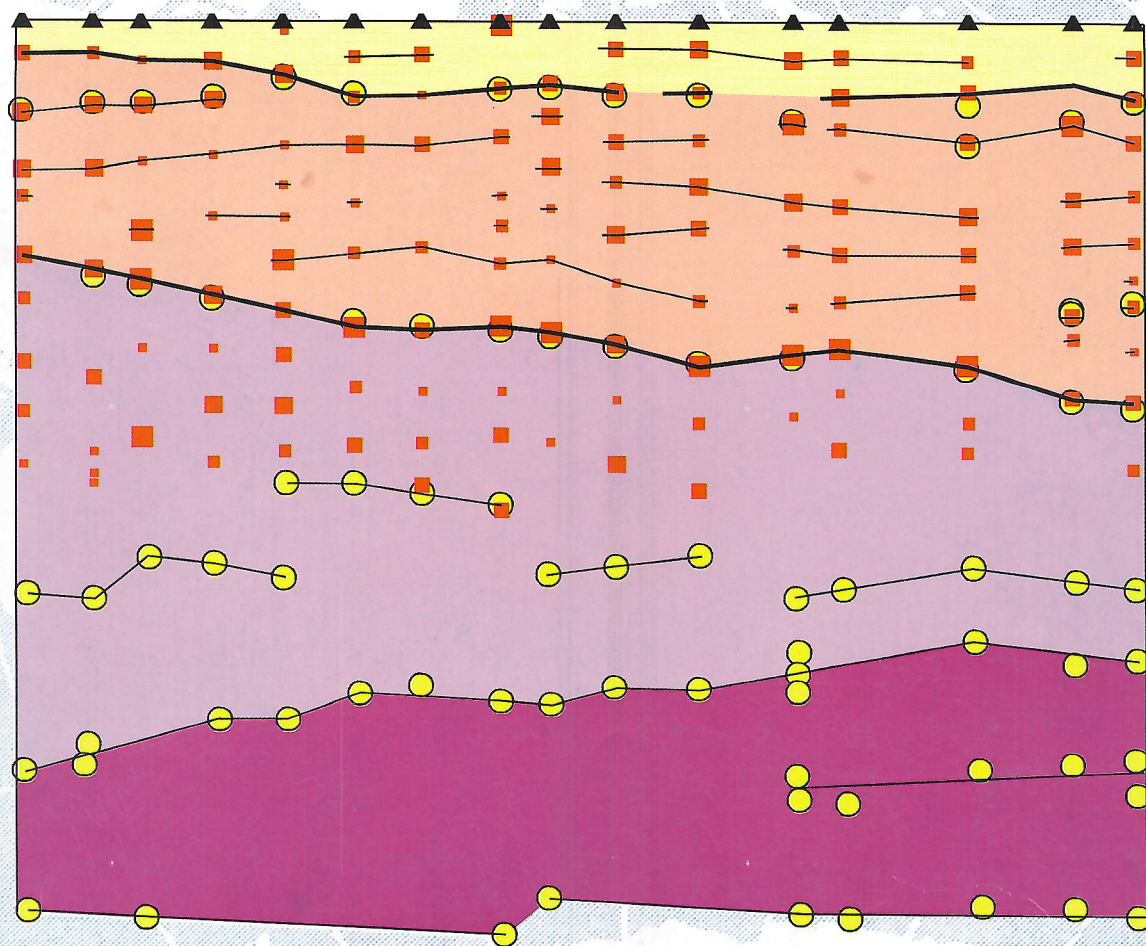


Отечественная ГЕОЛОГИЯ



1/2003

НОВОЕ ВИДЕНИЕ GEOSINKЛИНАЛЕЙ

ФУНДАМЕНТ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

ЛИТОСФЕРА СРЕДНЕГО УРАЛА

МИНИСТЕРСТВО
ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

*Богатство недр есть
залог величия державы*

М.В. Ломоносов



ДИПЛОМ
ПЕРВООТКРЫВАТЕЛЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

1/2003

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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

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

МОСКВА

ИДЕИ И ПРОЕКТЫ ВЕКА

Власов Г.М.

Новые аспекты развития геосинклинальной теории: практические следствия.

3

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Сурков В.С., Смирнов Л.В.

Строение и нефтегазоносность фундамента Западно-Сибирской плиты.

10

Кравченко К.Н.

Богатство и фазовое состояние нефтяных бассейнов — функция онтогенеза и минимизации потерь нефти, газа и природного битума.

17

Айрапетян С.А., Истратов И.В.

Новые направления поисков и изучения скоплений жидких углеводородов с позиций рудной геологии.

28

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Константинов М.М., Битаров В.Т., Варгунина Н.П., Гордеев С.Г., Давыдов К.В., Данильченко В.А., Кулаев И.Г., Лайпанов Х.Х., Орлов Б.Ю.

Скрытые свинцово-цинковые месторождения Садонского рудного района: открытия и перспективы.

31

Петрищевский А.М.

Тектоническая история Вознесенского флюоритиноносного района в геофизических моделях.

36

Панов Е.Н., Дубик О.Ю.

О вторичных изменениях в метаморфизованных глинистых породах верхоянского комплекса Северо-Востока России.

42

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Лихачев А.П.

О происхождении жильчатых и других сложных структур в кумулятивных слоях Бушвельдского магматического комплекса.

44

Ковалевский А.Л.

Литобиогеохимия железа на месторождениях Ангаро-Илимского района БАМ.

50

Малов А.И.

Особенности гидрогеохимии месторождений алмазов.

55

Резницкий Л.З., Школьник С.И., Некрасова Е.А.

Волластонит Южного Прибайкалья.

59

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Дьяконова А.Г., Кашубин С.Н., Кашубина Т.В., Колмогорова В.В., Кухмазов С.У., Парыгин Г.И., Осипов В.Ю.

Комплексные геофизические исследования литосферы Среднего Урала по Артинскому профилю.

65

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Барабашкина Т.А., Зилинг Д.Г.

Макет легенды среднемасштабной карты эколого-геохимических условий горнодобывающего региона.

73

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Шарманов Б.Ф.

Годограф планет Солнечной системы.

77

Первооткрыватели отечественных месторождений.

81

НОВЫЕ ПУБЛИКАЦИИ

Серегин С.Я.

Причины геологического развития Земли: системный подход.

85

Памяти Сергея Филипповича Лугова.

86

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2002 г.

