах», налоговое, таможенное и экологическое законодательство.

Инструментом системного государственного подхода в решении проблемы техногенных отходов в современных условиях становятся региональные ресурсно-экологические программы, решающие следующие задачи:

1. Системный анализ минерально-сырьевой и экологической составляющих накопления ГПО.
2. Инвентаризация ГПО с определением объемов, технологических свойств, направлений использова-

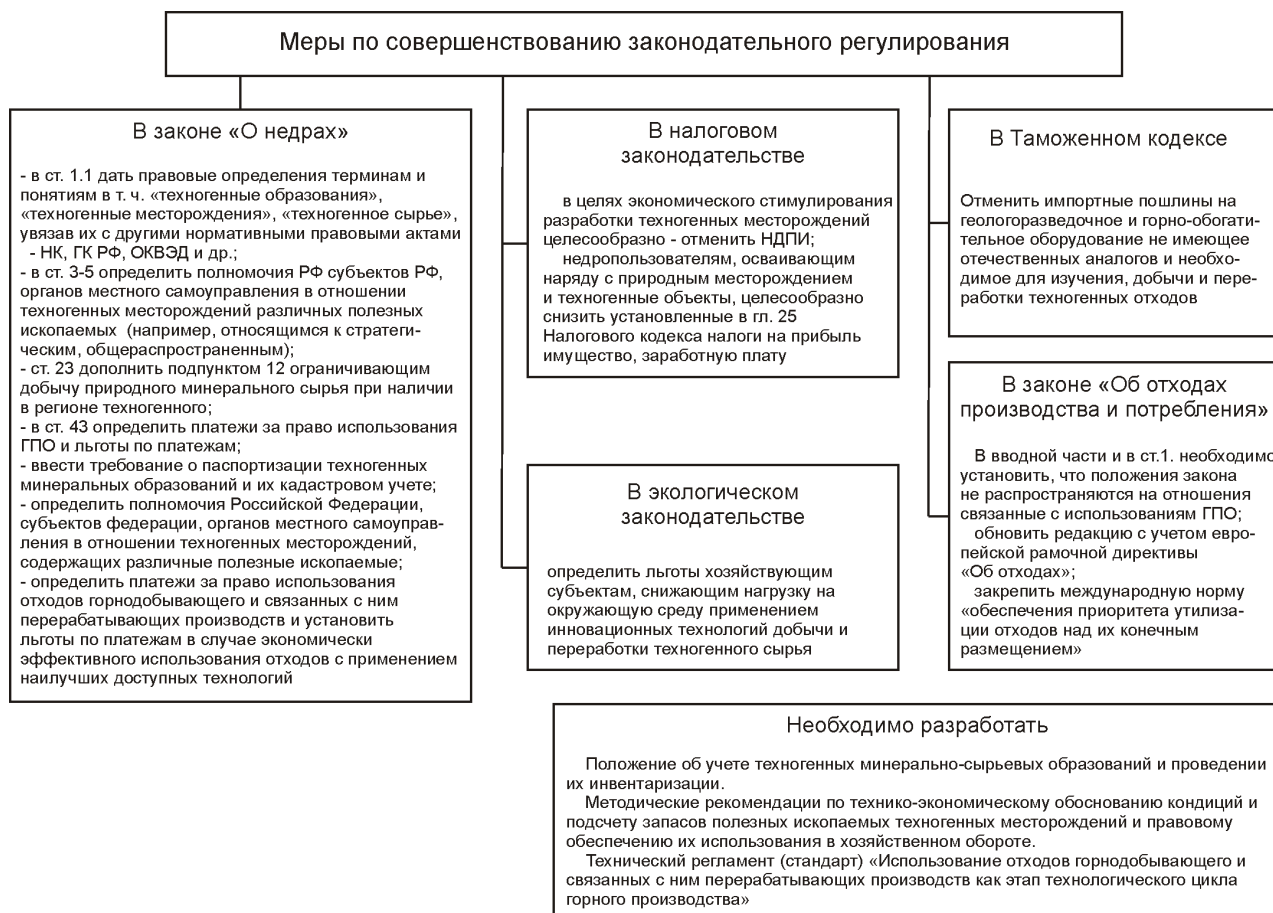


Рис. 5. Первоочередные меры по совершенствованию законодательного регулирования обращения с ГПО

ния, способов нейтрализации негативного влияния на окружающую среду.

3. Обоснование инновационно-технологического освоения техногенных объектов.

4. Законодательное закрепление правового статуса техногенных объектов, экономическое стимулирование их освоения: отмена НДС и экологических платежей, снижение налогов на прибыль, имущество и заработную плату, отмена импортных пошлин на геологоразведочное и горнообогатительное оборудование.

Успешная реализация ресурсно-экологических программ позволит вернуть в земельный фонд до 1,6 тыс.км² пашни и природоохранных площадей, оздоровить экологическую обстановку на территории свыше 20 тыс.км², пополнить ресурсный потенциал высоколиквидных цветных и благородных металлов, заменить общераспространенные полезные ископаемые в объеме до 500 млн.т/год.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов Е.М., Садыков Р.К., Алискеров В.А. и др. Техногенные месторождения — проблемы и перспективы вовлечения в хозяйственный оборот // Разведка и охрана недр. 2010. № 2. С. 17—20.
2. Беневольский Б.И. и др. Два аспекта проблемы утилизации горно-промышленных отходов // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2011. № 1. С. 37—42.
3. Быховский Л.З., Спорыхина Л.В. Техногенные отходы как резерв пополнения минерально-сырьевой базы: состояние и проблемы освоения // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2011. № 4. С. 15—20.
4. Кременецкий А.А., Калин Е.А. Россия на мировом рынке редких металлов // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2011. № 5. С. 63—67.
5. Левин Б.В. Комплексная переработка минерального сырья — стратегическое направление развития горно-перерабатывающего комплекса России // Газета Российского союза химиков. 2005. № 2(11). С. 18—21.
6. Михайлов Б.К. Развитие экономических механизмов модернизации минерального сырья на инновационной основе // Отечественная геология. 2011. № 2. С. 3—9.
7. Михайлов Б.К. Основные результаты геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые в 2011 г. и задачи на 2012 г. // Разведка и охрана недр. 2012. № 1. С. 3—10.
8. Подтуркин Ю.А., Коткин В.А., Муслимов Р.Х., Салиева Р.Н. Проблемы правового обеспечения хозяйственной деятельности по разработке техногенных месторождений // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2009. № 6. С. 55—59.
9. Прусс Ю.В. Технология сплошной переработки отвального комплекса россыпной золотодобычи / Мат-лы межрегиональной конференции «Проблемы освоения техногенного комплекса месторождений золота». Магадан 15—17 июля 2010 г. —Магадан, 2010.
10. Техногенные минерально-сырьевые ресурсы / Под ред. В.В.Караганова, Б.С.Ужженова. —М.—Алматы, 2003.

Пострифтовая эволюция впадин Черного моря

В.В.ГОНЧАР (Институт геофизики им.С.И.Субботина НАН Украины; 03142 Украина, г.Киев, просп.Палладина, д.32)

Представлены результаты двухмерной реконструкции совместного термально-седиментационного погружения Западно- и Восточночерноморской субокеанических впадин с одновременным и раздельным во времени началом остывания мантии. Применен метод, основанный на профильной адаптации одномерной задачи остывания мантийного полупространства в приближении локальной изостатической компенсации. Построены модели глубинного строения, получены эволюционные профили погружения и осадочного заполнения впадин.

Ключевые слова: Западно- и Восточночерноморская субокеанические впадины, термальное пострифтовое погружение, модель эволюции литосферы.

Гончар Виктор Владимирович, gonchar@igph.kiev.ua

Postrift evolution of Black Sea basins

V.V.GONCHAR

Results of 2D reconstruction of thermal subsidence of West and East Black Sea suboceanic basins for simultaneous and separated in time initiation are presented. Method of reconstruction is based on profile adaptation of mantle half-space one-dimensional cooling problem with local isostatic compensation approach. Models of deep structures, evolutionary profiles of basins subsidence and sediments infilling are presented.

Key words: West and East Black Sea basins, thermal postrift subsidence, model of lithosphere evolution.

В исследованиях, посвященных тектонике Черноморского региона, центральное место занимает проблематика формирования двух его субокеанических впадин: Западно- и Восточночерноморской, происхождение которых связывают с задуговым рифтогенезом и последовавшим за ним погружением литосферы [3, 5, 9, 10, 12, 16, 19, 20, 24]. Хотя описание длительного пострифтового погружения важно само по себе, правильно понятая пострифтовая история впадин, а так же связанные с ней реконструкции могут быть информативными и в отношении проблем генезиса. Пострифтовая эволюция Западно- и Восточночерноморской впадин — это в значительной степени их совместная эволюция. Важно проанализировать ее, не теряя из вида ни одну, ни другую впадину. Поэтому предлагается рассмотреть погружение обеих впадин на основе единого профиля Черноморского бассейна.

Основным содержанием анализа погружения является разделение общей величины опускания фундамента впадины на составляющие — термальную, седиментационную и тектоническую. В «классическом» бэкстриппинге вычленение тектонической составляющей возможно, если известны палеоглубины моря. К сожалению, во многих случаях, в т.ч. и Черного моря, достоверные батиметрические данные отсутствуют. В используемом подходе [7, 8] задача погружения решается частично — палеоглубины рас-

считываются исходя из термального механизма, а цель заключается в получении непротиворечивой термально-седиментационной модели формирования впадин. Вопрос об участии тектонического погружения остается открытым.

Особенности методического подхода. История термального погружения рифтовых впадин по аналогии с океанскими бассейнами может быть рассмотрена в рамках одномерной задачи остывания мантийного полупространства [22, 23]. Применяемый подход позволяет, привлекая процедуру бэкстриппинга и гипотезу о локальной изостазии, использовать одномерное приближение для расчета профиля субокеанического (рифтового) бассейна на этапах погружения, совпадающих с выделенными на разрезе стратиграфическими рубежами [7, 8]. Ключевым в методике является расчет пространственного коэффициента остывания k (в км/млн.лет^{1/2}) на основе данных о современном погруженном состоянии впадины. Этот коэффициент первоначально был задействован для определения мощности литосферы океанов [4, 14, 25]:

$$h_m = k\sqrt{t}, \quad (1)$$

где t — длительность остывания.

Изменение коэффициента остывания вдоль профиля впадины описывается выражением [7, 8]:

$$k = k_m \frac{H_l(1 - 1/\gamma)}{H_l - y_{sm}}, \quad (2)$$

где H_l — уровень компенсации (мощность дорифтовой литосферы); y_s — глубина подошвы пострифтового чехла; γ — коэффициент утонения литосферы; k_m и y_{sm} — референтные значения на участке с океанской литосферой.

Реконструкция при условии одновременного начала погружения Западно- и Восточночерноморской впадин. Исходный разрез и модель глубинного строения. Гипотеза совместного раскрытия впадин Черного моря аргументируется выводами, следующими из кинематических построений [12], анализа теплового потока [2] и аномального магнитного поля [19]. Этот вариант реконструкции взят в качестве базового, относительно которого рассматривается сценарий разведенного во времени начала погружения двух впадин.

На сейсмостратиграфическом разрезе [21], пересекающем Западно- и Восточночерноморскую впадины (рис. 1, А и Б), выше фундамента выделяются дорифтовые нерасчлененные образования мезозоя, на них залегает явный пострифтовый (постспрединговый) осадочный комплекс пород палеоцен-четвертичного возраста. Соответственно, начало термального погружения отнесено к рубежу позднего мела — палеоцена (65 млн.лет), что хорошо соотносится с временем завершения спрединга 68,7—71 млн.лет по данным работы [19]. Величина y_{sm} в формуле (2) устанавливается как средняя отметка основания пострифтового комплекса в наиболее погруженной части (депоцентре) впадины, для которой получаем $k = k_m$. Тем самым определяется предполагаемый размер участка литосферы океанического типа. Исходя из разреза (см. рис. 1, Б) принимается y_{sm} равным 12,5 км, мощность коры — 40 км, тогда, в соответствии с установочной диаграммой (рис. 2, А), термальному возрасту 65 млн.лет соответствует H_l 130 км. Как следует из диаграммы, глубина начального погружения поверхности литосферы составит 3,34 км. В расчетах приняты следующие величины плотности осадочно-чехла: континентальной коры, мантии континентальной литосферы, соответственно: 2450, 2700 и 3340 кг/м³. Средняя плотность континентальной литосферы при этом будет 3143 кг/м³. Температура аномальной мантии в модели принята равной 1500 С, подошвы литосферы — 1300 С, в этом случае будем иметь k_m 8,51 [7, 8].

Геофизическими исследованиями [1, 15, 21] выявляется принципиальное различие в строении верхов литосферы Западно- и Восточночерноморской впадин. Выделяемая кора (см. рис. 1, В) имеет в пределах Западночерноморской впадины основной состав, ее мощность изменяется от 6 км в наиболее погруженной части, до 10 км на периферии. Под Восточночерноморской впадиной мощность коры достигает

12 км, причем в ее верхней части по сейсмическим данным намечается слой с пониженной скоростью, трактуемый предположительно как «гранитный» [15]. Вал Андрусова характеризуется утолщенной относительно соседних впадин корой, содержащей гранитный слой мощностью до 6 км, ее подошва опускается до уровня 28 км. Ниже выделенного корового комплекса фиксируются породы с типичными мантийными скоростями. Хотя в ряде работ допускается присутствие океанской («базальтовой») коры в основании обеих впадин [1, 19], но имеющиеся данные указывают на то, что спрединговой коры под Восточночерноморской впадиной скорее всего нет.

В рассчитанной модели современного глубинного строения (см. рис. 1, Г) зона раскрытия океанской ли-

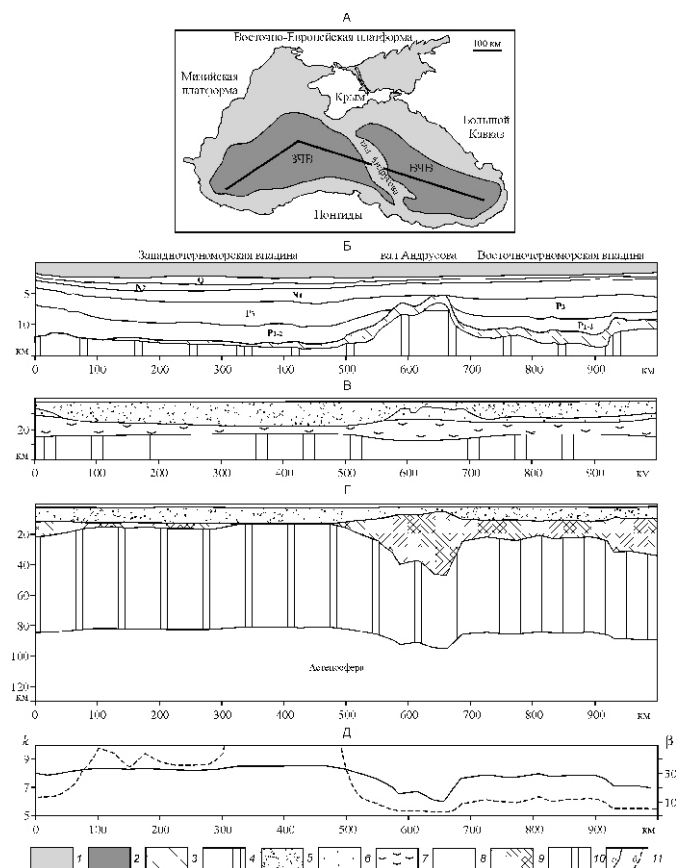


Рис. 1. Исходные данные и модель глубинного строения впадин Черного моря:

А — местоположение профиля; Б — исходный сейсмостратиграфический разрез [21]; В — широтный глубинный разрез Черноморского бассейна по работе [21]; Г — полученная модель глубинного строения; Д — распределение коэффициентов остывания (k) и утонения литосферы (γ) вдоль профиля; 1 — вода; 2 — контуры глубоководных субокеанических впадин Черного моря; 3 — мезозойский осадочный чехол; 4 — фундамент; 5 — осадочный чехол; 6 — «гранитная» кора; 7 — «базальтовый» слой; 8 — мантия; 9 — реликтовая литосфера; 10 — новообразованная литосферная мантия; 11 — кривые изменения коэффициентов k (а) и γ (б)

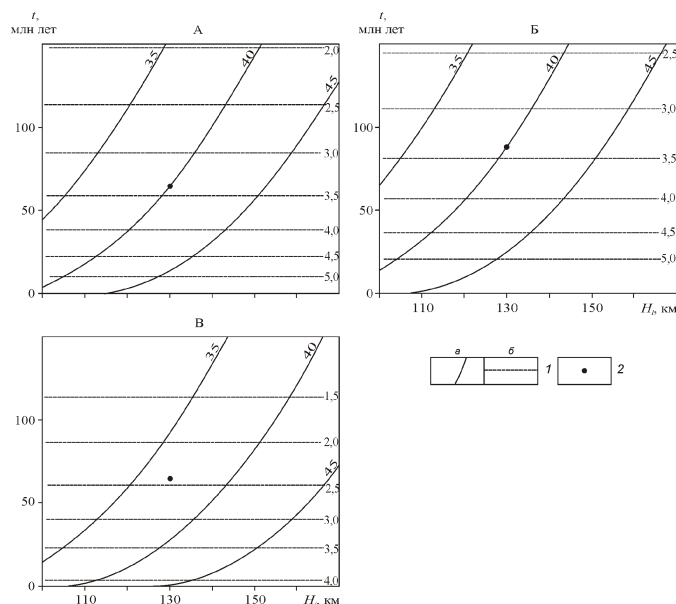


Рис. 2. Диаграммы связи уровня компенсации с возрастом, глубиной начального погружения и мощностью коры спрединговых депоцентров Западно- (А, Б) и Восточночерноморской (В) впадин:

l — изолинии (в км): a — мощности коры и b — глубины начального погружения; 2 — начальное погруженное состояние в моделях

тосферы приурочена к депрессии фундамента в восточной части Западночерноморской впадины и имеет ширину порядка 150 км. К юго-западу от нее чехол подстилается остаточной литосферой мощностью от первых километров до 10 км, под валом Андрусова ее мощность увеличивается до 40 км. В пределах Восточночерноморской впадины толщина реликтовой литосферы составляет 10—15 км, ее подошва оказывается на глубине 22—24 км. Это приблизительно та глубина, на которой фиксируется подошва «коры» по геофизическим данным (см. рис. 1, В). Подошва современной новообразованной литосферы под Западно- и Восточночерноморской впадинами прогнозируется примерно на одном уровне (80—85 км), она несколько опущена под валом Андрусова (до 95 км). В рельефе выделенных глубинных границ отображаются все элементы рельефа фундамента осадочного бассейна, что является следствием принятой гипотезы локальной изостатической компенсации. Полученное распределение коэффициента остывания k вдоль профиля показывает (см. рис. 1, Д), что его значения не опускаются ниже 6, максимальные величины равны k_m в спрединговой зоне. Коэффициент утонения минимален под валом Андрусова (3—4), под Восточночерноморской впадиной его значения повышаются до 10—12, в пределах Западночерноморской вне зоны спрединга достигают 40.