87

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

Изготовлено: ООО «НТЦ Море», ФГУП Издательство «Известия».
Заказ 3579. Тираж 600 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129б.
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Новые аспекты развития геосинклинальной теории: практические следствия

Г.М.ВЛАСОВ (Институт тектоники и геофизики ДВО РАН)

Гипотеза плюмов стала в какой-то мере реальностью и помогает по-новому понять многие геологические факты, стимулирует развитие геосинклинальной теории, расширяет рудный потенциал геологических структур. Периодическое усиление эндогенной активности, вызывающее образование плюмов, объясняет цикличность геологического развития Земли и сущность тектономагматической активизации геосинклиналей и платформ. Плюмовый магматизм охватывает все время геосинклинального цикла: кроме непосредственных флюидно-магматических внедрений в кору он проявляется образованием разноглубинных магматических очагов с последующей дифференциацией в них разнообразных магматических продуктов. Поступление из мантии плюмового материала, обогащенного рудными элементами, многократно увеличивает рудные возможности базит-гипербазитовых комплексов, формирующихся в ранние стадии развития геосинклиналей. Продукты последующей дифференциации плюмового вещества перспективны в отношении цветных и редких металлов, редкоземельной минерализации.

Различные поверхностные минеральные источники в вулканических областях представляют собой метаморфизованные (разбавленные и измененные по составу) «ответвления» от мощных высокотемпературных (1000°C и более) преимущественно хлоридно-натровых терм, поднимающихся по глубинным разломам из мантии (в т.ч. из приадрерной мантийной зоны). Эти термы несут большую рудную, солевую, углеводородную, газовую и энергетическую нагрузку. С ними связаны образование у поверхности Земли месторождений соли и нефти, а также общая метановая дегазация Земли, включая срединно-океанические хребты. Рудное содержание океана, вероятно, более разнообразно и значительно, чем предполагалось ранее.

Академик Ю.М.Пушаровский высказал неудовлетворенность современным состоянием геотектонической теории. Геосинклинальная теория, по его мнению, — устаревшая парадигма, а «тектоника литосферных плит» не столь всеобъемлюща и совершенна, как считают ее ортодоксальные приверженцы. Необходимо появление новых свежих идей» [35].

Нам современное положение геотектонической теории не кажется столь тяжелым. Полная бесплодность тектоники плит очевидна. Но ее умозрительные механистические построения увлекли далеко не всех российских и зарубежных геологов. Они с успехом использовали геосинклинальную теорию в своей работе и дополнили ее существенными положениями. Многие геологи в последние десятилетия продолжали петрографо-минералогические, геохимические, геофизические и другие исследования, нацеленные на познание глубинных процессов Земли. Гипотеза плюмов активизировала эти работы и подтвердилась многими фактами. Большие масштабы проявлений приадрерных процессов на поверхности Земли заставляют откорректировать некоторые положения геосинклинальной теории и внимательно проанализировать (и, может быть, пересмотреть?) «казавшиеся незыблемыми» взгляды о генезисе нефти и соли. Эти обстоятельства еще мало освещены в научной литературе, что побудило нас к написанию настоящей статьи.

Новые представления о возбуждении и развитии геосинклинального процесса. Большое значение для понимания геологических и геохимических процессов, сопровождающих импульсы дегазации жидкого земного ядра, имела коллективная работа [24]. В ней сообщается, что с этими импульсами коррелируют многие земные процессы: рудообразование, складчатость, развитие кольцевых структур, глобальное формирование черносланцевых (углеродистых) формаций, геохимически аномальные осадки, биотические кризисы. Флюиды, восходящие из глубин (где господствует высокотемпературная восстановительная обстановка), с приближением к земной поверхности приобретают существенно водный состав, обогащенный рудными компонентами. На сравнительно небольшой глубине образуются магматические очаги. Наиболее глубинную позицию (150—200 км) занимают очаги алмазоносного магматизма.

Появились в печати работы, посвященные плюмовой тектонике и металлогении отдельных районов, например [28], где описаны крупные оваловидные и кольцевые структуры и другие особенности плюмового вулканизма (например, обогащение пород необычным комплексом неогерентных элементов и др.). Рассматривая многие примеры высоких концентраций метана, приуроченных к вулканическим центрам океанов и континентов, авторы высказывают предположение, что нефть и газ впадины Сунляо (Китай) могут быть абиогенного происхождения.

На XXIX сессии МГК тектонике плюмов и горячих полей, мантийным потокам и глубинным диапирам было посвящено более 40 докладов. В некоторых зарубежных работах показана хорошая согласованность магматизма крупных районов с предполагаемым поднятием плюмов и последовательной дифференциацией их вещества.

Повышение эндогенной активности Земли, вызывавшее образование плюмов, сопровождалось формированием глубинных разломов и «интервенцией» мантии в кору — внедрением мантийного материала (офиолитов) в форме диапиров, пластовых инъекций, покровов. Они распространялись в равной степени как в океанах, так и на континентах [9]. Предположение, что офиолиты представляют океанскую кору прошлого ошибочно [31]. В качестве доказательства этого предположения указывались офиолиты, якобы «покрывающие дно Филиппинского моря». Впоследствии выяснилось полосовое распространение там офиолитов, явно представляющих собой внедрения по глубинным разломам. Предполагавшиеся офиолитовые террейны в Анадырско-Корякском регионе оказались, согласно выполненным геофизическим исследованиям [43], офиолитовыми внедрениями, корни которых распространяются на глубину 40 км и более. По-видимому, такой же характер имеет распространение офиолитов в океанах. Вывод М.С.Маркова [25] о том, что второй слой океанской коры Тихого океана сложен базальтами и метаморфическими породами сомнителен, т.к. он основывался на геологических и геофизических данных, полученных в районах явного проявления тектонических процессов с внедрениями офиолитов по разломам.

Внедрения в кору мантийных магм сопровождалась глубинными флюидными потоками, что обуславливало

часто проявляющиеся в офиолитах зеленокаменные изменения (автометаморфизм), а у наиболее мощных внедрений — контактовые динамотермические изменения вмещающих пород, вплоть до образования гранат-актинолитовых сланцев. Глубинные флюидные потоки выносили из мантии рудные компоненты и вызывали появление в ультрабазитах и базитах рудопроявления уральского типа. В глубоких частях плюмов развивались периферические магматические очаги с известково-щелочными и щелочными магмами, что обуславливало разнообразную металлогению в районах проявления плюмовой тектоники и магматизма. Такие районы, часто характеризующиеся остаточной термальной деятельностью (вулканы, горячие источники, повышенные геотермические градиенты), названы «мантийными ореолами». Далеко не полные их списки даны ниже отдельно для Тихоокеанского пояса и других областей мира.

Тихоокеанский пояс: Новая Каледония, Восточное Сулавеси, Филиппинское море и другие окраинные моря запада Тихого океана, север Новой Гвинеи, Северное Хоккайдо, Южный Сахалин, Ганальский хребет (Камчатка), Камчатский мыс, Валагинский хребет, Центрально-Сихотэ-Алиньская зона с глубинным разломом, Анадырско-Корякский район, Алучинская зона, Пенжино-Майский район, Усть-Депская зона, Береговые хребты Калифорнии, хр.Сьерра-Невада, южная часть Антарктической Кордильеры, поднятие Дарвина в Тихом океане и др.

Другие районы мира: Урал, Африканская рифтовая система, Восточная Тува, Алтае-Саянская область, Забайкалье, Таймыр, Монголо-Охотский глубинный разлом, Центральный Казахстан, Прииртышская зона смятия, Севано-Анкерийская зона Малого Кавказа, Индский шов Гималаев, пояс Нага-Хилл Индии, Тавриды Турции, Северо-Восточный Иран, Оман, Северо-Западная Сирия, Динариды Европы, Пенинский прогиб, зона Мурие в Карпатах, Рейнский грабен, Центральная Шотландия, рифтовые зоны Аргентины, Южный Орегон США, Ньюфаундленд, Северная Венесуэла, Северо-Восточный Афганистан, Северо-Западная Нигерия, Внутренние Элиниды Греции, хр.Хан-Ташир Центральной Монголии и др.

Сюда же, вероятно, можно отнести континентальные базальтовые плато и районы массовых подводных базальтовых излияний, алмазонасные трубки взрыва и платиноносные, концентрически-трубчатые тела платформ, а также изученные геофизическими методами на платформах крупные уплотненные тела ультрабазитов с обширными ореолами гранитизации в кровле [30].

С периодами увеличения общей эндогенной активности Земли и «интервенциями» мантии в кору связаны процессы тектономагматической активизации (и «протоактивизации») в различных геологических структурах, сопровождающиеся обильным и разнообразным орудуением. В эти же периоды иногда происходит некоторое переконструирование старых и возникновение новых геосинклиналей. Ранние геосинклинальные типовые тектономагматические структуры — островные дуги. Они представляют собой двойные образования: ближе к континенту расположены внутренние вулканические дуги с известково-щелочным магматизмом, дальше в море — внешние невулканические, сложенные преимущественно офиолитами (ультрабазитами и базитами). Офиолиты часто бывают несогласно перекрыты известняками. Основное внимание вулканологов было обращено на вулканические дуги, внешние же дуги мало изучены и их происхождение оставалось неясным до последнего времени. В.В.Белоусов принимал их за случайные выступы фундамента; В.Е.Хаин сопоставлял с миогеосинклиналями; А.Д.Щеглов связывал орогенез в островных дугах с автономной активиза-

цией и высказывал мнение, что раннегеосинклинальные процессы давно прекратились и в настоящее время уже не проявляются.

Наиболее ранние образования геосинклинального комплекса — внешние невулканические офиолитовые дуги. Они, по-видимому, отмечают «макушечную», еще не дифференцированную, часть плюма, внедрившегося из мантии в кору вдоль зоны Беньофа—Заварицкого. В глубинной части плюма формируются периферические магматические очаги. Продукты диссоциации магмы этих очагов питают вулканы внутренних дуг через прямоточные вертикальные каналы.

Характерно, что геологические разрезы внутренних дуг дополняют образования внешних в отношении последовательности формаций и их возраста. Особенно наглядно это видно на примере наиболее молодого позднемелового—плиоценового островодужного комплекса. Время формирования его внешних дуг (включая отложения флиша) — поздний мел—эоцен, внутренних (включая вулканогенную молассу) — олигоцен—современное. Внешние дуги развиваются обычно более продолжительно, чем внутренние. Связующие звенья внешних и внутренних дуг — габбро, присутствующие в обоих дугах, а также андезиты и дациты, более свойственные внутренним дугам, но иногда появляющиеся и во внешних. На принадлежность внешних и внутренних дуг к общему островодужному комплексу указывают также случаи их слияния местами в общую структуру, как, например, в Антильской дуге и Андах.

Образованию геосинклиналей часто предшествует формирование у глубинных разломов протяженных рифтов. Такая последовательность хорошо прослеживается на примере Уральской геосинклинали. Современные «эмбрионы» эвгеосинклиналей — срединно-океанические хребты-рифты, что, по-видимому, впервые отметил А.В.Пейве [32].

Своеобразные овальные, концентрически-зональные геосинклинали Казахстанско-Тянь-Шаньского региона описаны Ю.А.Зайцевым [16]. По его убеждению, такие геосинклинали возникли и развивались, питаясь энергией из глубинных (мантийных) центров. Офиолиты сконцентрированы преимущественно в краевых частях геосинклинальных овалов, играющих, по существу, роль внешних дуг.

Циклы в геологических образованиях любого возраста (от архея до фанерозоя включительно) выражены сменой снизу вверх базит-гипербазитов (офиолитов) известково-щелочными вулканическими и вулканогенно-осадочными породами; затем — осадочными обломочными породами флишевого или флишоидного характера; грубообломочными (часто вулканогенными) молассами. В верхней части проявляется выраженная в той или иной степени общая гранитизация. Подобные циклы близки по продолжительности циклам первого порядка Е.Е.Милановского [27] и в большинстве случаев совпадают с ними. Е.Е.Милановский также отмечал преимущественную приуроченность офиолитообразования к ранним стадиям глобальных циклов первого порядка.

Проявляются и более мелкие циклы. Они заслуживают внимания, поскольку также могут быть следствием глубинных процессов (судя по базальтовому составу ограничивающих циклы пород). Три разновозрастные базальтовые толщи (покровы?): кузнецовская (верхний эоцен), кизинская (нижний миоцен) и совгаванская (плиоцен) разделяют на три цикла палеоген-неогеновые отложения Сихотэ-Алиня и прилегающих областей. Благодаря этим «маркирующим слоям» палеоген-неогеновые образования, пестрые по составу, оказались легко сопоставимы не только по отдельным впадинам Сихотэ-Алиня, но и при

корреляции континентальных отложений материка с геосинклинальными отложениями Сахалина.