В целом, глубинная модель не противоречит данным геофизики. Специфика ее в том, что место «кон-

солидированной коры» частично или полностью занимает реликтовая рифтогенная литосфера. Подразделение разреза на реликтовую и новообразованную части литосферы представляется более адекватным в отношении рифтового бассейна. Под рифтогенной следует понимать магматизированную и интенсивно деформированную континентальную литосферу. Отмечаемый на сейсмических разрезах слой «коры» под Восточночерноморской впадиной, включающий «гранитную» и «базальтовую» составляющие, на самом деле может отвечать рифтогенной литосфере, подстеленной новообразованной литосферной мантией. Базальтовая кора под Западночерноморской впадиной на сейсмическом разрезе (см. рис. 1, В) может отображать кору литосферы океанского типа в пределах выделенного спредингового участка, но далее к юго-западу она накладывается на прогнозируемый тонкий слой реликтовой литосферы. Кстати, малая мощность этого слоя вполне сопоставима с мощностью остаточной континентальной литосферы, фиксируемой в переходной зоне Иберийской пассивной окраины [11].

Основные черты истории погружения. Реконструкция выполнялась с привлечением процедуры бэкстриппинга: последовательно удалялись слои сейсмостратиграфического разреза, для оставшихся рассчитывалось изостатическое равновесие на соответствующий момент времени. Разуплотнение осадков не применялось в соответствии с приведенными ранее аргументами [6—8]. Согласно стратиграфической интерпретации разреза, рассмотрено пять стадий погружения (рис. 3): начало термального погружения (65 млн.лет), рубежи эоцена—олигоцена (38 млн.лет), олигоцена—миоцена (24 млн.лет), миоцена—плиоцена (5 млн.лет) и плиоцена—квартера (2 млн.лет).

В начале погружения (см. рис. 3, А) относительные превышения вала Андрусова составляют 800—1000 м. Это наименьшие из возможных оценок палеорельефа, так как следуют из принятого условия локального изостатического равновесия. Принятие схемы региональной изостазии может привести к некоторому увеличению син- и пострифтового рельефа фундамента, поддерживаемого за счет эффективной упругой мощности литосферы [27]. Благодаря сглаженному рельефу бассейн выглядит как единый. Погружение дна обеих впадин примерно одинаково и различается на первые сотни метров. Максимальная глубина моря в это время составляла 3,4 км в области спрединга Западночерноморской впадины. После отложения осадков палеоцена—эоцена (см. рис. 3, Б) палеовал выступает в рельефе дна на несколько сотен метров. Мощность осадков увеличивается в направлении юго-западного окончания разреза, что вызвано усиленным осадочным стоком со стороны Балканид, испытывавших в это время коллизионное сжатие [26]. В связи с этим формируется перекосящий фундамент За-

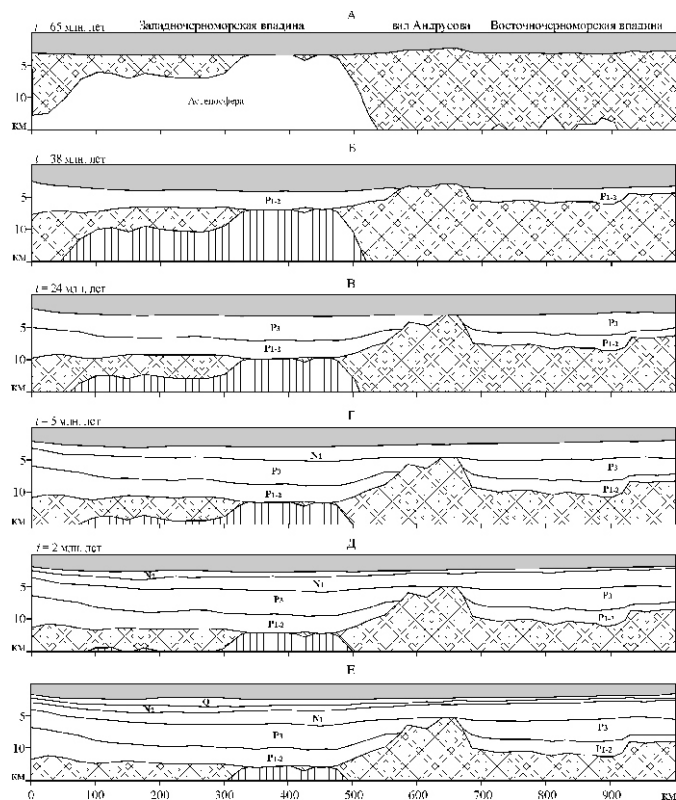


Рис. 3. Стадии погружения вдоль профиля для различных временных рубежей — реконструкция с одновременным началом погружения (А—Д); современный разрез ([21] с дополнениями) (Е):

см. услов. обозн. к рис. 1

падночерноморской впадины с увеличением глубин в сторону горного сооружения. Согласно работе [12], на юго-западной окраине бассейна в это время существовал краевой прогиб. Глубина моря к концу эоцена в депоцентрах достигает 4 км в Западно- и 3,6 км в Восточночерноморской впадинах.

В конце олигоцена (см. рис. 3, В) наступает важный рубеж — заканчивается существование обособленных осадочных бассейнов, кровля чехла выходит на уровень вершины вала Андрусова, превышения которого над впадинами фундамента приближаются к современным величинам. Формируется единый осадочный бассейн с глубиной моря до 3 км и почти плоским дном. Профиль фундамента Западночерноморской впадины выравнивается, нагрузка чехла на юго-западную окраину ослабевает. В миоцене (см. рис. 3, Г) усиленный сток осадков со стороны Большого Кавказа приводит в конце периода к некоторому обмелению Восточночерноморской впадины до 2,4—2 км, тогда как глубина моря в Западночерноморской сохранилась на прежнем уровне, т.е. около 3 км. Данный перекося дна сохранялся в плиоцене и четвертичном периоде (см. рис. 3, Д и Е), однако центр осадконакопления сместился в западную часть Западночерноморской впадины, где основное влия-

ние приобрел снос осадков с растущего орогена Карпат.

Модельные разрезы в масштабе литосферы (рис. 4) демонстрируют глубинные процессы, сопровождавшие погружение. Литосферный корень палеовала Андрусова в конце рифтово-спредингового этапа, по-видимому, сформировался как барьер, разграничивающий два мантийных плюма разной интенсивности (см. рис. 4, А). Наибольшие темпы остывания, характерные для начального периода, привели к тому, что уже в конце эоцена мощность новообразованной литосферы достигла 45 км под спрединговой зоной Западночерноморской впадины и 40 км под Восточночерноморской (см. рис. 4, Б). В дальнейшем скорость наращивания литосферы существенно замедляется, в конце олигоцена положение ее подошвы под Западночерноморской впадиной прогнозируется на уровне 65 км, под Восточночерноморской — 70 км; в конце миоцена эти отметки близки к современным и отличаются незначительно: 77—78 км под Западно- и 82—83 км под Восточночерноморской впадинами (см. рис. 4, В и Г).

Таким образом, основные события истории погружения Черноморского бассейна отображают цикл об-

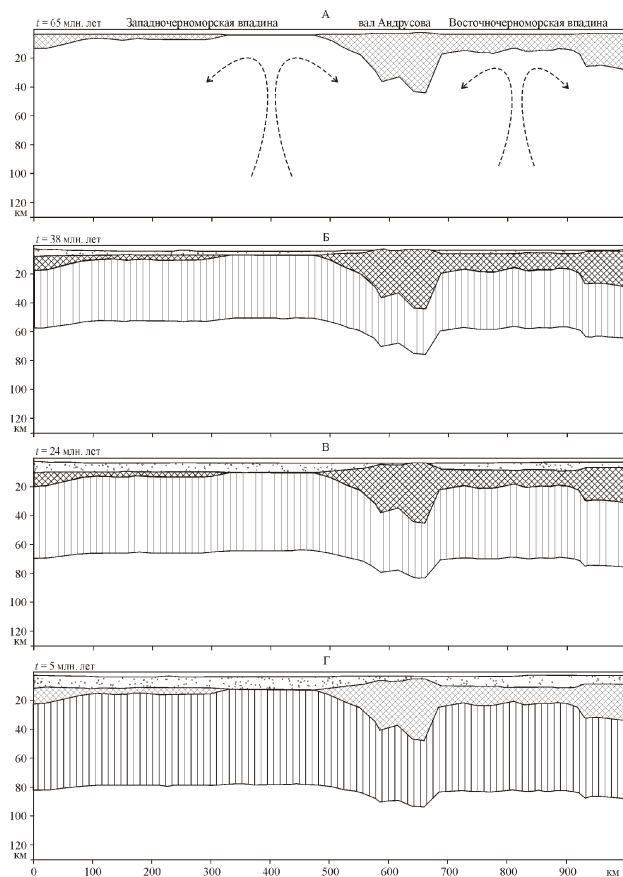


Рис. 4. Модельные глубинные разрезы для разных возрастных рубежей в реконструкции с одновременным началом погружения:

пунктир — конвектирующая астеносфера; см. услов. обозн. к рис. 1

разования и ликвидации глубоководных котловин, включающий эмбриональное состояние субокеанических впадин в начале остывания, дальнейшее их дифференцированное погружение на протяжении палеогена, сопровождаемое относительным ростом вала Андрусова, и последовавшую на рубеже олигоцена—миоцена осадочную компенсацию. Далее история погружения связана с функционированием единого седиментационного бассейна Черного моря.

Вклад термальной и седиментационной составляющих прогибания фундамента. Условием опережающего прогибания котловин на начальном этапе служат выступы аномальной мантии — области с высокими значениями коэффициента остывания k , обеспечивающими достаточно быстрое термальное погружение дна в начале остывания. Позже в качестве более значимого фактора подключается масса накапливающихся осадков [6]. Для того чтобы проследить распределение вкладов от этих двух факторов и оценить степень их взаимодействия, были построены графики термальной и осадочной составляющих погружения фундамента (рис. 5). По итогам палеоцен-эоценового этапа их кривые в котловинах практически совпадают (см. рис. 5, А), что говорит о том,

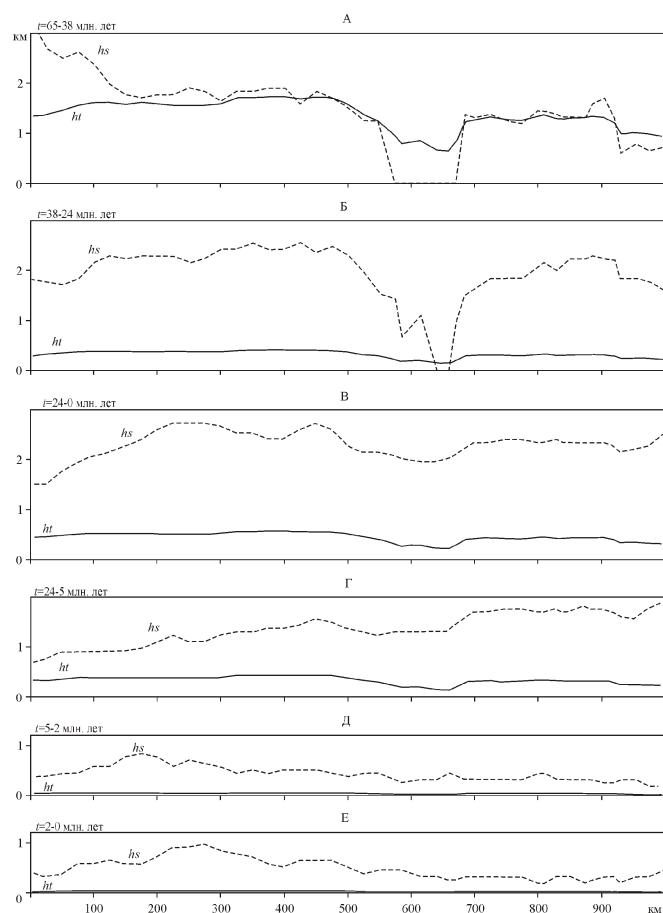


Рис. 5. Соотношение термальной (ht) и осадочной (hs) составляющих погружения фундамента для разных временных интервалов в реконструкции с одновременным началом остывания мантии

что процесс осадконакопления контролировался термальной составляющей. На фланге Западночерноморской впадины, где осадочный поток усиливался, кривые погружения расходятся. В течение олигоцена их соотношение в котловинах резко изменяется (см. рис. 5, Б): если осадочная составляющая прогибания остается стабильно высокой (2,2—2,4 км погружения фундамента), то термальная падает до 400 м, при этом ее распределение вдоль профиля существенно выравнивается. На этом этапе глубоководные впадины продолжают «притягивать» максимумы мощностей осадочного материала. По итогам миоцен-четвертичного периода эволюции общий характер соотношения вкладов сохранился (см. рис. 5, В). Несколько большее конечное погружение в Западночерноморской впадине обеспечивалось соответствующей нагрузкой большого количества осадков, заполнявших впадину. Разбивка этого этапа на периоды миоцена, плиоцена и квартера (см. рис. 5, Г—Е) показывает, что в течение каждого периода распределение погружения было пространственно неравномерным, т.е. соответствующим неравномерному осадочному заполнению бассейна Черного моря. В миоцене опережающему опусканию подвергся восточный фланг бассейна (см. рис. 5, Г), что было обусловлено усилившимся поступлением терригенных осадков со стороны орогена Большого Кавказа. В течение последних 5 млн. лет (см. рис. 5, Д и Е) за счет карпатских источников сноса опускалась в основном западная часть Западночерноморской впадины, что способствовало выравниванию общего профиля погружения фундамента. Вклад термального прогибания в это время был пренебрежимо малым (50 м и менее).

Анализ вкладов термальной и седиментационной составляющих погружения впадин Черного моря подчеркивает значительную роль нагрузки чехла. Косвенное влияние обнаруживают при этом тектонические процессы в окружающих орогенических областях.

О возможном присутствии в основании чехла верхнемеловых пострифтовых отложений. По мнению авторов работ [9, 10, 12], под палеогеновыми осадками, достоверно заполняющими нижнюю часть Черноморских впадин, весьма вероятно присутствие верхнемеловых отложений, относящихся к пострифтовой серии. Мощность гипотетического верхнемелового комплекса в основании Западночерноморской впадины может достигать 5 км, под Восточночерноморской прогнозируется на 1—2 км меньше [12]. Эффект присутствия верхнемеловых осадков рассматривается ниже в контексте ограничений и следствий термальной модели погружения. В локально-изостатической постановке время остывания и мощность накопившегося осадочного чехла взаимосвязаны [6]. Повышение мощности приводит к увеличению возраста впадины, поэтому независимо определенный термальный возраст может служить критери-

ем мощности верхнемелового пострифтового комплекса. Если сохранить все принятые параметры, в частности, уровень компенсации (130 км) и мощность коры (40 км), то, как следует из графика, связывающего мощность чехла в депоцентре Западночерноморской впадины с длительностью остывания (рис. 6, А), весь возрастной диапазон верхнего мела (97—65 млн. лет) может «вместить» до 1,8 км изостатически скомпенсированных осадков. Если будет доказано наличие верхнемеловых образований мощностью, существенно превышающей указанную, то это может послужить признаком тектонического погружения.

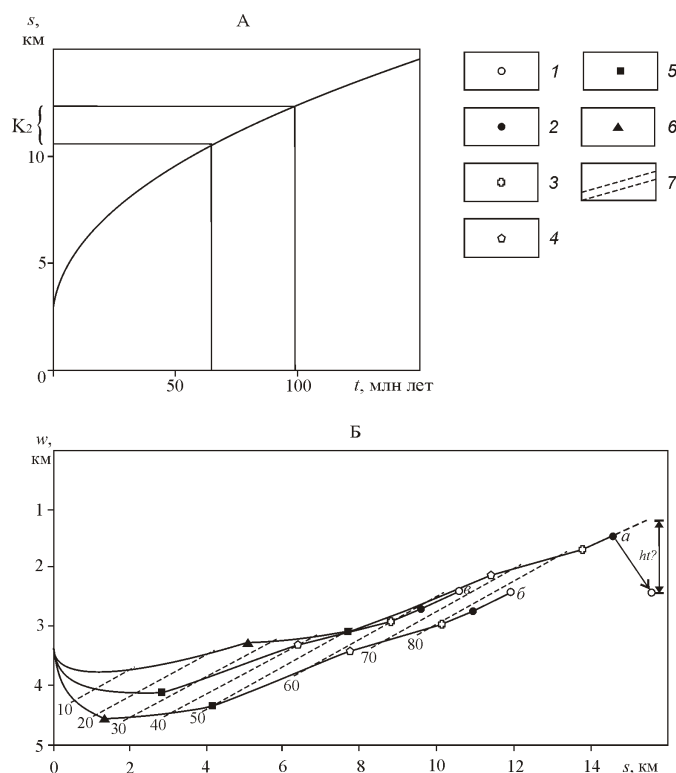


Рис. 6. Связь возраста и мощности осадков (s) депоцентра Западночерноморской впадины в рамках модели термального погружения (А), интервал верхнего мела (K_2); сопоставление траекторий погружения депоцентра Западночерноморской впадины при наличии верхнемеловых осадков в основании разреза (Б):

кривые мощности осадков: a — 5 км, b — 1,4 км, и v — отсутствуют; точки — погруженные состояния в конце возрастных рубежей; w — глубина моря; траектории, соединяющие точки, рассчитаны исходя из средних скоростей осадконакопления для соответствующего стратиграфического интервала; оцифрованные пунктирные линии — изохроны от начала погружения (в млн.лет); ht — величина возможного тектонического погружения в случае кривой a ; погруженные состояния в конце периодов: 1 — четвертичного, 2 — плиоцена, 3 — миоцена, 4 — палеогена, 5 — эоцена и палеоэоцена, 6 — позднего мела; 7 — изохроны от начала погружения (в млн.лет)

Если допустить, что верхнемеловые отложения, связанные со стадией термального погружения, присутствуют в разрезе, это отразится на конфигурации модели и получаемых результатах. Возможные вариации демонстрируются с помощью бэкстриппинга псевдоскважины в районе депоцентра Западночерноморской впадины. Точки бэкстриппинга и аппроксимирующие их модельные траектории на рис. 6, Б(б) представляют собой историю погружения в координатах мощности чехла и глубины моря. Начало остывания отнесено к раннему коньяку (88,5 млн. лет). Кривая *a* представляет собой рассчитанное погружение колонки, включающей 5 км верхнемеловых осадков. Вследствие получаемой высокой скорости осадконакопления на ранней стадии, глубины моря оказываются стабильно меньшими, чем у референтной кривой *в* (см. рис. 6, Б). Происходит ускоренное обмеление и к концу олигоцена дно моря выходит на глубины, превышающие современную глубину, а в конце плиоцена достигает уровня 1,2 км. Точка современного состояния, как следствие, «соскакивает» с траектории термально-седиментационного погружения. Другими словами, термальной и осадочной составляющих погружения в данном случае недостаточно, чтобы обеспечить современную глубину моря. Конечную точку можно «вернуть» на кривую погружения, если уменьшать мощность верхнемеловых отложений. Это демонстрирует кривая *б*, для которой совпадение с точкой современного состояния получено при 1,4 км мощности пород позднего мела. При этом существенно изменяется сама траектория — за счет уменьшения скорости осадконакопления в начале погружения глубины морского дна здесь больше, чем в случае кривой *в*. Расхождение в конечной глубине морского бассейна для кривой также можно устранить, допустив дополнительное тектоническое прогибание фундамента на величину расхождения, т.е. примерно 1,2—1,3 км (см. рис. 6, Б).

Вопрос о присутствии верхнемеловых осадков тесно связан с гипотезой более раннего образования Западночерноморской впадины по отношению к Восточночерноморской, поэтому эффект позднемеловой составляющей разреза в двухмерной реконструкции рассматривается в рамках модели разновременного заложения впадин.

Специфика погружения черноморских впадин с раздельным стартом. Часть исследователей придерживается точки зрения, что Западночерноморская впадина древнее Восточночерноморской и, что ее заложение относится к рубежу раннего и позднего мела или к позднему мелу [5, 10, 20]. Если допустить, вслед за авторами работ [5, 19], спрединговую природу основания обоих впадин, то из термальной модели с учетом меньшей мощности чехла Восточночерноморской впадины следует, что она должна быть моложе [6]. Рассматривая этот вариант, примем в качестве термального возраста Западночерноморской

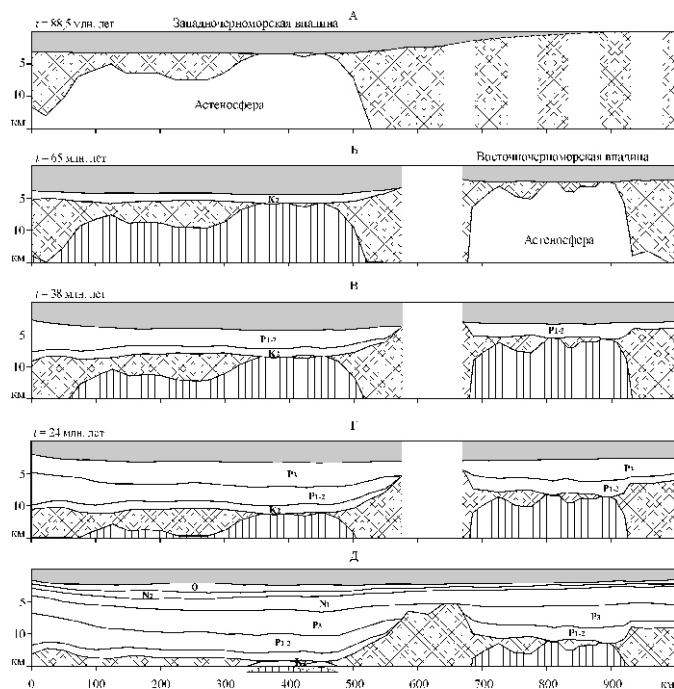


Рис. 7. Стадии погружения вдоль профиля в случае раздельного во времени начала термального погружения (А-Г) и современный разрез по работе [21] с дополнениями (Д):

см. услов. обозн. к рис. 1

впадины 88,5 млн.лет; для Восточночерноморской сохраняется прежний старт погружения 65 млн.лет назад. Фактором, осложняющим описание единой модели в этом случае, оказывается температурное возмущение, сопровождающее рифтогенез в восточной котловине. На стыке двух впадин следует ожидать существенный латеральный тепловой поток и данные, получаемые в рамках одномерной задачи остывания, не будут достоверными. Поэтому в области вала Андрусова построения не проводились. Основным допущением является то, что на удалении от вала Андрусова влиянием латерального теплопереноса можно пренебречь.

Гипотетическая мощность верхнемеловых осадков в Западночерноморской впадине рассчитывалась на основании предположения о неизменности величин коэффициента k вдоль профиля (аналогично расчету кривой b в одномерной модели. Соответственно, для нее сохраняются все литосферные параметры и уровень начального погружения (см. рис. 2, Б). Для спрединговой модели Восточночерноморской впадины при термальном возрасте 65 млн.лет начальное погружение составляет 2,4 км (см. рис. 2, В), при этом для сохранения глубины компенсации 130 км требуется снижение мощности коры до 37 км. Кинематические условия совместного погружения Западночерноморской впадины и растяжения литосферы на

месте будущей Восточночерноморской не соблюдены и соответствующие горизонтальные перемещения на разрезах (рисунки 7 и 8) не учтены с целью упрощения построений.

В конце рифтового этапа Западночерноморская впадина была с востока ограничена склоном пассивной континентальной окраины, конфигурация которой дана гипотетически (см. рисунки 7, А и 8, А). Глубины первоначального морского бассейна, ширина зоны спрединга не изменились по сравнению с базовой реконструкцией (см. рис. 3, А), что соответствует выбранным установкам. Изменения касаются конфигурации кровли астеносферы: в западной части рифта резче обозначился ее локальный выступ — это следствие полученного распределения мощностей гипотетического верхнемелового комплекса. После его отложения (см. рис. 7, Б) на рубеже мела—палеогена бассейн Западночерноморской впадины углубился до 4,5 км в депозентре, что на 0,5 км глубже, чем в базовой модели. «Одновременно» в восточной части заложились и дос-

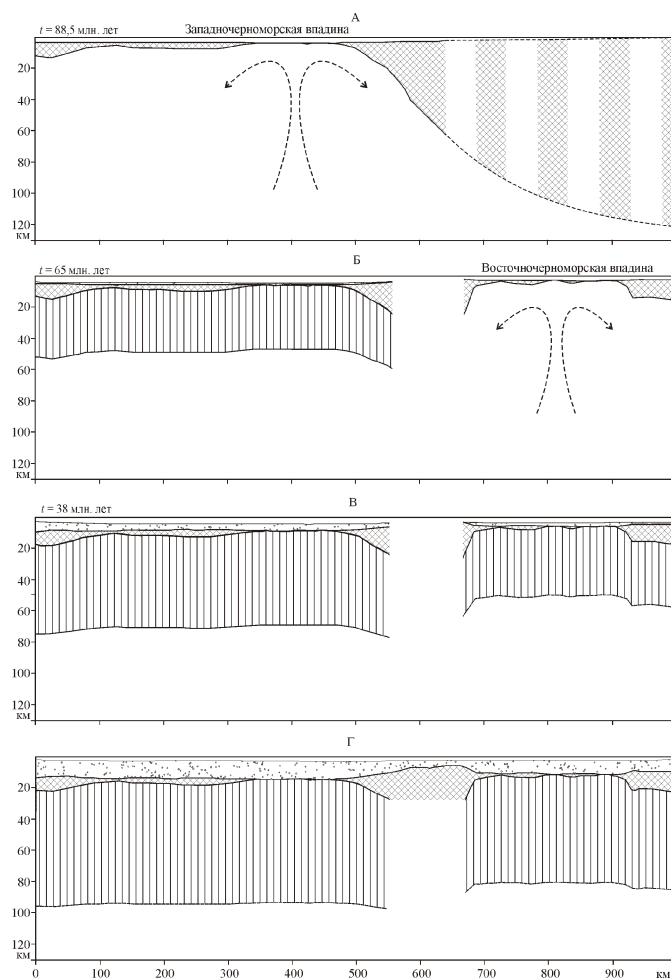


Рис. 8. Модельные глубинные разрезы для разных возрастных рубежей в случае раздельного во времени начала термального погружения:

см. услов. обозн. к рис. 1

тиг стартового погружения рифт Восточночерноморской впадины. Структура литосферы вблизи фундамента отражает скорее условия рассеянного спрединга: единая спрединговая зона, как в случае Западночерноморской впадины, здесь не выражена, напротив, намечаются три локальных выступа мантии шириной до 10—20 км. Глубина начального бассейна Восточночерноморской впадины, соответственно, меньше чем в случае одновременного с Западночерноморской погружения и достигает 2,4 км вместо «бывших» 3 км. К концу эоцена (см. рис. 7, В) максимум глубины моря в Западночерноморской впадине составил 4,2 км (то же в предыдущей модели), погружение же Восточночерноморской примерно на 0,4 км меньше прежней реконструкции. Наконец, в конце палеогена различия в глубинах морского дна между двумя реконструкциями практически исчезают в связи с полной осадочной компенсацией (см. рисунки 3, В и 7, Г). Различия в глубинном строении максимальны на рубеже мела и палеогена, когда под Западночерноморской впадиной «наморожена» литосфера мощностью до 50 км, а в области рифта Восточночерноморской должна быть распространена аномальная мантия (см. рис. 8). В последующем остывающая мантия Восточночерноморской впадины «догоняет» Западночерноморскую по уровню подошвы литосферы, но и в современном состоянии между ними сохраняется ступень высотой 13 км. По этому показателю реконструкция с раздельным стартом также отличается от реконструкции с одновременным погружением, в которой на современном этапе прогнозируется практически одинаковая глубина подошвы литосферы двух впадин (см. рис. 1, Г).

Таким образом, в случае раздельного во времени начала термального погружения усиливаются различия в начальном состоянии двух впадин по сравнению со сценарием одновременного опускания, где разница в глубинах моря мала. Предполагаемый спрединговый характер фундамента Восточночерноморской впадины способствует этому расхождению, так как приводит к меньшим глубинам стартового погружения восточной впадины. Расхождения в палеобатиметрии стираются к началу неогена, что по времени совпадает с завершением раздельного функционирования впадин и происходит на фоне снижения темпов термального погружения и усиления влияния седиментационной составляющей.

Обсуждение результатов исследования. Выполненные реконструкции и связанные с ними построения применяются при рассмотрении ряда актуальных проблем тектоники Черноморского региона. С их помощью могут быть сформулированы критерии оценки предлагаемых различных моделей формирования субокеанических впадин Черного моря, включая, разумеется, и рассмотренные схемы:

1. Полученное совпадение контуров консолидированной коры на геофизическом разрезе и реликтовой литосферы в модели Восточночерноморской впади-

ны (см. рис. 1, В и Г) является показателем того, что категория реликтовой рифтогенной литосферы должна привлекаться при интерпретации данных о структуре литосферы осадочного бассейна, о чем свидетельствует и современное понимание процесса [11, 22, 28]. С одной стороны, вещественные и структурные изменения континентальной литосферы в ходе рифтогенеза способствуют изменению структуры и состава пород, «стиранию» прежних границ и формированию новых (детачментов). С другой, утонение континентальной литосферы и изостатический подъем астеносферы выводит раздел астеносферы и литосферы вверх до уровня, близкого к подошве осадочного чехла [11]. Средняя плотность рифтогенной литосферы должна быть существенно ниже плотности подстилающей мантии, чему, кроме состава, может способствовать ее значительная деформированность. В итоге после завершения рифтинга и начала остывания аномальной мантии под осадочным бассейном проявится новая, надо полагать, резко выраженная граница между реликтовой литосферой и достаточно гомогенной новообразованной литосферной мантией, которой будут присущи типичные мантийные скорости и граница Мохо на разрезе, вполне возможно, будет совпадать с разделом этих двух «литосфер». Описанная ситуация, по-видимому, имеет место в случае Восточночерноморской впадины. Расхождение границы Мохо и контура подошвы реликтовой литосферы на других участках разреза может служить основой для взаимной коррекции построений.

2. Вопрос о возможности спрединга в Восточночерноморской впадине также может быть рассмотрен в контексте сравнения данных о глубинном строении. Предположение о спрединговой природе фундамента Восточночерноморской впадины, заложенное в схему расчета, реализуется в модели в форме рассеянного спрединга, когда на получаемом глубинном разрезе в верхней части литосферы чередуются блоки реликтовой литосферы с примерно равными им по площади выступами новообразованной литосферной мантии (см. рис. 7). Такой тип структур не фиксируется геофизическими методами в основании рассматриваемой впадины [1, 15]. Отображаемая на разрезах граница Мохо (см. рис. 1, В) — граница между реликтовой и новообразованной литосферой в интерпретации автора — выглядит практически плоской под обеими впадинами, т.е. модель спрединга в данной впадине не подтверждается независимыми данными (в отличие от рифтовой модели). В общем, достаточно расчлененный рельеф подошвы рассматриваемой впадины [21] не дает оснований для утверждения спредингового механизма, так как раскрытие океанской литосферы предполагает образование спрединговой зоны в виде наиболее погруженной «долины», глубина которой определяется уровнем свободной мантии. Такая погруженная «долина»

присутствует в рельефе фундамента Западночерноморской впадины (см. рис. 1, В и Г). В морфологическом смысле термин субокеаническая по отношению к Восточночерноморской впадине следует сохранить, хотя более точно ее состояние можно определить как переходное между континентальным рифтом и субокеаническим бассейном типа Западночерноморской впадины.

3. Критериями относительного начала погружения двух впадин могут служить полученные глубины залегания подошвы новообразованной литосферы. Реконструкция показала, что в случае раздельного во времени погружения подошва литосферы под Восточночерноморской впадиной должна быть выше (примерно на 10—15 км, если разница во времени составляет 23 млн.лет (см. рис. 8, Г)). При отодвигании начала погружения западной впадины вглубь верхнемелового периода, итоговая глубина подошвы ее литосферы увеличивается. Так, если при установленном начале остывания на рубеже мела—палеогена современное положение подошвы получается на уровне 85 км (см. рис. 1, Г), то отнесение начала остывания к раннему коньяку (88,5 млн.лет) приводит к ее опусканию под Западночерноморскую впадину до глубины 95 км (см. рис. 8, Г). Однако регистрация границ с такой точностью требует соответствующей высокой точности геофизических методов.

4. Применяемый подход формально не предусматривает участия тектонического погружения. Для воссоздания непротиворечивой картины формирования впадин, при существующем широком допуске для расчетных параметров, оказывается достаточно двух факторов погружения: массы остывающей аномальной мантии и нагрузки чехла. Вместе с тем, непосредственное влияние тектонической деформации на общий ход развития Черноморских впадин может наблюдаться, начиная с конца олигоцена—начала миоцена, когда в регионе начали усиленно проявляться орогенические процессы, вызванные коллизией Аравийской и Евразийской литосферных плит [12, 13, 26]. Подключение независимого тектонического погружения влечет за собой отклонение глубин моря от тех значений, которые предсказывает термальная модель, поэтому для обоснования участия тектонического механизма требуется привлечение независимых данных об изменении глубин моря. В работе [18] приводятся аргументы, подтверждающие некоторое обмеление Черноморского бассейна в период с позднего олигоцена по миоцен до отметок, несколько превышавших 1 км, после чего возобновилось медленное опускание дна. Такой сценарий может указывать на проявление тектонического погружения в плиоцене—квартере, однако другие оценки палеобатиметрии этому противостоят [17].

Вклад тектонического погружения в общее прогибание литосферы Черного моря может быть приближенно оценен после уточнения нижних границ по-

стрифтового осадочного комплекса. Локально-изостатическая термальная модель допускает присутствие в основании чехла верхнемеловых осадков определенной мощности (см. рис. 6, А). Если будет установлено, что их мощность в Западночерноморской впадине превышает критическую величину в 1,8 км (зависит от вводимых параметров и может изменяться), полученный «излишек» может быть отнесен на счет тектонического погружения, величина которого будет равна разности наблюдаемой и теоретической глубин моря. При максимальной гипотетической мощности верхнемеловых отложений в Западночерноморской впадине 5 км [10, 12] тектоническое погружение для нее составит 1,2 км (см. рис. 6, Б). Это достаточно большая величина, существенная в истории погружения, учитывая, что примерно столько же составляет суммарное термально-седиментационное погружение в плиоцен-четвертичном периоде (см. рис. 5). Если толщина отложений позднего мела под Западночерноморской впадиной не превысит указанного предела, то это может означать, что тектоническое прогибание не было таким значительным, чтобы существенно повлиять на ход формирования впадины.

В заключение следует отметить, что реконструкция отобразила характерные черты пострифтовой эволюции субокеанических впадин Черного моря, следующие из термально-осадочного механизма погружения. В случае одновременного начала остывания, на старте термального погружения обе впадины составляют, по сути, единый бассейн, в котором будущая Восточночерноморская впадина отделена от несколько более глубокой Западночерноморской субокеанической депрессии палеовалом Андрусова высотой 0,8—1,0 км. Максимальная выраженность глубоководных котловин проявляется в палеоцене—эоцене под действием термального погружения, усиленного направленным стоком осадков. Важный рубеж в истории погружения Черноморского бассейна — прекращение раздельного функционирования двух впадин на границе олигоцена и миоцена достигается на фоне исчерпывания потенциала термального погружения, когда ведущим фактором становится масса накапливающихся осадков. Реконструкция прогибания с раздельным во времени стартом, допускающая спрединговую природу Восточночерноморской впадины, показала, что в этом случае усиливаются различия в начальном погруженном состоянии и конечном положении подошвы новообразованной литосферы двух впадин.