В вопросе о наследовании во времени геологических процессов и структур нет общего мнения. Некоторые исследователи категорически отрицают подобное наследование. Другие (например, А.В.Сидоренко) высказывают мнение о принципиальном сходстве ведущих геологических процессов во время всей геологической истории Земли от архея до современного этапа. Последняя позиция кажется справедливой. Древние зеленокаменные пояса, представляющие, по существу, протогеосинклинальные структуры, не имеют принципиальных отличий от фанерозойских (что уже подчеркивал ранее А.Н.Заварицкий). Выполненное нами сопоставление особенностей геологических разрезов протогеосинклиналей архейских и протерозойских зеленокаменных поясов и фанерозойских геосинклиналей подтвердило это [10]. Офиолиты древних зеленокаменных поясов, так же как и фанерозойских, перекрыты островодужными известково-щелочными вулканитами и вулканогенно-осадочными толщами [18]. Непосредственно зеленокаменные базит-гипербазитовые комплексы древних поясов соответствуют внешним дугам фанерозойских геосинклиналей, перекрывающие их известково-щелочные магматические и вулканогенно-осадочные образования — внутренним дугам. Оказалось, что сопоставимы и металлогенические особенности этих образований, что значительно расширяет общий рудный потенциал [10].

Сделанный анализ подтверждает предвидение авторов работы [15]: «Есть основания полагать, что фанерозойские складчатые области с их особенностями магматизма, метаморфизма и рудообразования в значительной степени предопределены докембрийской историей». Н.Д.Пушкарев [34] исследовал закономерности распределения во времени изохронных датировок магматических и вулканогенно-осадочных пород мира, что позволило ему выявить глобальную мегацикличность в развитии мантии и порожаемых ею геологических процессов в земной коре.

Флюидный режим Земли и полезные ископаемые. Продолжительная работа автора в областях молодого и современного вулканизма (Камчатка, Курильские острова, другие притихоокеанские районы) привела к убеждению, что исследователи часто недооценивают значение вулканизма в различных геологических процессах. Это может быть иллюстрировано примером классификации минеральных вод Камчатки [3].

В первой специальной работе, посвященной минеральным источникам Камчатки, Б.И.Пийп (1937) большинство вод этих источников относил к «свежим», связанным с молодой вулканической деятельностью и образовавшимся в значительной степени за счет ювенильных эманаций. Главная химическая особенность свежих вод, по его мнению, — богатство хлорводородной кислотой, кремнеземом, щелочами. Наличие в водах сульфатов Б.И.Пийп рассматривал как результат «метаморфизма» вод у поверхности, где серная кислота возникает при окислении сероводорода и сернистого газа. Другие проявления метаморфизма вод — уменьшение содержания кремнезема, увеличение гидрокарбонатных ионов и замещение щелочных ионов щелочно-земельными. Таким образом, Б.И.Пийп наметил в общих чертах следующую эволюцию минеральных вод Камчатки при их «метаморфизме»: хлоридно-щелочные—сернокислые—углекислые. Подобная флюидная система отмечена во всех вулканических областях мира. Она четко проявляется и на отдельных вулканах (например, Ключевской) в различных стадиях их деятельности [26].

Замечательно, что и в невулканических областях, даже на платформах данная система повторяется в форме по-

следовательной смены зон «погребенных» вод снизу—вверх: хлоридно-щелочные—сернокислые—углекислые. Это обстоятельство позволило сотруднику Центрального института курортологии В.В.Иванову высказать мнение об отсутствии каких-либо существенных различий минеральных вод вулканических и невулканических областей. В основу систематики минеральных вод Камчатки им положена классификация вод, разработанная для невулканических районов. Такая позиция подверглась критике со стороны Г.М.Власова, указавшего на факты резкого увеличения хлора в кратерных озерах действующих вулканов, в частности в кратерном озере вулкана Эбеко на о.Парамушир. Критика была поддержана вулканологами Б.И.Пийпом и С.И.Набоко, отстаивавшими специфичность вулканических вод. Когда В.В.Иванов убедился в справедливости указанных фактов, он расширил пределы вулканических вод в своей классификации и отнес к ним в дополнение к сульфатным фумарольным водам также и сульфатно-хлоридную подгруппу азотно-щелочных терм. Сульфатные воды он стал рассматривать как образования поверхностной зоны вулканической обстановки, а сульфатно-хлоридные — более глубинной зоны, куда поступают менее измененные вулканические эманации, в т.ч. хлор. Эти термы обогащены также фтором и бором, нередко примесями различных металлов. Другая группа азотно-щелочных терм, так же как и большинство минеральных источников других типов, по-прежнему рассматривалась В.В.Ивановым как не связанные непосредственно с вулканическими процессами. В результате лечебные возможности специфических минеральных вод вулканических областей не были в нужной степени исследованы. Эти воды мало используются, хотя имеющийся опыт лечения в небольшом камчатском санатории на Докторских ключах дал положительные результаты.

Вопрос о причине совпадения гидрохимической зональности в вулканических и невулканических областях давно интересовал нас и в 1986 г. было опубликовано следующее возможное его решение: «Ясно, что гидрохимическая зональность отражает какие-то более глубокие связи между внутренней и внешней частями Земли и обусловлена как поверхностными, так и глубинными процессами, в том числе вулканизмом. Вулканизмом, в частности, обуславливается динамика зон — опускания и поднятия их границ. При сильном вулканизме верхняя граница зоны с хлором и другими галлоидами достигает поверхности Земли, при некотором ослаблении — понижается, и выше ее развивается «сернокислая оболочка». При дальнейшем угасании вулканизма выше сернокислой появляется «углекислая» зона. В областях с угасшим вулканизмом нижняя граница «углекислой» зоны опускается на большую глубину, и границы между зонами несколько стабилизируются. Последнее обстоятельство и явилось причиной заключения гидрогеологов о подмеченной ими (на платформах с давно угасшей вулканической деятельностью) связи гидрохимической колонки не с постоянно изменяющимся фактором вулканизма, а с относительно постоянными (при данной геологической структуре) условиями циркуляции подземных вод» [8]. Таким образом, осуществляется ритмичность движения флюидных фронтов — своеобразное флюидное «дыхание» планеты.

Подобным образом высказывались и другие исследователи. О планетарной «гидрохлорсфере» писал В.Ф.Дерпгольц [14]. Исследования Н.А.Маринова на Азиатском и Африканском континентах привели его к выводу, что вертикальная гидрохимическая зональность — планетарная закономерность. Она характерна не только для артезианских бассейнов платформ, но и трещинных вод щитов,

складчатых областей, в которых на глубине также обнаружены хлоридные рассолы, например, при бурении сверхглубокой скважины на Кольском полуострове.

Пределы рассматриваемой зональности сейчас расширяются: исследования автора и других исследователей показали одновременность максимумов проявления хлоридных вод с формированием базит-гипербазитовых комплексов, обычно распространенных в основании геосинклиналей. Эти комплексы отмечают периоды увеличения эндогенной активности Земли. Восстановительная обстановка, свойственная глубинным водам, согласуется со специфической металлогенией базит-гипербазитовых комплексов.