Ряд практических выводов следует в отношении актуальных проблем строения и развития Черноморских впадин: 1) граница Мохо, фиксируемая под впадинами (в первую очередь под Восточночерноморской), в действительности может отображать раздел между реликтовой рифтогенной литосферой и новообразованной литосферной мантией; 2) с одной стороны, спрединговый участок шириной 150 км прогнозируется под Западночерноморской впади-

ной, с другой, не находит подтверждения гипотеза о спрединговой природе фундамента Восточночерноморской впадины; 3) мощность предполагаемого верхнемелового комплекса в составе пострифтовой осадочной серии в рамках используемой модели, с одной стороны, должна быть ограничена величиной порядка 1,8 км, с другой, доказанное присутствие более мощных верхнемеловых отложений может быть свидетельством проявления значительного тектонического погружения.

Следует подчеркнуть, что полученные результаты во многом диктуются вводимыми параметрами литосферы и аномальной мантии, возрастом, данными геофизики, стратиграфической интерпретацией разреза и другими показателями, неопределенность которых пока значительна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Старостенко В.И. Мощность и структура земной коры Черноморской впадины по гравиметрическим данным // Геофизический журнал. 1996. № 5. С. 17—31.
2. Вержбицкий Е.В., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Возраст и мощность литосферы региона Черного моря // Геотектоника. 2003. № 6. С. 80—89.
3. Галушкин Ю.И., Шрейдер А.А., Булычев А.А., Шрейдер А.А. Тепловой поток и термическая эволюция литосферы Черноморской впадины // Океанология. 2006. Т. 46. № 2. С. 296—314.
4. Геофизика океана. Геодинамика / Под ред. О.Г.Сорохтина. —М.: Наука, 1979.
5. Гольмшток А.Я., Хахалев Е.М. Оценка возраста Черноморской впадины и ее эволюция // История океана Тетис. —М., 1987. С. 116—138.
6. Гончар В.В. Пострифтовое погружение и возраст субокеанической впадины // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 2. С. 38—53.
7. Гончар В.В. Опыт реконструкции термального погружения Западночерноморской впадины // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 1. С. 48—60.
8. Гончар В.В. Погружение субокеанических впадин // Известия вузов. Геология и разведка. 2011. № 3. С. 4—14.
9. Казьмин В.Г., Шрейдер А.А., Финетти И. и др. Ранние стадии развития Черного моря // Геотектоника. 2000. № 1. С. 46—60.
10. Казьмин В.Г., Шрейдер А.А., Шрейдер А.А. Возраст западной впадины Черного моря по результатам изучения аномального магнитного поля и геологическим данным // Океанология. 2007. Т. 47. № 4. С. 613—621.
11. Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе // Геотектоника. 1998. № 5. С. 19—31.
12. Никишин А.М., Коротаев М.В., Болотов С.Н., Еришов А.В. Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 3—17.
13. Паталаха Е.И., Сенченков И.К., Гончар В.В. Вязкая модель плитной тектоники Черноморского региона (к проблеме позднекайнозойского развития впадин Черного моря) // Океанология. 2006. Т. 46. № 5. С. 703—714.
14. Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 6. С. 1338—1341.
15. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря / Под ред. В.В.Белоусова, Б.С.Вольвовского. —М.: Наука, 1989.
16. Туголесов Д.А., Мейснер Л.Б. Оценка скоростей осадконакопления и тектонического прогибания на примере Черноморской впадины // Геотектоника. 2002. № 4. С. 81—88.
17. Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Образование геологических тел в условиях мелководных и глубоководных бассейнов по сейсмическим материалам // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши / Тр. ГИН. Вып. 388. —М.: Наука, 1984. С. 4—13.
18. Шимкус К.М. Процессы осадконакопления в Средиземном и Черном морях в позднем кайнозое. —М.: Научный мир, 2005.
19. Шрейдер А.А. Раскрытие глубоководной котловины Черного моря // Океанология. 2005. Т. 45. № 4. С. 592—604.
20. Cloeting S., Spadini G., Van Wees J.D., Beekman F. Thermo-mechanical modelling of Black Sea basin (de)formation // Sedim. Geol. 2003. Vol. 156. Pp. 169—184.
21. Finetti I., Bricchi G., Del Ben A. et al. Geophysical study of the Black Sea // Bollettino di Geofisica. Teorica ed applicata. 1988. Vol. XXX. Pp. 75—155.
22. Kusznir N.J., Ziegler P.A. The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: a simple-shear / pure-shear flexural cantilever model // Tectonophysics. 1992. Vol. 215. Pp. 117—131.
23. McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. № 1. Pp. 25—32.
24. Okay A.I., Sengor A.M.C., Gurbur N. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on surrounding regions // Geology. 1994. Vol. 22. Pp. 267—270.
25. Parker R.L., Oldenburg D.W. Thermal model of ocean ridges // Nature Phys. Sci. 1973. Vol. 242. № 122. Pp. 137—139.
26. Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.F. Petroleum geology of the Black Sea // Mar. Petrol. Geol. 1996. Vol. 13. Pp. 195—223.
27. Spadini G., Cloeting S., Bertotti G. Thermo-mechanical modeling of the Tyrrhenian Sea: lithosphere necking and kinematics of rifting // Tectonics. 1995. Vol. 14. № 3. Pp. 629—644.
28. Ziegler P., Cloeting S. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins // Earth Sc. Rev. 2004. Vol. 64. Pp. 1—50.

О проблемах модернизации и инноваций геологических и минерагенических исследований

В.Я.ВОРОБЬЕВ, Ю.С.КОНОНОВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики (ФГУП НВНИИГГ); 410012, г.Саратов, ул.Московская, д.70)

Воробьев Виктор Яковлевич, mail@nvniigg.san.ru
Кононов Юрий Сергеевич

About problems of the modernization and innovations of the regional geologist and mineragenist investigations

V.Ya.VOROBIEV, Yu.S.KONONOV

В журнале «Отечественная геология» опубликована статья И.Н.Тихомирова и Р.Н.Голоудина, посвященная проблемам модернизации и инноваций региональных геологических и минерагенических исследований [23]. Статья помещена в разделе «Дискуссии», поэтому возникла естественная потребность откликов на нее. Один из откликов в данном случае предлагаем читателю. Очевидно, следует заметить, что в настоящее время, как известно, об инновациях и модернизациях очень много говорится, но очень мало делается, а в области науки и образования — скорее наоборот [11]. К сожалению, чаще всего такие предложения оказываются лишь благими пожеланиями, которые в современных условиях не могут быть практически реализованными по очень простой причине. Нет средств на их осуществление. Отрасль и ее наука на «голодном пайке».

В частности, в этом отношении можно было бы упомянуть «Материалы VI Всероссийского съезда геологов», включая содержащееся в них «слезное» обращение к В.В.Путину о необходимости помощи отрасли [13, 17], в т.ч., одна из более чем скромных просьб, содержащихся в обращении, связана с недопущением дальнейшего спада объемов работ, производственного и научного потенциала геологической отрасли. В противоположном случае может оказаться так, что в скором времени вообще нечего будет модернизировать, поскольку уже нынешнее состояние отечественной геологии весьма бедственно, а при вступлении в ВТО будет еще хуже.

Помимо упомянутого обращения геологической общественности, практически одновременно аналогичное обращение исходило от сервисных и приборостроительных компаний России, работающих в нефтяной промышленности [18]. Здесь также, в сущности, речь идет о проблемах модернизаций и инноваций, тесно

связанных с геологией, и прежде всего такого вида минерального сырья, который относится к стратегическим. К тому же в настоящее время именно за счет его добычи в наиболее значительной степени осуществляется наполнение бюджета страны. Между тем, как это следует из обоих обращений, происходит разрушение геолого-геофизической основы открытия и освоения месторождений полезных ископаемых вообще, включая нефтегазовые. Например, когда речь идет о государственной геологической съемке, нельзя не учитывать того обстоятельства, что численность персонала предприятий, остающихся под контролем государства, находится на уровне лишь 4% от бывшей геологической службы Министерства геологии РСФСР. В ведении же агентства по недропользованию осталось почти в 2 раза меньше предприятий, находившихся ранее в подчинении того же министерства [8]. Что же касается модернизаций и инноваций, то в отечественной нефтегазовой геофизике объем финансирования научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ (НИОКР) упал в 20—30 раз, включая собственные средства предприятий [7]. Пагубная тенденция «дистрофизации» геологической отрасли продолжается. В частности, ассигнования на нее на 2012 г. вновь сокращены на 20% [9].

В статье И.Н.Тихомирова и Р.И.Голоудина [23] речь идет главным образом о региональных геологических и минерагенических исследованиях, до сих пор осуществляемых в виде государственной геологической съемки (ГГК-200/2 и ГГК-1000/3). В сущности, такова же направленность оценки деятельности Межрегионального центра по геологическому картированию (МЦГК) «Геокарт» [12]. Только методические или модернизационно-инновационные акценты здесь определены существенно по-другому. Кроме того, как известно, существуют региональные

исследования, пока в основном стоящие как бы особняком по отношению к ГГК-200/2 и -1000/3, хотя, в принципе, их следовало бы использовать в комплексе государственного геологического картирования. Представлены такие исследования преимущественно региональным сейсмопрофилированием, комплексированным с параметрическим (опорно-параметрическим) бурением. Осуществление такого комплекса считается обязательным для изучения нефтегазоносных провинций (НГП) и их нефтегазогеологического районирования. При этом установлено, в частности, что чаще всего несколько нефтегазоносных комплексов (НГК), выделяемых в пределах НГП, объединяются в нефтегазоносный этаж (НГЭ). Нефтегазоносные комплексы нередко претерпевают структурно-формационную изменчивость. Такого рода сведения весьма благоприятны для осуществления уже неоднократно предлагавшегося объемного или пространственного картирования [15 и др.].

Достигнутая к середине 80-х годов XX столетия повышенная глубинность геофизических (прежде всего сейсмических) исследований в сочетании с возможностью бурения сверхглубоких скважин вывела комплексирование геолого-геофизических работ на новый уровень. Была разработана широкая программа общесоюзных суперрегиональных исследований земной коры и ее осадочных бассейнов на базе так называемых геотраверсов и начато ее осуществление. При этом, например, геотраверс Ужгород—Фрунзе проходил по нескольким республикам, включая РСФСР. С ликвидацией Советского Союза, союзно-республиканского Министерства геологии, фактически ликвидированы и те остатки программы, которые предусматривалось осуществлять на территории России.

К сожалению, в постсоветское время стало совершенно неясно, кому и зачем вообще нужны региональные исследования, когда разрушена стройная система этапности и стадийности геологоразведочных работ. К тому же при существующей системе недропользования территория страны фактически приобрела лоскутно-кусочный вид, а границы лицензионных участков зачастую секут естественные границы геологических объектов регионально-зонального уровня. В таких условиях недропользователя еще в какой-то степени могут заинтересовать результаты среднemasштабного картирования (ГГК-200/2), но, ни в коем случае, ни мелкомасштабного (1000/3). Что же касается нераспределенного фонда недр, в пределах которого главным образом и производится картирование, то он систематически сжимается как «шагреновая кожа». В сущности — это главное в современной геополитике, ломающей общую систему единого научно-производственного геологического процесса. Фактически это одно и то же, что разорвать единство прямой и обратной связи регионального, зонального и локального прогнозирования (нефтегазоносности, металлогении и др.).

И.Н.Тихомиров и Р.И.Голоудин [23] пишут о том, что в настоящее время кризисными явлениями в той или иной степени поражены все стороны жизни нашего общества. Они не миновали и геологическую отрасль страны. Далее авторы отмечают, что из-за свертывания геолого-съёмочных работ одним из основных источников пополнения знаний о недрах, их строении в целом и объектах, перспективных для дальнейшего изучения и инвестирования, становятся преимущественно материалы, накопленные за годы советской власти. Это связано с тем, что большая часть их еще недостаточно проанализирована, особенно при их обработке и систематизации на основе использования новых технологий. Здесь, пожалуй, следовало бы сделать уточнения.

Во-первых, из контекста высказываний И.Н.Тихомирова и Р.И.Голоудина создается впечатление, что речь идет о кризисных явлениях последних лет (связанных с общемировым кризисом). Однако для отечественной геологической отрасли характерен более длительный глубокий кризис, охватывающий весь постсоветский период. Именно на данном отрезке времени произошли те обвальные разрушительные процессы, которые отмечались на уже упоминавшемся съезде геологов, включая и образование 15-летнего разрыва в воспроизводстве минерально-сырьевой базы страны. При этом, например, по углеводородному сырью, экспорт которого в постсоветский период резко возрос, в 90-е годы XX в. были беспрецедентно списаны запасы нефти и газового конденсата [25]. Одновременно в несколько раз упали объемы поисково-разведочного бурения на нефть и газ [22]. Кроме того, деградировали отрасли производства, обеспечивающие отечественную геологию техническими средствами и технологиями. В сущности, такая оценка тяжелого состояния отечественной геологической отрасли отразилась на официальном уровне. Возвращаясь еще раз к съезду геологов, можно упомянуть и выступление на нем бывшего Министра природных ресурсов и экологии Российской Федерации Ю.П.Трутнева, и доклад бывшего руководителя Федерального агентства по недропользованию А.А.Ледовских [8, 24]. Такая оценка, несомненно, более объективна. Влияние же общего кризиса на состояние отрасли все же сказалось менее существенно.

Во-вторых, хотя в статье [23] упоминаются кризисные явления, сказавшиеся на геологической отрасли в целом, далее речь идет лишь о тех региональных геологических и минерагенических исследованиях, которые осуществляются в форме ГГК (-200/2 и -1000/3). При этом подчеркивается необходимость использования системного подхода в таких исследованиях и предлагается вариант подобного подхода. Фактически же в современных условиях государственное геологическое картирование, к сожалению, представляет собой лишь один из «осколков» бывшей стройной многоуровневой системы (от регио-

нального до локального уровня). Она была сформирована и успешно действовала в советское время, но затем была разрушена. Разрушена именно как уникальная научно-производственная отрасль — система. Немалое значение, очевидно, имело то, что она возглавлялась союзно-республиканским Министерством геологии СССР. Научно-производственный характер отрасли при этом определялся и высокой ролью научно-технического совета в самом Министерстве (и его республиканских подразделениях), и широкой сетью отраслевых научно-исследовательских институтов. Да и специфика производственных геологических работ, вплоть до ввода в разработку открытых месторождений, требует систематического лабораторно-аналитического обеспечения. Все это способствовало широкому осуществлению модернизаций и инноваций, обычно именовавшихся внедрением научно-технических достижений в производство геологоразведочных работ.

В итоге за короткий исторический срок существования советской геологии, завоевавшей передовые позиции в мире, была создана мощная минерально-сырьевая база. Она в значительной степени обеспечила небывалый рост могущества Советского Союза, ставшего второй сверхдержавой в мире. К тому же именно эта база до сих пор обеспечивает главным образом относительное благополучие страны, не говоря уже о том, что она стала основной питательной средой появившихся олигархов.

Что касается взаимосвязи мелко- и среднемасштабного государственного геологического картирования в общем комплексе (системе) геологических исследований, то она призвана способствовать успешности прогноза минерагении в широком понимании на этих уровнях. Кроме того, исходя из такой взаимосвязи, возможен переход от регионального уровня к зонально-локальному (вплоть до открытия месторождений).

Говоря об используемом И.Н.Тихомировым и Р.И.Голоудиным термине минерагения и предлагаям его широком понимании, имеется в виду, например, что в «Геологическом словаре» [1] допускается неоднозначное толкование данного термина. Так, отмечается, что многие исследователи по отношению только к металлическим полезным ископаемым применяли термин металлогения. В случае рассмотрения как металлических, так и неметаллических полезных ископаемых употреблялся термин минерагения. Отмечается также, что есть и другие подходы. Один из вариантов как бы противопоставляет металлогению и минерагению, относя последнюю только к неметаллическим полезным ископаемым, другой, наоборот, предлагает считать их синонимами. Судя по всему, И.Н.Тихомиров и Р.И.Голоудин используют такую характеристику минерагении, которая предусматривает ее распространение как на металлические, так и на неметаллические полезные ископаемые.

Однако среди неметаллических, в основном все-таки подразумеваются твердые разности (уголь, фосфориты и др.). Широкое понимание минерагении имеет в виду распространение ее на флюиды и прежде всего, на такой вид полезных ископаемых, как углеводороды. Этому, например, способствует сходный подход к металлогеническому и нефтегазгеологическому районированию. В обоих случаях в качестве единиц высшего ранга обособляются провинции (металлогеническая, нефтегазгеологическая).

Подобный подход отражен в серии карт соответствующего содержания, которые по мере появления принципиально новых данных периодически (через пять лет) уточнялись. Эти карты в советский период представляли собой важные геологические документы для их использования при определении стратегии и тактики региональных и поисково-разведочных работ на ближайшую перспективу в рамках 5-летнего планирования. Правда, тогда преимущественно металлогеническое и нефтегазгеологическое районирование производилось в основном отдельно, но тем не менее было успешным. Наряду с этим к концу 80-ых—началу 90-ых годов XX в. установлены достаточно тесные связи металлогении и нефтегазоносности. Пожалуй, именно они создали предпосылки для широкого понимания минерагении с распространением ее на углеводородное сырье.

Поэтому достаточно привести два примера. Во-первых, были накоплены сведения о наличии в тяжелых нефтях и битумах повышенных концентраций металлов (главным образом, никеля и ванадия, иногда ртути) в различных районах мира. Это способствовало, с одной стороны, выполнению нефтеметаллогенического районирования, а с другой, направленному изучению образования рудных концентратов, рентабельных для добычи [2]. К сожалению, в современных российских условиях непосредственно до добычи дело вряд ли может дойти. Этому препятствует и существующий порядок недропользования, и общий характер современной геополитики, при которой не только возможность извлечения металлов из тяжелых нефтей и битумов оказывается проблематичной, но и сама их разработка. Во-вторых, изучение периодичности геологических и биологических событий в фанерозое позволило установить специфику накопления так называемых доманикоидных глинисто-кремнисто-карбонатных формаций. При господствующем подходе к генезису углеводородов из исходного органического вещества такие формации относятся к основным нефтегазопроизводящим толщам. В свете же выполненных исследований они обладают и повышенной ураноносностью [16]. Оба указанных аспекта свидетельствуют о целесообразности распространения минерагенического подхода в широком понимании на углеводороды, не говоря уже о парагенезах угленосных и нефтегазоносных формаций.

Наряду с этим, например, в пределах Волго-Уральской и Прикаспийской НГП установлена четкая зональность, при которой палеозойские формации доманикоидного типа замещаются рифогенными и органогенно-обломочными карбонатными. Если первые считаются «депрессивными», в той или иной степени глубоководными образованиями, то вторые, безусловно, относятся к мелководным. Вместе с тем в этих же НГП карбонатные и терригенные формации выделяются в качестве НГК, а глинисто-кремнисто-карбонатная доманикоидного типа, с одной стороны, считается комплексом—покрышкой. С другой, сходные с доманикоидными формациями по условиям седиментации, так называемые бажени-ты Западной Сибири, уже считаются НГК особого типа. В пределах же Русской плиты известно также замещение в каменноугольной части разреза НГК Волго-Уральской НГП на одновозрастные угленосные формации Московского бассейна (латеральные минерагенические парагенезисы).

Такие особенности минерагении прежде всего осадочных чехлов в статье И.Н.Тихомирова и Р.И.Голоудина [23] не затрагиваются. В ней в более общем виде применительно к методологическим аспектам говорится о разработке более информативных основ минерагенических карт. Будут ли отражены в них отмеченные особенности, судить трудно. То же самое относится и к созданию современной цифровой научной геолого-минерагенической инновационной основы для территории всей страны, хотя на ее базе возможно оперативное создание сводок и карт геолого-минерагенического содержания для любой территории. Очевидно, территории НГП (или нефтегазовых бассейнов и их парагенезисов с угленосными) должны быть тоже в числе «любых». Иначе говоря, на них должна распространяться минерагения в широком понимании с отражением его при создании предусматриваемых легенд, с целью повышения качества геокартирования.

К указанным особенностям строения осадочных чехлов НГП необходимо также добавить установленные изменения структурных планов с глубиной, один из частных случаев которого представлен соляной тектоникой. Наиболее характерным это считается для Прикаспийской НГП. Здесь, как известно, установлено резкое несоответствие структурных планов подсолевого и соляно-купольного этажей с подразделением последнего на кунгурско-верхнепермский или кунгурско-триасовый и мезозойско-кайнозойский структурные ярусы. При этом основные перспективы нефтегазоносности, связываемые с подсолевым этажом, подтвердились открытием крупнейших месторождений. В российской части НГП — это Астраханское месторождение, в казахстанской — Карачаганакское, Тенгизское и Кашаганское, а также сближенная группа месторождений под названием «Большой Жанажол». Нефтегазоносность верхней,

надсолевой части разреза, доступной для «приповерхностного» картирования в основном в восточной части Прикаспийской НГП, намного уступает более глубокой подсолевой. Не вдаваясь в причины таких соотношений по Прикаспийской и другим НГП, для них очевидна необходимость осуществления глубинного (или объемного картирования). Чем более насыщена по ним геолого-геофизическая информация, тем такое картирование достовернее, хотя кондиционность его пока еще требует доработки.

Одной из форм глубинного картирования, осуществляющегося по нефтегазоносным провинциям, начиная с 70-ых годов XX в. в нашей стране, могут считаться карты-срезы на глубинах 3, 5 и 7 км. Они обычно были необходимым атрибутом прогнозных оценок ресурсов углеводородов, составлявшихся (уточнявшихся) с периодичностью в 5 лет. Такие оценки с градацией до указанных глубин продолжали выполняться до 2000 г. Очевидно, следует также упомянуть, что отражение объемной модели земной коры нефтегазоносных бассейнов на геологической карте масштаба 1 000 000 было дано на примере листа О-(44), 45-Томск [19]. Как известно, это один из вариантов глубинного (объемного) картирования, рассматривавшихся на III рабочем совещании по Геолкарте 1000/3, состоявшемся в 1999 г. [15]. Естественно, что на упомянутых картах-срезах из состава земной коры характеризуется в основном лишь верхняя ее часть, представленная осадочным чехлом. Гораздо реже в пределах НГП на такие уровни выходят породы фундамента или консолидированной коры [4], в качестве подошвы которой принято выделять границу Мохоровичича. Как известно, сведения о ней гораздо более разрежены по сравнению с кровлей фундамента, по которой геофизические данные в той или иной степени подтверждаются бурением. В целом при убывании с глубиной геолого-геофизической информации снижается и достоверность осуществляемых построений. Они становятся все более схематичными. В наибольшей степени это относится к кровле и, особенно, к подошве консолидированной коры.

Обращено также внимание на объемное геологическое картирование в выводах и рекомендациях статьи И.Н.Тихомирова и Р.И.Голоудина [23]. Так, ими отмечено, что объемное геологическое картирование, являясь специализированным видом исследований, стало важным методом изучения и прогнозирования нефтегазовых и рудных объектов, а также методом изучения особенностей строения земной коры под крупными промышленными объектами и городами. Кроме того, эти аспекты включены в число наиболее важных вопросов, которые должны быть освещены в программе модернизации в целом. Они относятся к модернизации методических руководств для ГГК-200/2 и -1000/3. В частности, указывается на необходимость усовершенствования наряду с традиционными картами и методики составления объем-

ных карт (3D, 4D), а также глубинной структуры земной коры. Однако здесь необходимо отметить следующее. В современных условиях объемное картирование (обычно в формате 3D), главным образом при помощи сейсморазведки, осуществляется лишь в пределах локальных объектов. Из геологических объектов они представлены нефтегазовыми и рудными месторождениями, что отмечается И.Н.Тихомировым и Р.И.Голоудиным. К тому же такие месторождения, как правило, характеризуются сложным строением, что, прежде всего и требует объемного картирования. Дело в том, что стоимость объемной сейсморазведки по сравнению с обычной (профильной) резко возрастает и становится почти соизмеримой со стоимостью бурения. Однако в определенных условиях при подготовке открытых месторождений к разработке она все-таки может считаться рентабельной. На этапе же проведения региональных исследований такой вариант объемного картирования не может считаться пригодным в основном из-за своей дороговизны. Кондиции здесь должны быть иными.

Некоторым подобием объемного картирования на региональном уровне может считаться так называемое бассейновое моделирование. Обычно оно соответствует мелкомасштабному (1:100 000) картированию и осуществляется по крупным территориям. При современном двойном подходе к нефтегазгеологическому районированию в отечественной геологии [5] с выделением провинций (НГП) и бассейнов (НГБ) такое моделирование более сопоставимо со вторым вариантом. В основном оно производится на базе зарубежной технологии TEMISPACK, в той или иной степени адаптированной к отечественным условиям [6 и др.].

Соотношение локализованного объемного картирования с региональными исследованиями, в принципе, могло бы найти отражение в виде своеобразных карт-врезок на картах масштаба 1:200 000. Однако этому препятствует получившее в последнее время широкое распространение так называемое понятие коммерческой тайны. Прежде всего, оно используется недروльзователями и наряду с резким спадом всех видов геологоразведочных работ оказало весьма существенное влияние на обвальное сокращение геолого-геофизической информации, пополняющей фонды. В сущности, это и обуславливает ситуацию, когда, как отмечают И.Н.Тихомиров и Р.Н.Голоудин [23], приходится обращаться к переобработке и переинтерпритации материалов, накопленных в советское время.

В общем виде с выводами и рекомендациями, содержащимися в статье указанных авторов, можно согласиться, но с учетом уже как сделанных замечаний, так и некоторых других. Непосредственно в плане регионального геологического картирования их следует отнести к аспектам, представляемым в качестве инновационных МЦ ГК «ГЕОКАРТ» [12], но не упоминаемым И.Н.Тихомировым и Р.И.Голоудиным. Такие ас-

пекты, прежде всего, связываются с синергетическим подходом к интерпретации получаемых геолого-геофизических данных. В основе такого подхода лежат два основных положения. Одно из них заключается в том, что для саморазвивающихся систем характерно сочетание линейных и нелинейных процессов. Второе относится к фундаментальной способности сильно неравновесных систем порождать высокоорганизованные структуры. В отечественной геологии такие представления отражены как в общей геологии [21 и др.], так и в отдельных ее областях. К ним относятся представления о лавинной седиментации [10 и др.], нелинейной геодинамике [20 и др.], фрактальности [3 и др.]. Скорее всего, это должно бы найти отражение в уточнении серийных легенд составляемых карт, а также быть отнесено к числу наиболее важных вопросов программы модернизации картирования в целом.

Что касается соотношения регионального геологического картирования с общей системой геологических исследований, наряду с уже отмеченными особенностями, необходимо обратить внимание на следующее. В последнее время опубликованы программно-целевые механизмы управления геологическим изучением недр и воспроизводством минерально-сырьевой базы [14]. При этом указывается, что такие механизмы разработаны в рамках государственной программы «Воспроизводство и использование природных ресурсов», подпрограммой, которой является «Воспроизводство минерально-сырьевой базы, геологическое изучение недр». Непосредственно к проблемам модернизации и инноваций региональных геологических и минерагенических исследований при осуществлении ГК-200/2 и -1000/3 могут иметь место следующие аспекты.

Прежде всего в области минерагении учитываются основные тенденции интенсивного освоения отечественного (и мирового) минерально-сырьевого комплекса. Они вызывают необходимость принятия ряда мер:

повышение роли новых территорий, акваторий внутренних морей и континентального шельфа в связи с истощением ресурсной базы в традиционных районах добычи углеводородов и твердых полезных ископаемых на фоне истощения фонда легкооткрываемых месторождений;

усиление внимания к новым для промышленности типам месторождений твердых полезных ископаемых, углеводородного сырья, гидротермальных и гидрогеологических ресурсов;

увеличение глубин поисков и разведки открываемых месторождений при одновременном сокращении количества крупных и уникальных месторождений, а также снижении качества руд и усложнении строения залежей углеводородов на вводимых в эксплуатацию месторождениях, что резко осложняет восполнение достигнутого уровня добычи полезных ископаемых.

Особенности минерагении обуславливают необходимость перемещения геологоразведочных работ в удаленные районы страны со сложными горно-геологическими условиями и слабо развитой инфраструктурой, что приводит к повышению стоимости поисков, разведки и оценки запасов полезных ископаемых. Вместе с тем подпрограммой «Воспроизводство минерально-сырьевой базы, геологическое изучение недр» предусматривается, что 50% доходной части бюджета страны будет сформировано за счет минерально-сырьевого комплекса. Затраты же на воспроизводство минерально-сырьевой базы при этом составляют 0,5% от общей суммы поступлений. Такие диспропорции сильно осложняют осуществление многостадийного геологоразведочного процесса по воспроизводству минерально-сырьевой базы и снижают его эффективность. Очевидно, это в значительной степени повлияло на определение задач ближайших лет. К ним отнесены повышение инвестиционной привлекательности геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы, а также стимулирование инновационной деятельности в сфере геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы.

Непосредственно о региональных геологических исследованиях идет речь двоякого рода. С одной стороны, они специально выделены в качестве одного из определенных основных показателей (индикаторов) подпрограммы: прирост изученности перспективных районов территории Российской Федерации и ее континентального шельфа среднемасштабными геолого-геофизическими исследованиями. С другой, упоминание региональных исследований совместно с другими видами (стадиями) геологического изучения недр и, прежде всего, открываемых месторождений относится к комплексным проектам. Их разработка и утверждение предусматривается в качестве механизма планирования работ в пределах минерагенических провинций, металлогенических зон и центров минерально-сырьевого развития по видам полезных ископаемых.

Цель комплексных проектов — научное обоснование оптимальных комплексов и объемов геологических исследований, направленных на обеспечение прироста запасов полезных ископаемых. К задачам этих проектов относится согласование всех видов работ по региональным исследованиям, поискам и разведке месторождений полезных ископаемых, осуществляемых за счет разных источников финансирования. Иначе говоря, геологическое изучение недр с воспроизводством минерально-сырьевой базы опять-таки оценивается как единый многостадийный процесс (или многоуровневая система). Что же касается комплексного проектирования геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы вообще в современных условиях (за счет разных источников финансирования), необходимо отметить следующее.

Эффективная разработка комплексных проектов и их успешная реализация осуществлялись в стране в 80-ых годах XX в., прежде всего по регионам совместной деятельности Мингео СССР, Миннефтепрома и Газпрома. Тогда тоже были разные источники финансирования в виде госбюджетных ассигнований и капитальных вложений, но объединяло их то, что они были государственными, да и сами комплексные проекты были направлены на обеспечение 5-летних планов развития народного хозяйства. О высоком научном уровне комплексных проектов свидетельствовало то, что эти проекты, ежегодные итоги их выполнения и реализации в целом рассматривались и утверждались на совместных научно-технических советах трех министерств. Наибольшим числом разработчиков и одновременно исполнителей, пожалуй, отличался комплексный проект по Прикаспийской НГП. Его исполнителем стали научно-исследовательский институт (головная организация НВНИИГГ) и 12 производственных организаций на уровне управлений, объединений, трестов. Успешному научному обоснованию оптимальных комплексов и объемов геологических исследований, направленных на обеспечение реализации комплексных проектов с приростом запасов углеводородов в нефтегазоносной провинции тогда способствовала общая научно-техническая политика. В частности, она выражалась в научно-технических заданиях по линии ГНТК СССР и соответствующей проблематике в 5-летних проблемных планах Мингео СССР. Именно это играло главную роль, как в разработке комплексных проектов, так и в их практической реализации. В нынешних условиях ничего похожего на прежние предпосылки научного обеспечения разработки и реализации комплексных проектов нет, включая отсутствие самого Министерства геологии. Упомянутая подпрограмма, хотя и считается частью государственной программы, но государство, в сущности, ответственности за ее выполнение не несет, что прямо распространяется на комплексные проекты. Разные источники финансирования по отношению к ним при мизерных отчислениях бюджета на геологическое изучение недр свидетельствуют об этом. Они означают, что реализация комплексных проектов преимущественно предусматривается недропользователями. Однако, помимо уже отмеченных особенностей, каждый из них на обособленном лицензионном участке преследует сугубо собственные цели. Они к комплексному проектированию, мягко говоря, имеют весьма далекое отношение. Это в современных условиях сильно осложняет разработку комплексных проектов и их научное обоснование, но гораздо сложнее оказывается возможность воздействия на обеспечение выполнения показателей самих проектов. Лишь та часть, которая относится к региональным геолого-геофизическим исследованиям, может оцениваться более или менее уверенно, поскольку они выполняются за счет госбюджетных ассигнований. Только вот само наполнение бюджета в

нынешних условиях сильно зависит от мировых цен на нефть, а на геологическое изучение недр остаются «крохи», в последние годы становящиеся все меньше.

Государственное геологическое изучение недр охватывает только региональную стадию геологоразведочных работ и соответственно отвечает за ресурсную составляющую. Поисковая стадия и собственно воспроизводство минерально-сырьевой базы относятся к недропользователям, которые, в принципе, не несут ответственность за прирост запасов.

В последние годы на аукционы выставляются участки недр с ресурсными категориями Д и С₃, поэтому активность компаний на аукционах резко снизилась. В этих условиях необходимо рассмотреть вопрос о возвращении выполнения поисковой стадии за счет средств федерального бюджета, хотя бы на нераспределенном фонде недр. Это позволит выставлять на аукционы участки с запасами категорий АВС₁ С₂, стоимость которых на порядок будет выше. Именно на такие участки имеется спрос у недропользователей. Соответственно разработка комплексных государственных программ развития минерально-сырьевых ресурсов и геологического изучения недр, в частности, по каждой НГП приобретает первостепенное значение. Привлечение к созданию таких программ развития недропользователей возможно лишь при их заинтересованности. Если раньше это обеспечивалось за счет целевого налога на воспроизводство минерально-сырьевой базы, то в современных условиях такая возможность есть, если освободить недропользователей от части налогов на сумму, потраченную ими на производство геологоразведочных работ. В противоположном случае комплексные проекты и их научное обоснование будет охватывать лишь нераспределенный фонд недр.

Что же касается рассматриваемых И.Н.Тихомировым и Р.И.Голоудиным проблем модернизации и инноваций региональных геологических и минерагенических исследований, то главное здесь в повышении их качества. Решение задачи сокращения затрат на такие исследования, и без того крайне ограниченные, при этом не предусматривается, что следует считать вполне оправданным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологический словарь*. Т. 1.—М.: Недра, 1973.
2. *Гольдберг И.С.* Нафтаметаллогенические провинции мира и генезис рудных концентраций в тяжелых нефтях и битумах // *Геология нефти и газа*. 1990. № 3. С. 2—7.
3. *Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю.* Поможет ли синергетика «теории» тектоники плит? // *Отечественная геология*. 2005. № 2. С. 98—102.
4. *Ермаков Б.В., Шлезингер А.Е.* Консолидированная кора: время и место ее образования // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 2009. № 3. С. 87—88.
5. *Кононов Ю.С.* О нефтегазогеологическом районировании при оценке ресурсов углеводородов // *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*. 2004. № 7. С. 13—18.
6. *Кровушкина О.А., Савицкий А.В.* Моделирование нефтегазоносных систем Магаданского осадочного бассейна на основе компьютерной технологии TEMISPACK // *Геология нефти и газа*. 2002. № 6. С. 34—40.
7. *Лаптев В.В.* Отечественная нефтегазовая геофизика: вчера, сегодня, завтра // *Геофизический вестник*. 2008. № 12. С. 6—12.
8. *Ледовских А.А.* Доклад на VI Всероссийском съезде геологов // *Отечественная геология*. 2009. № 1. С. 7—15.
9. *Ледовских А.А.* Основные результаты работ Федерального агентства по недропользованию в 2011 году и приоритетные задачи на 2012 год // *Разведка и охрана недр*. 2012. № 1. С. 3—9.
10. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. —М.: Наука, 1988.
11. *Малинецкий Г.Г.* Инновации — последняя надежда России // *Курск. Русский проект*. 2009. № 5 (7). С. 8—12.
12. *Марков А.Ф., Межеловский Н.В., Клипко В.А., Межеловский И.Н.* Основные итоги деятельности МЦГК «ГЕОКАРТ» и планы на будущее // *Разведка и охрана недр*. 2012. № 2. С. 3—13.
13. *Материалы VI Всероссийского съезда геологов* // *Отечественная геология*. 2009. № 1. С. 3—29.
14. *Милетенко Н.В., Данилов А.П., Сарычев Е.С.* Программно-целевые механизмы управления геологическим изучением недр и воспроизводством минерально-сырьевой базы // *Разведка и охрана недр*. 2012. № 3. С. 3—9.
15. *Научно-методическое и компьютерно-технологическое обеспечение работ по созданию третьего поколения Геолкарты 1000/3 масштаба 1:1 000 000* // Тез. докл. III рабочего совещания по Геолкарте 1000/3. 1999. —С-Пб, 1999.
16. *Неручев С.Г.* Периодичность геологических и биологических событий фанерозоя // *Геология и геофизика*. 1990. Т. 40. № 4. С. 493—511.
17. *Обращение делегатов VI Всероссийского съезда геологов к Председателю Правительства Российской Федерации В.В. Путину* // *Отечественная геология*. 2009. № 1. С. 3—4.
18. *Обращение сервисных и приборостроительных компаний России, работающих в нефтяной промышленности, к Председателю Правительства Российской Федерации В.В. Путину* // *Геофизический вестник*. 2008. № 12. С. 3—5.
19. *Отражение объемной модели земной коры нефтегазоносных бассейнов на геологической карте масштаба 1:1 000 000 на примере листа О-(44)45.* —Томск / В.С.Сурков, В.С.Старосельцев, А.Е.Бабушкин и др. // *Научно-методическое и компьютерно-технологическое обеспечение работ по созданию третьего поколения Геолкарты масштаба 1:1 000 000. Тезисы докл. III рабочего совещания по Геолкарте 1000/3.* —С-Пб, 1999.
20. *Пуцаровский Ю.М.* Нелинейная геодинамика // *Геотектоника*. 1993. № 1. С. 3—6.
21. *Пуцаровский Ю.М.* Линейность и нелинейность в геологии // *Геотектоника*. 1999. № 3. С. 12—49.
22. *Салманов Ф.К., Золотов А.Н.* Топливо-энергетический комплекс России в период реформ (итоги и прогнозы) // *Геология нефти и газа*. 1996. № 1. С. 4—10.
23. *Тихомиров И.Н., Голоудин Р.Н.* Проблемы модернизации и инноваций региональных геологических и минерагенических исследований // *Отечественная геология*. 2012. № 1. С. 89—96.
24. *Трутнев Ю.П.* Выступление на открытии VI Всероссийского съезда геологов // *Отечественная геология*. 2009. № 1. С. 5—6.
25. *Шелепов В.В.* Обеспечить энергетическую безопасность России // *Использование и охрана природных ресурсов России*. 2001. № 2. С. 18—41.