Последующие этапы развития геосинклиналей с широким распространением во внутренних дугах андезитового вулканизма характеризуются обилием вулканических эксгальций серы. Вулканогенные серные месторождения распространены во всех «андезитовых» дугах Тихоокеанского пояса, образуя почти сплошной «серный» пояс [6]. Не случайно широкое распространение в областях преимущественно андезитового вулканизма колчеданных месторождений. Все это согласуется с максимумом проявления сернистой стадии вулканических эксгальций. Обилие известняков в невулканических районах или областях с угасающим вулканизмом не противоречит существованию верхней углекислой зоны (стадии). Ранее мы отмечали несогласное перекрытие в Малой Курильской дуге базит-гипербазитовых образований известняками.

Все эти факты свидетельствуют о крупном (глобальном) масштабе глубинных газогидротермальных процессов в Земле и тесной связи их с общими тектономагматическими условиями. Логично поэтому допустить возможность образования соли глубинными солеными хлоридно-натриевыми водами. Большую ценность при решении вопроса о происхождении соли представляют исследования О.Г.Борисова, обобщившего и проанализировавшего фактический материал, накопленный российскими и зарубежными вулканологами о минеральных водах мира [4].

Наиболее глубинные и высокотемпературные (1000°C и выше) — слабокислотные и слабощелочные хлоридно-натриевые термы, часто содержащие аммоний, бор, фосфор. Неметаморфизованные хлоридно-натриевые термы представляют собой ювенильные образования. В поверхностных выходах их температура изменяется в больших пределах (от десятков до 500°C). По мере понижения температуры между содержанием хлора и натрия устанавливается эквивалентное соотношение. *На выходе высокотемпературных фумарол на многих вулканах отмечалось содержание значительного количества хлоридов, в частности хлоридов натрия (галита).* Не исключена возможность, что термальные воды сольфатарных полей в значительной мере «разбавляются» более мощными глубинными хлоридно-натриевыми гидротермами.

Аналогами наземных хлоридно-натриевых гидротерм в подводных условиях, по-видимому, можно считать горячие сильно минерализованные термы (рассолы) рифтовых зон морей и океанов (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Аравийско-Индийский и Срединно-Атлантические хребты, Красное море). Такие гидротермы, как рассолы Красного моря или Солтон-Си, можно в первом приближении рассматривать как аналоги первичных ювенильных рудообразующих флюидов — высокотемпературных, сильно минерализованных, хлоридно-натриевых гидротерм. Отмечается удивительное сходство набора рудных элементов океанических структур с осадками Красного моря. Это свидетельствует о единой генетической природе рудообразования в океанических и континентальных рифтах.

Обратимся к некоторым особенностям соляных бассейнов, указывающим на связь соленакопления с глубинными разломами и поднимающимися по ним глубинными высокотемпературными хлоридно-натриевыми водами. Все крупные концентрации солей (соляные купола) сосредоточены на площадях сгущения глубинных разломов с проявлениями магматических тел преимущественно основного состава. В Прикаспийской впадине, в районах с наиболее напряженной тектоникой (флексурные зоны), развиты крупные кольцевые и дуговые разломы, характерные для периодов повышения эндогенной активности Земли. В одной солянокупольной структуре у разломов вскрыт мощный пласт высокобороносных солей: гидробоцит, селаит [17]. Соляные купола содержат самородную серу, преимущественно вблизи глубинных разломов.

Из 2118 соляных куполов Прикаспийской впадины лишь 22 находятся на суше (на берегу). Осушенные вершины куполов с кепроками были исследованы В.М.Никольским [29]. Вторичной кальцитизации, сульфатизации и сульфидизации подверглись не только породы кепрока, но и перекрывающие их песчано-глинистые и мергелистые отложения (зона ложного кепрока). Эта зона служит геохимическим барьером для восходящих по разлому растворов. На этом барьере кристаллизуются: пирит (до 15 кг/м³), целестин (до 3 кг/м³), сфалерит (до 350 знаков на 1 м³), барит, флюорит, халькопирит, киноварь. Подземные воды Прикаспийской впадины рудоносны. Они содержат повышенные количества (в мг/л): бора до 900; свинца 12,5; цинка 23,6; меди 2—5; стронция 1—3. В газовом составе вод много водорода (4—10%), сероводорода (40—50%), углекислоты (10—15%). В.М.Никольский сообщает, что в кепроках соляных куполов Днепровско-Донецкой и Примексиканской соленосных впадин также содержатся рудные минералы: реалгар, киноварь, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, гацерит. В соленосных отложениях Днепровско-Донецкой впадины довольно много вулканических пород.

В.И.Созанский [38] проанализировал материалы по соленосным отложениям мира и убедительно, по нашему мнению, доказал глубинное происхождение соли (в связи с глубинными разломами).

Крупные соляные месторождения (с соляными куполами) имеют, очевидно, глубинный источник. Не исключена возможность, что в небольших мелководных, отшнурованных от крупных соленосных бассейнов, лагунах в благоприятных климатических условиях могут формироваться небольшие «вторичные» отложения соли за счет испарения морской воды. Они не имеют серьезного практического значения.

Сложнее вопрос о происхождении нефти. Среди большинства отечественных исследователей месторождений нефти укоренились представления об ее органическом происхождении. Но их представления о «нефтематеринских породах», образовании в них нефти за счет содержащейся в породах органики, последующей фильтрации этой нефти и накоплении ее в «ловушках» — явно надуманы. Подобных «нефтематеринских пород» на нефтяных месторождениях не оказывается и их приходится придумывать и «искать» в удалении от нефтеносных площадей.

Большинство зарубежных ученых, по-видимому, также придерживаются мнения об органическом образовании нефти. Мы внимательно прочитали одну из последних зарубежных работ, посвященных вопросам образования и распространения нефти [41]. На основании тщательного анализа содержания книги можно сделать следующее заключение. Органический характер исходного материала для образования нефти представляется авторам очевидным. Однако, как и в работах российских исследователей,

наибольшие затруднения у авторов вызывает понятие «нефтематеринские породы». Они пишут: «Кероген тонко рассеян в нефтематеринских породах и полностью перемешан с их минеральной массой» (с. 196). Далее следуют поиски реальных примеров «нефтематеринских пород», закончившиеся безрезультатно. «Общая схема образования углеводородов из углей и из керогена нефтематеринских пород одинакова» (с. 215), но «формирование из углей промышленных залежей нефти пока не доказано» (с. 218). Рассмотрены горючие сланцы различных типов, «но из них можно получать только сланцевую смолу, не имеющую непосредственного отношения к нефти... Она не содержит готовой нефти. Сланцевая смола содержит значительное количество олефинов, которые отсутствуют в природных нефтях и характеризуется высокой концентрацией серы и азота».