Фундамент — региональный нефтегазоносный комплекс

В.А.КАРПОВ (ООО «Институт инновационных технологий и методов управления недропользованием»; 115054, г.Москва, ул.Дубининская, д.57, стр.2)

Карпов Валерий Александрович, karpov@iitnedra.ru

The basement — regionally oil and gas bearing

V.A.KARPOV

Пугающая перспектива: нефть вот-вот будет исчерпана, а альтернативной замены ей пока не найдено, хотя многие надеются, что к моменту извлечения последнего барреля нефти (лет через 20—50) какая-нибудь новая технология все-таки не позволит погрузиться миру в сумерки энергетического кризиса. Однако это не случится по другой простой причине: последний баррель будет добыт очень нескоро. И это обеспечат геологи, когда перестанут преклоняться перед органической гипотезой образования нефти и антиклинальной моделью формирования скоплений углеводородов.

Органическая гипотеза сдает позиции, но она еще сильна и продолжает так или иначе определять ход нефтегазопроисковых работ, при этом упускается время для выработки новых подходов, для вовлечения в этот процесс новых регионов.

По глубокому убеждению автора этих строк и в соответствии с фактическим материалом, по большому счету практикам в настоящее время, с одной стороны, все равно как образовалась нефть, а с другой, накопление геолого-геофизического материала приводит к определенным сдвигам в сознании геологов, имеющим судьбоносное значение, очередной раз отодвигающее наступление энергетического кризиса.

На данный момент возникла насущная потребность в окончательном признании фундамента регионально нефтегазоносным комплексом со всеми вытекающими отсюда последствиями. Месторождения нефти и газа в фундаменте открыты на всех континентах и в большинстве акваторий. При этом наличие в нем углеводородов не может являться прямым доказательством справедливости неорганической гипотезы, также как не является свидетельством торжества «органиков», объясняющих эти факты латеральной миграцией углеводородов из ассоциированных осадочных пород.

Изучение этого нефтеносного фундамента привело к открытиям 400—450 мировых скоплений углеводородов в образованиях фундамента, в т.ч. крупных и гигантских, таких как Белый Тигр (Вьетнам), Ауджила-Нафура (Ливия), Ла-Пас и Мара (Венесуэла), Пентхендл (США) и др. Наиболее крупные месторождения нефти и газа характеризуются значительными запасами (например, извлекаемые запасы месторождения Белый Тигр составляют более 500 млн.т, месторождения Ауджила-Нафура —

470 млн.т), высокими дебитами (до 2000 тыс. т/сут). Фундамент платформ, межгорных впадин, шельфовых зон сложен многими группами пород и в каждой из них можно встретить залежи углеводородов [15]. Так, промышленные скопления нефти и газа открыты в гнейсах (Березовский район Западной Сибири), сланцах (Уилмингтон и другие месторождения Калифорнии), кварцитах (месторождения Центрально-Канзасского свода) и других метаморфических породах в первично вулканогенных образованиях (бассейн Купер Австралия), карбонатах (месторождения Северного Китая), ультраосновных породах частично серпентинизированных (месторождения Кубы, площадь Фестивальная Западной Сибири) и др. Однако наиболее перспективны гранитоиды, с которыми связаны крупнейшие и наиболее известные скопления нефти и в меньшей степени газа в фундаменте. Так, в Сиртском бассейне Ливии, который считается наиболее крупным из нефтяных бассейнов в фундаменте, открыто более 100 месторождений нефти и газа, залежи которых приурочены не только к осадочному чехлу, но и к гранитоидам фундамента. Здесь находится крупнейшее месторождение Ауджила-Нафура, связанное с погребенным выступом Ракб, сложенным трещиноватыми гранитоидами. В бассейне Мид-Континент в США открыто много месторождений, в т.ч. Хьюгтон-Панхендл с начальными извлекаемыми запасами 2 трлн.м³ газа и 223 млн.т нефти. Коллекторами здесь являются трещиноватые биотитовые граниты их коры выветривания, а также пермские доломиты Уолфкэмп, перекрывающие фундамент (Л.П.Пипин, 1961). Еще в 1953 г. установлена нефтегазоносность фундамента Маракаибского бассейна, крупнейшим месторождением которого является Ла-Пас. Коллектор здесь представлен палеозойскими трещиноватыми гранодиоритами сланцами и вулканогенными породами. Кроме перечисленных, месторождения углеводородов открыты в гранитоидах фундамента Зондского шельфа, Южно-Мангышлакского бассейна, Западно-Сибирской плиты (Межовский и другие массивы), Днепровско-Донецкой впадины и др.

Открытия также были сделаны в Западной Сибири, Казахстане, Западной Украине и на территории Ставропольского края, но все-таки наиболее впечатляющие и показательные результаты получены во Вьет-

наме. Одна часть открытых месторождений приурочена к эродированным, выветрелым гранитоидам под поверхностью крупных региональных несогласий — к корам выветривания кристаллических пород, другая — трещиноватым гранитоидам (Ла-Пас, Белый Тигр, Дракон, Кыулонг и др.) или эффузивам (Рогожниковское, Западно-Карпаманское и другие месторождения в Западной Сибири), обусловленные тектонической активностью структур.

Во Вьетнаме доля получаемой углеводородной продукции из залежей фундамента оставляет около 90% от общей добычи нефти [9], что уже позволяет считать его здесь региональным нефтегазоносным комплексом. Характерной чертой тектоники Кыулонгской впадины, содержащей месторождение Белый Тигр, является наличие крупных, протяженностью несколько десятков километров и амплитудой до 1500 м, конседиментационных сбросов и сбрососдвигов, а также многочисленных более мелких нарушений. Сбросы северо-восточного простирания обусловили образование высокоамплитудной горстовой структуры Белый Тигр. Докайнозойский кристаллический фундамент, сложенный преимущественно кислыми интрузивными породами, перекрывается терригенными отложениями олигоцена, миоцена и плиоцен-четвертичного времени.

Исходя из существующей геодинамической модели развития континентального шельфа Вьетнама, следует, что наиболее характерной чертой является широкое развитие рифтов. Большинство выявленных месторождений связаны с рифтовыми впадинами, в которых нефтеносны выступы гранитоидного фундамента и перекрывающие их песчано-глинистые терригенные образования кайнозойского возраста. В породах фундамента выделяются три типа фильтрационно-ёмкостного пространства (ФЕП) (Ч.Л.Донг, 2008): 1) ФЕП блоков, состоящая из пустотности матрицы, пассивной внутриблоковой пустотности (первичные межкристаллические и частично вторичные микротрещины дегидратации), а также отдельных пустот (крупные поры, каверны, трещины), фильтрация в блоках затруднена; 2) ФЕП системы изометрических пор, каверн, микрокарста, микролитовых пустот и т.д., обладающей высокой ёмкостью и пониженной фильтрационной характеристикой; 3) ФЕП системы микро- и макротрещин, характеризующейся повышенной фильтрационной способностью, фильтрационно-ёмкостные свойства этой системы определяются ёмкостью трещин.

Газопроницаемость трещиноватых гранитов иногда достигает нескольких микрометров (мкм^2), но в некоторых случаях уменьшается приблизительно до $0,001 \text{ мкм}^2$ (в блоковой части залежи). Средняя величина проницаемости для всего фундамента изменяется от $0,0002$ до $0,226 \text{ мкм}^2$. Лучшие фильтрационные свойства имеют трещино-кавернозные граниты. По виду и составу материала заполнения трещин можно выделить: трещины, заполненные жилами пегматита, апли-

та, диабаз; трещины, заполненные гидротермальными жилами, представленными цеолитом, хлоритом, кальцитом, кварцем, каолинитом, чаще всего они имеют небольшой размер ($1\text{—}2 \text{ мм}$), иногда $1\text{—}2 \text{ см}$, высокую плотность развития по всем направлениям и сложное соотношение между собой; *трещины, заполненные песком, глиной, алевритом и другим терригенным материалом*. Эти трещины занимают значительное место в пределах исследуемого участка. Величина раскрытости трещин различная и в среднем составляет $1,5\text{—}2,0 \text{ см}$, иногда 20 см . Они имеют явно тектоногенное (дилатантное) происхождение. Изменение пород фундамента, приводящее к формированию в них различных видов пустотного пространства, происходило под воздействием множества геологических процессов. Главными являются тектонические движения (в первую очередь — дизъюнктивные нарушения), осложняющие строение структурных элементов и приводящие к нарушению монолитной целостности пород и созданию трещиноватости, и связанные с ними процессы вторичного минералообразования (Ч.Л.Донг, 2008). Рассматривая доминирующую роль тектонических движений, в частности разрывной тектоники, в формировании участков и зон разуплотнения целостности кристаллических пород фундамента, следует отметить, что следствием ее деятельности являются образование мощных региональных и локальных трещинных систем, кливажа скалывания и нарушения монолитности пород, что обуславливает возникновение зон интенсивного смятия и дробления магматогенных и метаморфических образований фундамента. Один из вероятных таких участков — зона, расположенная вдоль разрывных нарушений, протягивающихся от месторождения Белый Тигр до месторождений Дракон и Заря. Ведущий фактор, определяющий размещение залежей нефти в породах фундамента, как показывают результаты исследований, — наличие разрывных дислокаций (Ч.Л.Донг, 2008).

По вопросу образования залежей нефти в фундаменте шельфа Южного Вьетнама в настоящее время нет единой точки зрения. Одни исследователи связывают их образование с миграцией нефти из осадочных олигоценых толщ (Х.Д.Тьен и др.), другие — с глубинным притоком углеводородов по тектоническим разломам (В.К.Горохов и др.). Основанием для подтверждения точки зрения сторонников глубинного источника углеводородов являются анализы газово-жидких включений, обнаруженных в закрытых пустотах пород фундамента, показавшие присутствие в них как легких, так и тяжелых углеводородов вплоть до гексана, что указывает на нефтяной характер газов. В дефектах некоторых зерен кварца гранитов отмечены включения бензиновых фракций, но основными газовыми включениями являются метан и водород. Высокая корреляционная связь между гелием и метаном свидетельствует о глубинном источнике этих газов. Поэтому определенный интерес представляет обнаружение самородной «цинкистой» меди (самородной латуни) в породах фунда-

мента, что указывает на существование глубинного метаново-водородного восстановительного потока флюида, которым рудные элементы переносятся в высокотемпературную пневматолитическую стадию развития гранитоидного массива (А.Н.Дмитриевский и др., 1990, 1992). Достаточно аргументированным доводом сторонников осадочно-миграционной концепции, которой придерживается большинство исследователей, работающих в рассматриваемом регионе, служат результаты изучения нефтематеринских пород исследуемого региона. Согласно этим результатам (Ч.Л.Донг, 1985, Ч.К.Тао, 1996, Х.Д.Тьен, 1999), глинистые толщи олигоценного возраста, расположенные в мульдах впадины, являются нефтегазопроизводящими породами. Прямым доказательством этого считается идентичность состава и свойств нефтей из отложений олигоцена и пород фундамента и сходство их с органическим веществом материнских пород олигоцена, указывающие на их генетическую связь.

Надо полагать, что *правы и те и другие: природный (тектонический) блендер (приразломная зона) в рифтогенный этап развития смешал не только углеводороды различного генезиса, но и терригенные фракции осадочных пород сопряженных участков, заполнив трещинную ёмкость песком, алевроитом и глиной. При этом под тектоническим блендером автор предлагает понимать тектонически активный разлом с приразломным пространством (областью динамического влияния разлома), в котором происходит одновременное или последовательное смешение флюидов собственных, восходящих (в т.ч. «мантийных») и нисходящих («осадочных»), зависящее от истории и характера тектонического развития разлома* [6, 7].

В пределах востока Волго-Уральской антеклизы имеется возможность формирования в верхних частях ее консолидированного фундамента разуплотненных зон различной протяженности и конфигурации [11]. Существование подобных зон прогнозируется по данным геолого-технологических, петрографических и геофизических методов исследования разрезов глубоких и сверхглубоких скважин на данной территории. Основываясь на геологических, геофизических, геохимических и промысловых результатах бурения сверхглубоких скважин, *распространение зон-коллекторов в кристаллических породах фундамента в пределах востока Волго-Уральской антеклизы связано с разуплотненными зонами фундамента (тектоническими блендерами)*, приуроченными к гранитизированным и катаклазированным породам большечеремшанской серии, а также к зонам диафтореза и интервалам смены петрографического состава пород. Возможность формирования в разуплотненных зонах фундамента Волго-Уральской антеклизы промышленных скоплений нефти и газа считается доказанным. Здесь породы кристаллического фундамента — самостоятельный поисковый объект на нефть и газ [11].

В образованиях палеозойского фундамента Западной Сибири, в трещинно-кавернозных породах на контакте с чехлом выявлено порядка 50 месторождений углеводородов и более 100 случаев прямых признаков нефтегазоносности. На большей части территории Западно-Сибирской плиты фундамент представлен метаморфическими и магматическими образованиями, возраст которых определяется как позднепалеозойский [16]. Западно-Сибирская плита состоит из нескольких крупных геоблоков, имеющих различный возраст консолидации и разграниченных глубинными разломами. Строение фундамента осложнено многочисленными грабенами и палеорифтами, заполненными пермскими, триасовыми и частично нижнеюрскими породами мощностью до 4 км. К особому типу залежей в доюрском комплексе Западно-Сибирской плиты можно отнести залежи в ловушках и приуроченные к зонам тектонической активности разуплотнения или дезинтеграции пород. Они приурочены к границам блоков фундамента различного структурно-вещественного состава и строения, а также к зонам других крупных разломов. Коллекторские свойства палеозойских отложений фундамента Западной Сибири характеризуются большой неоднородностью и относятся к трещинному и трещинно-порово-кавернозному типу. Коллектор по породам фундамента формировался при сочетании эрозийных, деформационных и гидротермальных процессов. По генезису он является вторичным. Блоковое строение фундамента и нижних слоев осадочного чехла с густой сетью разрывных нарушений способствовало образованию трещинных и порово-трещинных коллекторов в триасовых и юрских толщах и последующему формированию залежей нефти преимущественно массивного и приразломного типов. Установлена геодинамическая связь месторождений углеводородов в осадочном чехле с нефтеносностью пород фундамента. При этом имеет место катализирующая роль зон глубинных разломов в процессе формирования вторичных коллекторов (С.М.Беккина, 2010). Особенности развития локальных структур определяются их принадлежностью к различным тектоническим блокам, которые были выделены по поверхности доюрского основания. Большинство дизъюнктивных нарушений выделяется в фундаменте и нижних частях юрского разреза, а некоторая часть разломов проникает до неокотских отложений. Одним из поисковых признаков для обнаружения вторичных коллекторов как в фундаменте, так и в мезозойских платформенных отложениях, является наличие активизированных зон разуплотнения (деструкции) с повышенной трещиноватостью. Они выделяются по материалам крупномасштабных гравитационных, сейсмических съемок и различных видов геофизического зондирования скважин. На временных разрезах в области гранитных массивов, служащих основанием для нескольких локальных поднятий исследуемой территории, хорошо выделяются

вертикальные зоны ослабления динамических параметров сейсмической записи. Эти зоны могут являться зонами деструкции с развитием зон трещиноватости пород и проникновением зон разломов из интервала фундамента в отложения платформенного чехла.