Серьезный довод в пользу неорганического, глубинного образования нефти — парагенез нефти и соли в многочисленных впадинах рифтового характера, обычно разбитых глубинными разломами и характеризующихся проявлениями вулканизма (чаще основного состава). Распространенное объяснение этому факту, что солевые накопления способствуют накоплению под ними и сохранению нефти — формально и касается лишь следствия подобных взаимоотношений, а не причины. Между тем, парагенез нефти и соли ясно проявляется содержанием углеводородных газов в кристаллах соли. Значительно также отмечавшееся [46] содержание битумов в кристаллах перидотитов.

Частые металлические примеси в нефти: Fe, Zn, Cu, Pb, As, Mo, Mn, V, Ni, Co, Cr. Такой состав примесей характерен для металлогении, связанной с глубинными минеральными источниками, и отражает основной состав пород, сопутствующих раннегеосинклинальным процессам. Предполагаемая [41] температура нефтематеринских пород во время миграции углеводородов 100—250°C. В некоторых рифтовых структурах с солью и нефтью (например, в Рейнском рифте) до сих пор сохранились горячие источники и высокий геотермальный градиент (80 град/м).

Максимальные глубины скважин, дающих промышленную нефть, составляют 1500—2000 м. Часто бурение на большую глубину прекращают по техническим причинам или при встрече кристаллического фундамента. Между тем, «некоторые скважины, углубленные в породы фундамента, дали нефтяные фонтаны». По данным Н.А.Кудрявцева [20], более 30 крупных нефтяных месторождений находятся в породах фундамента.

«Присутствие abiогенных органических соединений в метеоритах делает практически достоверным их присутствие в первичном составе Земли» [22]. Анализ продуктов извержений вулканов Тятя и Толбачик (пеплы, шлаки, бомбы), еще горячих, показали наличие в них abiогенных органических соединений, в т.ч. аминокислот, нуклеотидов и сложных углеводородов [26]. Все сказанное при учете большого фактического материала, изложенного сторонниками неорганического происхождения нефти: [20, 21, 22, 33, 36, 40 и др.], убеждают нас в abiогенном, глубинном происхождении нефти.

К общей рудообразующей системе соли и нефти, связанной в той или иной степени с вулканизмом и глубинными газогидротермальными процессами, по-видимому, принадлежат и стратиформные медно-свинцово-цинковые руды, часто сопряженные (во всяком случае, пространственно) с солью и нефтью [8]. Здесь же в статье показана связь большинства красно- и пестроцветных отложений с гидротермальной переработкой вулканических пород, а не с выветриванием в условиях аридного климата.

В какой-то мере «родственное» образование соли и нефти по отношению к глубинной рудной системе представляет углеродно-кремнистая рудная формация, особенно широко проявленная в протерозойских и раннекембрийских отложениях. Она часто приурочена к рифтовым структурам и характеризуется разнообразной минерализацией: V, Cr, Mo, Cu, Zn, P, As и др., редкие и редкоземельные элементы [13, 19, 42]. Одни авторы связывают ее образование с проявлением в соседних геосинклиналях спилит-кератофирового и другого состава магматизма и выносом оттуда кремнезема и рудного материала. По мнению других, она связана с экстазиционно-гидротермальными процессами и выносом рудных продуктов по глубинным разломам. К той же системе (соли и нефти) относятся некоторые нерудные ископаемые: бор, калийные соли, гипс.

Проблема рудоносности Тихого океана. Новые представления о периодичности внедрения в земную кору мантийного флюидно-магматического материала, обогащенного рудными элементами, изменяют существующую оценку рудных возможностей океана. По мнению В.И.Смирнова [37], эти возможности ограничены, учитывая малую дифференциацию пород, слагающих ложе океана. По-видимому, это мнение поддерживает Б.И.Васильев, относящий распространенные в пределах Тихого океана базит-гипербазитовые комплексы к фундаменту или к океаническим аналогам трапповой формации [5]. Однако, по крайней мере, часть базит-гипербазитовых пород в океане представляет собой внедрения в кору вдоль глубинных разломов, что проявляется линейным распространением офиолитов в Филиппинском море и «вдоль Тихоокеанского побережья Центральной Америки», а также и в других районах океана. Наряду с этим, в земной коре Тихого океана намечаются накопления базит-гипербазитового комплекса (офиолитов) на стратиграфических уровнях карбона—нижней перми, юры и верхнего мела [15], что согласуется с данными «радиоляриевой» стратиграфии, разработанной по кремнистым сланцам на Филиппинах. В офиолитах проявляются серпентизация, зеленокаменные преобразования и местами, характерные для плюмов, автометаморфические преобразования пород. Э.Д.Голубева отмечает [12] широкое распространение в Тихом океане феррибазальтов, свойственных плюмовому магматизму.

Петрологические исследования И.Н.Говорова, И.А.Тарарина и других [11] показали значительную дифференциацию пород в глубинных очагах под Тихим океаном. Широко распространены здесь натриевые и калиевые субщелочные базальты, калиевые щелочные базальты (шошониты), базальт-трахиты, пантеллериты, расслоенные интрузии (лерцолиты, верлиты, пироксениты), габбро-нориты, габбро, реже кварцевые диориты, бонатиты. Породы часто пропилитизированы. Субщелочные подушечные лавы местами сильно изменены, несут новообразования смектита, цеолитов, гидрослюд, калиевого полевого шпата, апатита, барита. В измененных породах высокие содержания Cr, Ni, повышенное количество Ti [5].

Б.А.Васильев убежден, что «Крупные разломы являются несомненно глубинными, очевидно достигающими нижней мантии» ([5], с. 75). Такими разломами окаймлены многочисленные рифты, выявленные в ложе океана. Американский исследователь А.Малахов [47, 48] описал сульфидную залежь в Галапагосской рифтовой долине на глубине 2000 м. Массивная залежь мощностью до 35 м, шириной выхода на дне примерно 200 м, вытянута на расстояние примерно 1 км вдоль северной сбросовой системы рифта. Отложение сульфидов приурочено к активным гидроканалам, температура в устьях которых достигает

350°C. Руда представлена преимущественно пиритом, халькопиритом, сфалеритом, содержит также небольшие количества серебра, свинца, молибдена и олова. Разные авторы подсчитывают запасы руды от нескольких до 25 млн.т. Рудная залежь перекрыта и окружена желтым осадком — железистым монтмориллонитом (нантронитом).