Рогожниковское месторождение расположено на границе Красноленинского свода и Фроловской геовпадины в зоне влияния крупного глубинного разлома (блендера), разделяющего Уват-Ханты-Мансийский срединный массив и Уральскую складчатую систему [3]. На исследуемом участке по данным гравитационной и магниторазведки, а также по материалам сейсморазведки широко развиты многочисленные тектонические нарушения и разломы, разграничивающие крупные блоки фундамента. Вдоль разломов происходили движения блоков фундамента с проявлением вулканизма в наиболее активные тектонические этапы триасового времени. Кроме проявлений вулканизма изучаемая зона характеризуется наличием крупной гранитной интрузии, формирующей Красноленинский выступ. После завершения активной стадии вулканической деятельности к началу средней юры изучаемая территория представляла собой участок суши, подвергавшийся интенсивной денудации с образованием коры выветривания. Однако проявление тектонических процессов на этом не закончилось. Вдоль глубинных разломов в олигоцене произошли смещения блоков доюрского основания и связанных с ними отложений осадочного чехла. Подавляющее число исследователей Западной Сибири полагают, что коллекторские свойства и нефтенасыщенность вулканитов определяются структурно-текстурными характеристиками пород и их эпигенетической преобразованностью. Основная масса углеводородов аккумулирована в кавернозно-порово-трещинном пространстве коллекторов, но эффективность их основывается на микро- и макротрещиноватости. Главную роль в формировании коллектора играет разветвленная система локальных тектонических нарушений [3].

Во многих нефтегазоносных провинциях *зафиксирована инверсия в гидростатическом законе распределения пластовых давлений с глубиной*: аномально низкие или пониженные пластовые давления относительно регионального фона замечены на разных стратиграфических уровнях [1, 4, 13, 17] Восточной и Западной Сибири, в Восточном Предкавказье, Припятском прогибе, Предкарпатье, во Вьетнаме (Белый Тигр) и др. Причем, практически во всех случаях прямо или косвенно прослеживается связь с природными резервуарами трещинного (или смешанного) типа.

Наличие таких пьезоминимумов — серьезная основа для утверждения существования в настоящем или недавнем прошлом нисходящей фильтрации флюидов, как естественной реакции определенного объема системы порода — флюид на разуплотнение (дилатансия) вещества за счет тектонических подвижек [5, 6].

Существуют различные модели нисходящей фильтрации. Одна из них основывается на возникновении

вакуума в момент трещинообразования. Согласно этой модели в период разломообразования между трещиноватым фундаментом и осадочными отложениями должен наблюдаться перепад давления, под действием которого флюиды будут засасываться в проницаемый фундамент (В.Д.Кукуруза, В.Т.Кривошеев, 1997).

Другая модель основывается на возникновении дефицита давления за счет геодинамического фактора. Одна часть исследователей связывает возникновение нисходящей фильтрации с геодинамическим режимом растяжения, вследствие чего по разломам возможна нисходящая миграция углеводородов из более молодых в более древние отложения, в т.ч. породы фундамента (Г.А.Байбакова, 1996, В.С.Шейн, Л.А.Певзнер, В.И.Горбачев, 1981).

Другая считает, что все естественные выходы углеводородов на поверхность земли — свидетельства восполнения углеводородов в эксплуатируемых залежах, что указывают на наличие восходящих потоков флюидов.

Как нисходящие, так и восходящие потоки — отражение тектонических процессов на завершающем этапе развития, когда основная масса месторождений была уже сформирована, а последняя фаза активизации привела к реформированию схемы распределения залежей [5, 6, 7] со смешением «мантийных» и «осадочных» углеводородов.

Разломы (совместно с приразломными зонами), как природные блендеры, имеют главный элемент — область динамического влияния. В зависимости от интенсивности и длительности движений по разломам в развитии областей их динамического влияния выделяются три главные стадии [12]: 1) начальная определяется как пликативная и выражается образованием в надразломном пространстве осадочного чехла пликативных структур, связанных с развитием преимущественно пластических деформаций; 2) промежуточная дизъюнктивно-пликативная, характеризующаяся постепенным сокращением ширины области динамического влияния, замедлением роста пликативных структур, переходом их в реликтовое состояние. Пластические деформации замещаются дизъюнктивными, что выражается массовым образованием мелких разрывов, развивающихся по ранговому принципу; 3) финальная развития областей динамического влияния — дизъюнктивная. В течение этой стадии продолжается сужение области динамического влияния. Формирование разрывных нарушений направлено на образование единого (магистрального) сместителя. При этом большая часть разрывов, образовавшихся в пликативно-дизъюнктивную стадию теряет свою активность. Внутренняя структура областей динамического влияния на различных стадиях их развития определяется динамическими условиями, возникающими при движениях по разломам фундамента. В условиях растяжения, при движениях сбросового типа пликативная стадия развития области динамического влияния отмечена образованием в осадочном чехле флексур, ширина которых тем боль-

ше, чем положе сместитель сброса. В дизъюнктивно-пликативную стадию по периферии области в поднятом и опущенном крыльях образуются две полосы разрывных нарушений, представленных трещинами отрыва, преобладающая ориентировка которых совпадает с простираем области динамического влияния. Следует обратить внимание на весьма примечательный факт: полоса в опущенном крыле отличается большей шириной и активностью образующих ее нарушений, т.е. именно здесь следует ожидать формирование пьезоминимума — причины нисходящей миграции углеводородов. За счет дальнейшего развития этой полосы на третьей стадии формируется магистральный сброс. Развитие разрывов в поднятом крыле при этом затухает и полностью прекращается [12].

Картирование объектов, контролирующих скопления углеводородов в фундаменте, естественно, существенно отличается методически от картирования этих объектов в осадочной толще. Прежде всего необходимо изучение разлома и приразломного пространства [6, 7], как главных составляющих тектонического блендера.

Реальность модели тектонического блендера подтверждает запатентованный способ разработки углеводородной залежи, включающий вибросейсмическое воздействие, отбор нефти через добывающие и закачку рабочего агента через нагнетательные скважины. Отличается он тем, что выделяют зоны разломов с субвертикальной трещиноватостью, образующей гидродинамические связи кристаллического фундамента с коллектором продуктивного пласта, выбирают в этих зонах возбуждающие скважины с близкой по значению глубиной забоя, при необходимости выравнивают глубину забоев добурированием или цементированием, определяют общую для всех возбуждающих скважин резонансную доминантную частоту воздействия и формируют интенсивное волновое поле в направлении субвертикальных каналов подпитки к глубинным зонам генерации углеводородов, интенсивное поле формируют в активных зонах с развитой трещиноватостью возбуждающими скважинами дилатационно-волнового воздействия или другими скважинными виброисточниками низкой частоты и большой мощности, работающими на одной доминантной частоте, задают соответствующие начальные сдвиги фаз между колебаниями [18].

Особое внимание геологов должен привлекать фундамент на «старых» месторождениях, где однозначно установлена восполняемость запасов углеводородов, где по активному разлому соседствует «агрессивная» отрицательная структура [6, 7], где есть все признаки существования тектонического блендера и где есть инфраструктура, позволяющая проводить изучение и освоение фундамента с меньшими временными и материальными затратами.

Надо надеяться на то, что признание существования тектонического блендера должно нивелировать негативное влияние противоборства гипотез нефтегазо-

образования, господства антиклинального принципа размещения скважин, а вырабатываемые направления нефтегазопроисловых работ просто обязаны ориентировать на объекты, расположенные вне пределов осадочных бассейнов, ниже осадочного чехла любого бассейна, квалифицировав фундамент как региональный нефтегазоносный (нефтегазоперспективный) комплекс, требующий целенаправленного изучения на любых стадиях геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абукова Л.А., Яковлев Ю.И. Геоэкологическая концепция разработки месторождений нефти с низким гидродинамическим потенциалом // Нефтепромысловое дело. 2008. № 5. С. 15—18.
2. Веселов К.Е., Доликая Т.В., Елистратова Е.К. Трещинно-блоковая структура земной коры и нефтегазонасность // Геология нефти и газа. 1991. № 10. С. 2—5.
3. Гилязова С.М., Сиднев А.В. О влиянии тектоники на формирование Рогожниковского месторождения // Успехи современного естествознания. 2009. № 10. С. 47—48.
4. Джумагулов А.Д. Геодинамика и ремиграция углеводородов // Мат-лы междунар. конф. Геодинамическая обстановка нефтегазообразования и нефтегазонакопления в земной коре. —Ташкент, 2002. С. 154—157.
5. Карпов В.А. К вопросу оптимизации методики нефтегазопроисловых работ // Недропользование-XXI век. 2011. № 5. С. 72—75.
6. Карпов В.А. Разлом — как объект изучения при нефтегазопроисловых работах // Недропользование-XXI век. 2011. № 6. С. 68—70. 2012. № 1. С. 74—78.
7. Карпов В.А. О роли тектонического блендера в нефтегазонакоплении // Недропользование-XXI век. 2012. № 4. С. 56—63.
8. Карпов В.А. Состояние и перспективы развития нефтегазопроисловых работ в Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2012. № 3. С. 2—6.
9. Кошляк В.А. Гранитоидные коллекторы нефти и газа. —Уфа: Изд-во Тау, 2002.
10. Кукуруза В.Д. Геоэлектрические факторы в процессах формирования нефтегазонасности недр. —Киев: Карбон-Лтд, 2003.
11. Плотникова И.Н. Геолого-геофизические и геохимические предпосылки перспектив нефтегазонасности кристаллического фундамента Татарстана. —С-Пб: Недра, 2004.
12. Треуб А.И., Старухин А.А. Приповерхностная трещиноватость и ее соотношение с тектонической структурой территории Воронежской антеклизы // Вестн. Воронежского университета. Сер. геол. 1996. № 1. С. 38.
13. Тю Ван Лыонг, Нгуен Хыу Нян Особенности распределения изменения давлений в гранитоидных коллекторах месторождений Белый Тигр // Нефтегазовое дело. 2009. С. 3—11.
14. Хисамов Р.С., Ащепков Ю.С., Ащепков М.Ю., Муслимов Р.Х. Патент RU №237398. Способ разработки углеводородной залежи.
15. Шнип О.А. Геологические критерии оценки перспектив пород фундамента на нефть и газ // Геология нефти и газа. 200. №5. С. 11—15.
16. Шустер В.Л. Нефтегазонасность кристаллического фундамента // Геология нефти и газа. 1997. № 8. С. 17—19.
17. Яковлев Ю.И. Теория и примеры нисходящей миграции углеводородов // Формирование, поиск и разведка газовых залежей: сб. науч. тр. ВНИИГаз. —М., 1988. С. 29—37.

Угле- и нефтеобразование. Существует ли генетическая связь?

М.А.ЛУРЬЕ, Ф.К.ШМИДТ (Научно-исследовательский институт нефте-и углехимического синтеза при Иркутском государственном университете (НИИНУС); 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.126)

Лурье Михаил Абрамович, miklur@rambler.ru

Шмидт Федор Карлович, fkschmidt@mail.ru

Coal- and oil formation. Is there genetic interrelation?

M.A.LUR'E, F.K.SCHMIDT

В публикации Б.Р.Кузова [6] приведены факты, убедительно ставящие под сомнение обоснованность гипотезы образования угля из торфа. На основании данных о химическом составе и особенностях основной массы углей, в частности, «флюидалности, сохраняющейся до низких степеней углефикации», сделан также вывод о том, что исходным веществом этой части угля является нефть. Данное утверждение свидетельствует о ряде наблюдаемых явлений. Таким образом, можно предположить, что между нефтью и углем существует «прямая» генетическая связь, исследование которой должно увязываться с представлениями об источниках углеводородов и нефти. Как указано в работе [2], появление новых данных создало необходимость рассматривать проблему генетической связи угля и нефти с точки зрения значимости роли глубинных «углеводородов—углеводородных флюидов» в образовании месторождений угольного ряда. К фактам, подтверждающим наличие такого типа связи между углем и глубинными углеводородами (их парагенеза), относят [4] расположение ряда углей разной степени метаморфизма, так же как и нефти, в полях разгрузки углеводородных флюидов, чем и обусловлена газоносность угольных бассейнов. В дополнение к этому имеется мнение [5] о том, что органическое вещество в интервале температур 100—300 С после уплотнения, биохимических преобразований и гумификации углефицируется, но переход от жирных углей к антрацитам происходит не только под воздействием температуры и давления, но и под воздействием глубинных восстановленных газов, добавляющих углерод, и подтверждает это глубинная водород-углеродная флюидизация и продувка метаном каменноугольных бассейнов, локализуемых обычно в тектонических условиях. В работе А.С.Эйгенсона [11] предложено считать уголь смесью образовавшейся в результате вхождения в ее состав выветренных остатков нефти (битума), пришедшей из глубинных горизонтов и заполнившей разреженное пространство в растительных остатках фитоценоза, которые вместе с минеральными примесями армируют смесь, образовавшуюся под уплотняющим воздействием горного давления.

Выявляя возможность наличия генетической связи между нефтью и углем, следует сопоставлять элементный состав этих природных систем, а также растительного материала, учитывая, что существует концепция их биогенного образования. В биомассе азота намного больше, чем серы. По данным работ [1, 3, 11] для биомассы величина N/S 6—7, N/C 0,01—0,04 (по массе), а в самых богатых азотом нефтях 0,07—0,08 и 0,003—0,005 соответственно. В углях N/S составляет 2—4, а N/C 0,01—0,02 [6]. Как видно, N/S для нефти и угля сильно различаются. При термokatалитических преобразованиях углеводородных систем, содержащих N и S, связь углерода с серой разрывается гораздо легче, поэтому величина N/S в нефтях и углях по сравнению с биомассой должна быть существенно выше. Однако этого не наблюдается. Содержание органической серы в природных твердых топливах, как и в нефтях на несколько порядков выше, чем в растительных материалах. Предположение о «вторичном осернении» для углей, как это допускается биогенной теорией, еще менее реально, чем для нефтей. Еще менее вероятна гипотеза о возрастании S/C за счет потери углерода в составе болотного газа на стадии диагенеза. В таком случае не могли бы возникнуть гигантские угольные месторождения.

Содержание металлов может служить генетическим показателем нефтяных и угольных систем. Сравнивая генетический показатель металлов и растительную массу можно говорить о дополнительном аргументе, подтверждающем ту или иную точку зрения на источник образования. Ниже приведены последовательности средних величин концентраций металлов (в г/т) в углях и нефтях [10], а также наземных растениях [1, 9].

Нефти (зола): V(39370) Ni(14170) Zn(2350) Cr(486) Sr(450) Cu(370) Rb(338) Co(320) Ba(298) Mn(288) Zr(7,9) Pb(0,65) Ti(0,2).

Угли (зола): Ti(8085) Mn(749) Ba(633) Sr(519) Zr(181) Zn(140) V(120) Rb(78) Li(75) Cr(70) Pb(63) Cu(60) Ni(51) Co(22). Для общей массы сохраняется то же ряд [10].

Наземные растения (сухая масса): Mn(630) Zn(100) Sr(26) Rb(17) Ba(14) Cu(13) Ni(3) Pb(2,6) V(1,5) Ti(1) Zr(0,6) Co(0,5) Cr(0,2) Li(0,1).

Как видно, все три ряда последовательностей величины концентраций металлов радикально отличаются друг от друга. Прежде всего, следует отметить, что преобладающих в нефти V и Ni больше, чем этих металлов в угле (более, чем на 2 порядка), а концентрация титана, преобладающего в угле, превосходит таковую для нефти более, чем на 4 порядка. Для нефти он находится в самом конце ряда, а для угля — на первом месте. Концентрация титана, замыкающего ряд, для нефти более чем на 5 порядков ниже по сравнению с ванадием, стоящим на первом месте. Наблюдаемое различие последовательностей концентрации для нефтей и углей столь существенно, что предполагать образование последних из нефтей не представляется возможным. Следует также отметить, что степень концентрирования титана в угле по сравнению с кларками на 4 порядка выше, чем в нефти, а для ванадия этот показатель в случае нефти более, чем на 2 порядка выше [10]. «Биогенные» по классификации [1, 9] Mn и Zn возглавляют ряд для растительной массы, а их соотношения для «нефтяного» и «угольного» рядов существенно различаются. Для нефти количество цинка почти на порядок больше, чем марганца, а для угля количество марганца в 5 раз выше, чем цинка. При этом в ряду для нефтей количество цинка более, чем на порядок меньше количества ванадия, являющегося «лидером», а для углей содержание марганца на порядок ниже, чем преобладающего в этом случае титанам. Несмотря на наблюдаемые различия присутствие в составе нефти и угля небольших количеств «биогенных» металлов может свидетельствовать об определенном участии биомассы в образовании этих природных углеводородов. В связи с этим интересен факт достаточно близкой концентрации, являющегося «абиогенным» Ti [1] и V, и их соседство в ряду для растительной массы, в то время как в составе нефти и угля они занимают противоположные позиции. Все это ставит под сомнение большое участие биомассы в нефте- и углегенезе. Предполагать наличие существенных качественных различий между биогенными источниками или процессами их преобразований в нефть и уголь затруднительно.

Наметить подход к объяснению описанных особенностей элементного состава нефтей и углей позволяет концепция, основанная на признании существенной роли в образовании природных углеводородов эндогенных глубинных флюидов и их различий по составу. Присутствие ванадия в серосодержащем флюиде и возникающее вследствие этого синергетическое воздействие на окислительно-конденса-

ционные преобразования его углеводородной составляющей может приводить, как это обосновано в работах [7, 8], к образованию нефтяных углеводородов, серосодержащих соединений и появлению парагенеза V—S в нафтидах. По-видимому, при отсутствии сочетания V—S в восходящем флюидном потоке и запаздыванием вследствие этого интенсивных конденсационных преобразований углеводородов такой поток проникает в более близкие к поверхности Земли горизонты, где под воздействием усиливающейся окислительной обстановки и «подключения» активной формы кислорода могут происходить интенсивные конденсационные процессы с образованием твердофазных углеводородных (угольных) структур. Косвенным подтверждением возможности протекания подобного процесса является большее (по сравнению с нефтью) количество кислорода в угле. Значимое количество во флюиде титана, обладающего каталитическим окислительным свойством, и наличие в органическом веществе марганца также может способствовать окислительным процессам. Определенное участие биогенного источника возможно как при формировании угольного, так и нефтяного месторождений. Наблюдаемые явления пространственной общности их залегания, могут быть связаны с миграцией нефтяного вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бзатов А.В. Биогенная классификация химических элементов // Философия науки. 1999. № 2. С. 80—90.
2. Валяев Б.М. Торф, сапропель, уголь, нефть: генетические соотношения / Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. —М.: ГЕОС, 2008. С. 81—84.
3. Диви Э. Биосфера. —М.: Мир, 1972.
4. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Углеводородная ветвь дегазации в исследованиях по проблеме «Дегазация Земли» / Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. —М.: ГЕОС, 2008. С. 3—6.
5. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрорудогенезе, угле- и нефтеобразовании. —М., 2001.
6. Кусов Б.Р. Углеобразование. Новый взгляд // Отечественная геология. 2010. № 3. С. 76—80.
7. Лурье М.А., Шмидт Ф.К. О возможности абиогенного образования нефтегазовых систем // Отечественная геология. 2008. № 1. С. 10—18.
8. Лурье М.А., Шмидт Ф.К. Серосодержание, металлоносность, изотопия углерода и серы нефтей — геохимические показатели их генезиса // Отечественная геология. 2010. № 1. С. 62—66.
9. Фортескью Дж. Геохимия окружающей среды. —М.: Прогресс, 1985.
10. Шпирт М.Я., Пуланова С.А. Сравнительная оценка микроэлементного состава углей, нефтей и сланцев // Химия твердого топлива. 2007. № 5. С. 15—29.
11. Эйгенсон А.С. О количественном исследовании формирования техногенных и природных углеводородных систем с помощью математического моделирования // Химия и технология топлив и масел. 1990. № 12. С. 19—25.