Массивные сульфиды обнаружены А.Малаховым и в другом пункте Галапагосского рифта — в 2 км восточнее описанной залежи. Драгированием в другой рифтовой долине — Хуан де Фука подняты образцы массивных сульфидов, сложенные преимущественно сфалеритом. Активные трубообразные гидротермальные каналы, сложенные полиметаллическими сульфидами, встречаются в нескольких пунктах Восточно-Тихоокеанского хребта, а также в Срединно-Атлантическом рифте.

На юго-восточном продолжении Гавайского рифта расположен активный подводный вулкан Лоихи, вершина которого находится на глубине примерно 1000 м. Гидротермальные отложения на вершине вулкана и вдоль проходящей через него оси рифта представляют тот же обогащенный железом монтмориллонит, что расположен в кровле Галапагосской рудной залежи. В местах развития монтмориллонита устанавливается температурная аномалия того же порядка, как над Галапагосским рифтом и Восточно-Тихоокеанским хребтом.

Железистый монтмориллонит обычно непосредственно покрывает металлоносные осадки Красного моря и сульфидные тела куроко в Японии. А.Малахов делает вывод: на дне рифтов возможно существование необогащенных залежей сульфидов, которые могут быть перекрыты не только лавовыми потоками и грубообломочными отложениями склонов, но и гидротермальными осадками типа железистых монтмориллонитов. Можно дополнить этот вывод: «поля» железомарганцевых и марганцевых конкреций на дне океана могут представлять ореолы вокруг выходов полиметаллических залежей [8]. Обоснование этого вывода подробно изложено в работе [7]. Описания содержания сульфидных минералов в железомарганцевых конкрециях Тихого океана в статье Г.Н.Батурина и В.Т.Дубинчук [2] в какой-то степени подтверждают парагенез железомарганцевых конкреций и сульфидных руд на дне Тихого океана.

Рифты срединно-океанических хребтов представляют собой эмбрионы эвгеосинклиналей [10]. В этом отношении А.В.Пейве был прав [32]. Соответственно, в них можно ожидать металлогению, связанную с базит-гипербазитовым комплексом. Судя по присутствию в Срединно-Атлантическом рифте гранитоидов [1], дифференциация магматических продуктов в подобных структурах зашла достаточно далеко, поэтому руды в них могут быть и более разнообразными. Геофизические материалы монографии [36] показывают широкое распространение гранитоидных рудно-магматических систем в Тихоокеанском секторе.

Большие масштабы газогидротермальных процессов и вероятного рудообразования в срединно-океанических хребтах можно оценить по наблюдаемым грандиозным выносам рудного вещества. Полоса рудных осадков, параллельная оси Восточно-Тихоокеанского поднятия, простирается в длину на 2 и ширину 1 тыс.км, занимая площадь около 2 млн.км². Мощность рудных осадков достигает 6—8 м. Содержание железа (в основном в гётите и гидротетите) 2,6—38,3%, а марганца 7—9%. В осадках отмечаются значительные количества Са, В, V, Cr, As, в меньшей мере Си и Zn [44]. Рудные осадки образуются за счет глубинных гидротерм рифтовой зоны, выходы которых расположены вдоль хребта, а также, возможно, в ряде центров эксгалационной деятельности вне хребта [23, 45]. По описаниям петрографии рудовмещающих пород склады-

вается впечатление, что это почти всегда магмы основные, часто обогащенные щелочами или средние, также в извещенной мере щелочные [39].

В заключение еще раз следует подчеркнуть, что гипотеза плюмов стала реальностью и помогает по-новому понять многие геологические факты, дает стимулы для дальнейшего развития геосинклинальной теории, расширяет рудный потенциал геологических структур. Периодическое увеличение эндогенной активности Земли объясняет цикличность геологического развития и сущность тектономагматической активизации и «протоактивизации» как геосинклинальных, так и платформенных структур.

Плюмовый магматизм охватывает все время геосинклинального цикла: кроме непосредственных магматических внедрений в кору, он проявляется образованием разноглубинных магматических очагов с дифференциацией в них магматических продуктов. Деятельность этих очагов может проявляться в течение очень продолжительного времени, вплоть до периода нового увеличения эндогенной активности Земли. Таким образом, имеется возможность специальными исследованиями обобщить отдельные тектономагматические эпизоды плюма в общую картину тектономагматической деятельности в пределах времени всего геосинклинального цикла.

Поступление из мантии флюидно-магматического материала, обогащенного рудными элементами, намного увеличивает рудные возможности базит-гипербазитовых комплексов, формирующихся на ранних стадиях развития геосинклинальных систем. Многие мантийные ореолы (области плюмового магматизма) могут оказаться промышленно рудоносными, с металлогенией «уральского» типа.

Различные поверхностные минеральные источники в вулканических районах представляют метаморфизованные разбавленные и измененные по составу «ветви» мощных высокотемпературных (1000°C и более) преимущественно хлоридно-натровых терм, поднимающихся по глубинным разломам из мантии (в т.ч. из приядерной мантийной зоны). Эти гидротермы несут большую рудную, солевую, углеводородную и энергетическую нагрузку, что пока не учитывается в должной мере в науках о Земле.

При учете деятельности этих глубинных терм и большого опубликованного фактического материала, показывающего неорганическое происхождение нефти и глубинный источник соли, приходится признать, что какие-либо серьезные возражения против этого невозможны. Желательно, чтобы вопрос о генезисе нефти и соли был обстоятельно и объективно рассмотрен соответствующими специалистами. Учет неорганического происхождения нефти позволил бы увеличить нефтяные ресурсы за счет продолжения бурения нефтедобывающих скважин ниже поверхности «фундамента». Ведь в ряде случаев продолжение бурения в фундаменте давало нефтяные фонтаны [20]. В целом проблема плюмов с учетом всех последствий может быть той «новой идеей», о необходимости появления которой сказал Ю.М.Пущаровский.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аументо Ф., Лакаревик Б.Д., Росс Д.И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон 75°с.ш.) // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., 1973. С. 169—197.
2. Батурина Г.Н., Дубинчук В.Т. Сульфидные минералы в железомарганцевых конкрециях Тихого океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 4. С. 950—953.
3. Белова М.Б., Васильев Г.В., Власов Г.М. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. — М.: Гос. научно-техническое изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1961.