Памяти Николая Павловича Юшкина

Н.П.Юшкин родился в деревне Ивангора Калининской области. Окончил Кировский горно-химический техникум в 1955 г., геологический факультет (заочное отделение) Ташкентского политехнического института в 1965 г. В 1968 г. защитил докторскую диссертацию в Ленинградском горном институте. Н.П.Юшкин с 1981 г. профессор. В 1987 г. был избран членом-корреспондентом АН СССР, в 1991 г. — академиком Российской академии наук. С 1956 по 1961 гг. работал в геологоразведочных партиях Средней Азии, проводил поиски и разведку серных месторождений, минералогические исследования. С 1961 г. в Институте геологии Коми филиала АН СССР (Коми научный центр УрО РАН) прошел путь от старшего лаборанта до директора института, который возглавлял в 1985—2008 гг. С 2008 г. являлся советником РАН, главным научным сотрудником, руководителем группы перспективных геологических и минералогических проблем Института геологии Коми НЦ УрО РАН, заведующим кафедрой геологии Сыктывкарского государственного университета.

Широкий исследовательский диапазон Н.П.Юшкина охватывал около 30 самостоятельных направлений, которые в разное время входили в сферу его деятельности, однако важнейшее и определяющее — изучение минералов и минерального мира во всем его многообразии. Николай Павлович вел исследования в областях теоретической и региональной минералогии, кристаллографии, минерогенеза, минеральных ресурсов, истории науки, роли минералов в происхождении и обеспечении жизни. Н.П.Юшкин разработал ряд новых направлений теоретической и прикладной минералогии: генетико-информационная минералогия, эволюционная минералогия, топоминералогия рудных регионов, витаминералогия (минералогия жизни), минералогическая диатропика. Создана оригинальная концепция углеводородной кристаллизации жизни — минеральный организмобоз, выявлены основные законы биоминеральной коэволюции, сформулированы общие теоретические концепции наноминералогии и археоминералогии.

Н.П.Юшкин опубликовал более 700 научных работ, в т.ч. 34 монографии, написал 360 научно-популярных и публицистических статей и книг, отредактировал 190 различных монографий, сборников и других изданий. Он соавтор международного научного открытия «Закономерность пространственно-временного изменения морфологии минеральных индивидов в процессе природного кристаллообразования», шести изобретений.

Николай Павлович Юшкин внес большой вклад в познание геологии, развитие и освоение минерально-сырьевой базы европейского севера России и Урала, формирование новых отраслей горнорудной про-



мышленности и новых производств, обеспечение сырьевой безопасности и обороноспособности страны.

Основные научные результаты получены в процессе многолетних экспедиционных исследований в различных районах Советского Союза, России и мира. Полевые исследования, добыча геологической и минералогической информации из естественных геологических объектов всегда занимали ведущую роль в научной деятельности Н.П.Юшкина.

Значительное место в жизни и труде Николая Павловича занимала научно-организационная, общественная и государственная деятельность. Он много лет (до 2010 г.) был членом совета и вице-президентом Международной минералогической ассоциации, вице-президентом Российского минералогического общества, членом бюро Отделения наук о Земле, членом Президиума Уральского отделения РАН и Президиума Коми научного центра УрО РАН, членом Национального комитета геологов РФ, Международной комиссии по истории геологических наук, почетным и действительным членом многих международных и национальных академий и научных обществ, ученых и диссертационных советов, в т.ч. председателем двух диссертационных советов, членом коллегий министерств и комитетов, редколлегий ряда научных журналов, председателем Комиссии по изучению естественных производительных сил Республи-

ки Коми, председателем Коми республиканской организации общества «Знание» и др.

Н.П.Юшкин вел большую работу по подготовке кадров, читал курсы лекций во многих университетах России и других странах, являлся организатором и бессменным заведующим базовой кафедрой Сыктывкарского государственного университета в Институте геологии, подготовившей за 15 лет около 200 специалистов — геологов. Сформированная система подготовки кадров, кроме университетского образования, включает аспирантуру, докторантуру, два диссертационных совета по защите докторских и кандидатских диссертаций по шести специальностям. Среди учеников Н.П.Юшкина один член-корреспондент, 9 докторов и 35 кандидатов наук. Двое из них, А.М.Асхабов и Ю.Л.Войтеховский, возглавили крупные геологические институты. Им создана сыктывкарская минералогическая школа, официально признанная ведущей и получившей мировое признание.

Научные достижения Н.П.Юшкина отмечены высокими государственными наградами: орденами «За заслуги перед Отечеством» IV и III степеней, орденом Трудового Красного Знамени, многими медалями и почетными знаками. Он лауреат премии Ленинского комсомола (1968), премии Совета Министров СССР (1982), премии академика А.Е.Ферсмана (1995), Демидовской премии (1998), государственной премии Республики Коми в области науки (2001), Уральской горной премии (2003), премии «Триумф» (2006), Золотого диплома лидера науки Европы (2007) и др. Заслуженный деятель науки РСФСР и Коми АССР, Почетный разведчик недр, Почетный гражданин города Сыктывкара, почетный профессор и инвайт-профессор ряда университетов.

*Коллектив Института геологии
Коми НЦ УрО РАН*

Редколлегия журнала «Отечественная геология»

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2012 г.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Особенности россыпного золота бассейна р.Уджа (Билир-Уджинское поднятие). № 5. С. 27.

Костин А.В., Окунев А.Е., Денисов Г.В., Заякина Н.В. Рудопроявление Обоха — новый сереброрудный объект мирового класса Восточной Якутии. № 5. С. 21.

Лось В.Л. На пути к количественной металлогении. № 1. С. 3.

Никифорова З.С., Каженкина А.Г. Минералого-геохимические особенности россыпного золота юго-западной части Вилонской синеклизы (Кемпендйские дислокации) и их возможная связь с источниками золотосеребряной формации. № 5. С. 32.

Округин А.В., Зайцев А.И., Борисенко А.С., Земнухов А.Л., Иванов П.О. Золотоплатиноносные россыпи бассейна р.Анабар и их возможная связь с щелочно-ультраосновными магматитами севера Сибирской платформы. № 5. С. 11.

Склярова Г.Ф. Металлогения анортозитов и перспективы развития месторождений Дальнего Востока на глинозем, титан и фосфаты. № 3. С. 3.

Смелов А.П., Прокопьев А.В., Олейников О.Б., Васильев Д.А., Королева О.В. Перспективы алмазности Алданской антеклизы: результаты анализа геолого-геофизических данных. № 5. С. 3.

Турченко С.И., Розен О.М. Минерагения и тектоника и раннего докембрия Анабарского щита. № 3. С. 8.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Галуев В.И., Каплан С.А. Глубинные структурно-тектонические неоднородности земной коры и возможные процессы, связанные с нефтегазообразованием и нефтегазонакоплением (геохимический аспект). № 2. С. 3.

Керимов В.Ю., Рачинский М.З., Карнаухов С.М., Мустаев Р.Н. Геотемпературное поле Южно-Каспийского бассейна. № 3. С. 17.

Коробов А.Д., Коробова Л.А. Конвективный теплообмен и формирование нефтегазоносных коллекторов пород переходного комплекса и чехла. № 6. С. 3.

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Азадалиев Дж.А., Мусаев Ш.Д., Керимов Ф.А., Гусейнова Э.Б. Установление коренных источников россыпного золота в Нахичеванской складчатой области на примере Башкентского месторождения (Азербайджан). № 1. С. 12.

Афанасьев В.П., Самданов Д.А., Зольников И.Д., Глушкова Н.В., Егорова Е.О. Поиски месторождений алмазов: роль рельефа в формировании поисковых обстановок. № 3. С. 25.

Васянов Г.П., Горбачев Б.Ф., Чечулина Ю.В., Шмельков Н.Т. Месторождение элювиальных каолинов Ковыльское на востоке Оренбургской области. № 4. С. 11.

Дунаев В.А., Серый С.С., Игнатенко И.М. Блочность пород, слагающих месторождения железистых кварцитов, и определяющие ее факторы. № 2. С. 32.

Закирова Ф.А., Сенаторов П.П., Руднев В.В. Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы борных руд России. № 3. С. 40.

Карпунин А.М., Миронов Ю.Б., Бузовкин С.В. Эпохи уранового седиментогенеза черносланцевого типа в осадочных бассейнах земли. № 1. С. 18.

Конкин В.Д., Иванов А.И., Галямов А.Л. Золотоносность и геолого-структурные особенности Монкресс-Хайламинского рудного узла (Восточные Саяны). № 3. С. 31.

Контарь Е.С., Кокорин Н.П. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы металлических полезных ископаемых в Уральском Федеральном округе. № 2. С. 23.

Коробков И.Г., Евстратов А.А. Роль базитовых вулканоструктур в прогнозной оценке алмазносных районов на востоке Тунгусской синеклизы. № 1. С. 40.

Лихачев А.П. Общая закономерность размещения месторождений золота по глубинным геофизическим данным. № 6. С. 13.

Рафаилович М.С. Золоторудные гиганты в черносланцевых толщах Центральной и Северной Азии. № 1. С. 29.

Хмельков А.М. Выявление нового прогнозируемого кимберлитового поля и перспективы северной окраины Якутской алмазносной провинции. № 2. С. 15.

Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Батулин Г.Н., Новиков В.М., Слукин А.Д., Кулешов В.Н., Еганов Э.А., Мельников М.Е. Принципиальные результаты исследования марганцевой и железомарганцевой минерализации осадочных типов различного возраста методами сканирующей электронной микроскопии. № 4. С. 20.

Шнайдер А.А. Нетрадиционные генетические типы оловорудных месторождений. № 4. С. 3.

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Белолобский И.Н., Сергеев А.И., Боевский Г.Г., Бакулина Н.Т. Новые данные о возрасте четвертичных отложений первой надпойменной террасы среднего течения р.Колыма. № 5. С. 41.

Васильев Д.А., Прокопьев А.В. Глубинное строение Оленёкского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным интерпретации сейсморазведочных временных профилей. № 5. С. 62.

Ивсен Г.В., Кутыгин Р.В. Петрохимические особенности пограничных отложений нижнего—среднего карбона Западного Верхоянья. № 5. С. 49.

Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Динамика сейсмогенных структур Индигиро-Колымского (Охотского) сегмента зоны хр.Черского. № 5. С. 55.

Каневская И.Д. Некоторые основные закономерности и этапность развития брюхоногих моллюсков в сарматских бассейнах Молдавского Приднестровья и сопредельных территорий. № 4. С. 35.

Кориневский В.Г. Карбонатитовый пепел в нижнеордовикских отложениях и проблема возраста карбонатитов Урала. № 4. С. 30.

Кутыгин Р.В. Последовательность аммоноидей в кунгурском ярусе Куранахской подзоны (Западное Верхоянье). № 5. С. 37.

Салтыков В.Ф. Местные стратиграфические подразделения касимовского яруса верхнего карбона в Нижнем Поволжье. № 6. С. 30.

Салтыков В.Ф. Характеристика цикличности: терминология, ход развития процесса, триггерная роль астрономического возбуждения земного отклика. № 1. С. 48.

Тарабукин В.П. Определение миграции ксенолитов осадочных пород в кимберлитовых трубках на основе изучения конодонтов. № 5. С. 45.

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Бородкин Н.А., Приставко В.А. Выделение цвиттеров по петрохимическим и геохимическим критериям. № 4. С. 49.

Галюк С.В., Менчинская О.В. К вопросу оптимизации сети опробования при геохимических поисках. № 6. С. 42.

Гусев А.И. Петро-геохимия и потенциальная рудоносность интрузий айского комплекса Горного Алтая. № 1. С. 63.

Зайцев А.И., Смелов А.П. Rb-Sr систематика различной степени алмазносности кимберлитовых трубок Далдынского кимберлитового поля (Якутия). № 5. С. 81.

Князев Г.Б. Петрохимические модели раннепалеозойских гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области. № 2. С. 51.

Константинов Е.А., Еременко Е.А. Значение метода лазерной дифракционной гранулометрии при изучении лёссов (на примере разреза Мелекино, Северное Приазовье). № 3. С. 47.

Копылова А.Г., Томишин М.Д. Геохимические особенности пород Эбегайского дайкового пояса (Анабарский район). № 5. С. 106.

Мамедов М.Н., Бабаева Г.Дж., Садыгов Н.М. Клинопироксены трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-гешенитового комплексов Ходжавендского прогиба. № 6. С. 48.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Ишерская М.В. «Стандартные» дискриминантные палеогеохимические диаграммы и платформенные песчаниковые ассоциации. № 3. С. 55.

Наузов Г.Б. Источники гидротермальных растворов в процессах рудообразования. № 1. С. 58.

Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В., Васильев Д.А. Седиментологические и литохимические особенности триасовых и юрских отложений северного фланга Кулар-Нерского террейна и Полоусного синклинория. № 5. С. 67.

Ряченко Т.Г., Ухова Н.Н., Щетников А.А., Рыжов Ю.В. Глинистые минералы дисперсных грунтов Монголо-Сибирского региона (методы и прогнозы). № 6. С. 56.

Степанец В.Г. Клинопироксены и шпинелиды как петрогенетические индикаторы надсубдукционных офиолитов северо-востока Центрального Казахстана. № 4. С. 40.

Трунилина В.А., Роев С.П. К проблеме офиолитов на северо-востоке Верхояно-Колымской орогенной области. № 5. С. 96.

Шкодзинский В.С. Происхождение крупных алмазов кимберлитов. № 5. С. 90.

Юричев А.Н., Чернышов А.И. Эволюция составов шпинелиевой минерализации из различных формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы (Восточный Саян). № 2. С. 42.

Юсуфов Р.Г., Рафиков Я.М. Лампроитовый магматизм и его рудоносность (Срединный Тянь-Шань). № 4. С. 56.

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Ермолаев Г.С. Рельеф поверхности современной Земли и упорядоченность в нем геодинамических образований (на примере Южного Тянь-Шаня). № 2. С. 56.

Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И. Возмущения геополей на территории Северного Кавказа в период цунамигенного Суматранского землетрясения 26 декабря 2004 г. № 4. С. 63.

Турутанов Е.Х. Состав и морфология крупных плотностных неоднородностей земной коры — фактор влияния на сейсмическую активность. № 3. С. 66.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Геохимические особенности и формирование Мулдаккульского месторождения минеральных вод на Южном Урале. № 1. С. 70.

Островский В.Н. О современном питании подземных вод экстрааридных пустынь (на примере северо-восточной части Аравийского полуострова). № 4. С. 70.

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Михайлов Б.К., Киперман Ю.А., Комаров М.А. Техногенные горнопромышленные отходы в воспроизводстве минерально-сырьевой базы и улучшении экологической обстановки. № 6. С. 66.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Васильев Б.И., Советникова Л.Н. Порода континентального типа дна северо-западной части Тихого океана. № 1. С. 79.

Гончар В.В. Пострифтовая эволюция впадин Черного моря. № 6. С. 73.

Гусев Е.А., Костин Д.А., Рекант П.В. Проблема генезиса четвертичных образований Баренцево-Карского шельфа (по материалам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000). № 2. С. 84.

Куприн П.Н. Разрез отложений и некоторые аспекты кайнозойской геологической истории хребта Ломоносова в Северном Ледовитом океане. № 2. С. 72.

Орленок В.В. Определение константы фотолитической диссипации гидросферы и ее потеря в фанерозое и докембрии. № 2. С. 64.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Рубан Д.А. Мониторинг объектов геологического наследия России: основные понятия и принципы. № 1. С. 83.

ДИСКУССИИ

Воробьев В.Я., Кононов Ю.С. О проблемах модернизации и инноваций геологических и минерагенических исследований. № 6. С. 83.

Гладков Е.А. Полигенез углеводородов в трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторах Восточной Сибири. № 3. С. 73.

Диденко А.Н., Малышев Ю.Ф. Ответ на статью А.М.Жирнова. № 1. С. 99.

Жирнов А.М. Шаг назад в познании тектоники и металлогении Дальнего Востока. № 1. С. 97.

Карпов В.А. Фундамент — региональный нефтегазоносный комплекс. № 6. С. 90.

Лурье М.А., Шмидт Ф.К. Угле- и нефтеобразование. Существует ли генетическая связь? № 6. С. 95.

Тихомиров И.Н., Голоудин Р.И. Проблемы модернизации и инноваций региональных геологических и минерагенических исследований. № 1. С. 87.

Хомичев В.Л. Плутоны—дайки—оруденение. № 2. С. 90.

РЕЦЕНЗИИ

Ваганов В.И., Голубев Ю.К., О трехтомном издании «Историческая минерагения». № 1. С. 104.

Кокин А.В. От старых к новым идеям образования золота в осадочных формациях. № 1. С. 102.

ИНФОРМАЦИЯ

Медаль Российского геологического общества «Геолог Игорь Грамберг». № 1. С. 109.

Тимурзиев А.И. Об организации «Кудрявцевских Чтений» — Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти и газа. № 3. С. 78.

НОВЫЕ КНИГИ

Максимович Н.Г., Хайрулина Е.А. Геохимические барьеры и охрана окружающей среды. № 1. С. 108.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

90-летие Александра Ивановича Жамойды. № 1. С. 106.

80-летие Владимира Борисовича Мазура. № 5. С. 115.

75-летие Евгения Михайловича Аксенова. № 5. С. 116.

Роцевская Л.П., Лисевич Н.Г., Витязева К.А. К 130-летию со дня рождения Алексея Николаевича Розанова. № 4. С. 75.

Памяти Николая Павловича Юшкина. № 6. С. 97.