4. Борисов О.Г. Рудоотложение в подводных условиях // Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях. М., 1978. С. 39—117.
5. Васильев Б.И., Чой Д.Р. Геология глубоководных желобов и островных дуг Тихого океана. — Владивосток: Дальнаука, 2001.
6. Власов Г.М. О тихоокеанском сероносном поясе // Советская геология. 1969. № 7. С. 24—37.
7. Власов Г.М. Об условиях рудообразования в океанах // Тихоокеанская геология. 1984. № 3. С. 121—129.
8. Власов Г.М. Флюидное «дыхание» Земли и стратиформное оруденение // Тихоокеанская геология. 1986. № 5. С. 76—86.
9. Власов Г.М. Внешние дуги: вторжения мантии в кору и возбуждение геосинклинального процесса // Тихоокеанская геология. 1977. Т. 16. № 3. С. 3—12.
10. Власов Г.М. Глубинно-геосинклинальная концепция тектогенеза (на примере древних и молодых гранит-зеленокаменных поясов). — Владивосток: Дальнаука, 2000.
11. Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана. — М.: Наука, 1991.
12. Голубева Э.Д. Толейтовый магматизм островных хребтов Тихого океана и геодинамические особенности его эволюции // Тихоокеанская геология. 1993. № 6. С. 27—45.
13. Горбачев О.В., Гулько Н.И., Флиция Е.С. Литолого-геохимические особенности потенциально металлоносных углеродистых отложений нижнего палеозоя Среднего Тянь-Шаня // Стратифицированные рудоносные формации докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе, 1989. С. 41—49.
14. Дерпольц В.Ф. «Гидрохлорсфера» — планетарный первоисточник природных вод наружной оболочки Земли // Совещ. по проблемам астрогеологии. Л., 1962. С. 122—143.
15. Докембрийская геология СССР. — Л.: Наука, 1968.
16. Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей. — М.: Недра, 1984.
17. Закирова Ф.А. О роли эндогенных факторов в формировании борных и серных руд в соляной толще Прикаспийской впадины // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М., 1985. С. 78—81.
18. Зимин С.С., Грановский А.Г., Симонов В.А. Эволюция парагенезисов офиолитовых пород в истории земной коры // Ультраосновные магмы и их металлогения. Владивосток, 1987. С. 16—28.
19. Королев В.Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые // Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1960. Т. 3. С. 88—116.
20. Кудрявцев Н.А. Нефть и газ, и твердые битумы в изверженных и метаморфических породах // Тр. ВНИГРИ. 1959. Вып. 142.
21. Кудрявцев Н.А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения // Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 216.
22. Левин Б.Ю. Органические соединения в солнечной системе // Проблемы происхождения нефти. Киев, 1966. С. 174—222.
23. Лисицын А.П. Комплексные исследования в юго-восточной части Тихого океана // Вестник АН СССР. 1973. № 9. С. 61—71.
24. Маракушев А.А., Русинов В.Л., Зотов И.А. и др. Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 6. С. 483—501.
25. Марков М.С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. — М.: Наука, 1975.
26. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь. — Москва: «Мысль», 1980.
27. Милановский Е.Е. Пульсация Земли // Геотектоника. 1995. № 5.
28. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Плюмовый вулканизм и минерализация Амурской мегаструктуры. — Благовещенск—Владивосток: ДВО РАН, 2000.
29. Никольский В.М. Рудоносность соляных куполов Прикаспийской впадины // Руды и металлы. 1993. № 1—2. С. 32—41.
30. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. — Киев: Наукова думка, 1990.
31. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.
32. Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1975. № 5. С. 3—17.
33. Порфирьев В.Б., Гринберг И.В. Современное состояние теории органического происхождения нефти // Проблемы происхождения нефти. Киев, 1966. С. 4—51.
34. Пушкарёв Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора—мантия. — Л.: Наука, 1990.
35. Пушаровский Ю.М. Парадигмы в геологии // Природа. 1995. № 1. С. 33—42.
36. Романовский Н.П. Тихоокеанский сектор Земли: глубинное строение, гранитоидные рудномагматические системы. — Хабаровск: ДВО РАН, 1999.
37. Слензак О.И. Формирование сиалической земной коры и проблема происхождения углеводородов // Проблемы происхождения нефти. Киев, 1966. С. 63—102.
38. Смирнов В.И. Периодичность рудообразования в геологической истории // Металлогения и рудные месторождения: 27-й МКГ. Докл. сов. геологов. М., 1984. Т. 12. С. 3—10.
39. Созанский В.И. Геология и генезис соленосных образований. — Киев: Наукова думка, 1973.
40. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М.: Госгеолтехиздат, 1963.
41. Субботин С.И. Верхняя мантия и глубинная нефть // Проблемы происхождения нефти. Киев, 1966. С. 52—62.
42. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. — М.: Мир, 1983.
43. Турдукеев И.Д. Критерии прогнозирования рудоносности стратифицированных образований Киргизии // Стратифицированные рудоносные формации докембрия и раннего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе, 1989. С. 76—89.
44. Шило Н.А., Ващилов Ю.А., Максимов А.Е. Корневые и бескорневые офиолиты Анадырско-Корякского региона — геофизический аспект // Докл. РАН. 1994. Т. 339. № 4. С. 518—519.
45. Bostrom K. Peterson M.N.A. Precipitates from hydrothermal exhalation on the East Pacific Rise // Econ. Geol. 1961. № 7.
46. Bostrom K. Peterson M.N.A. The origin of aluminum-poor ferro-manganese in sediments in area of high heat flow on the East Pacific Rise // Marine geol. 1969. Vol. 7. № 5.
47. Cela V.S. Formation of mafic-ultramafic rocks in the crust. Universidad de Zaragoza. España, 1999.
48. Malahoff A. Polymetallic sulphides from oceans to the continents. Sea technology. January. 1982.
49. Malahoff A., McMurtry G.M. et al. Geology and chemistry of hydrothermal deposits from Loihi, the latest active submarine volcano of the Hawaiian «Hot spot». Hawaiian Institute of Geophysics. Contribution. 1982.

Строение и нефтегазоносность фундамента Западно-Сибирской плиты

В.С.СУРКОВ, Л.В.СМИРНОВ (СНИИГГиМС)

Начало формирования Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна отнесено к латинскому веку среднего триаса. До того времени на данной территории был расположен фрагмент Урало-Монгольского складчатого пояса, состоящего из складчатых систем разного возраста консолидации и рифтовых структур раннего—среднего триаса. В совокупности они и образуют фундамент Западно-Сибирской плиты.

В СНИИГГиМС за последние 40 лет по фундаменту выполнены три крупных научных обобщения геологических и геофизических материалов. По первым двум опубликованы работы [1, 3]. В очередных научных обобщениях, завершившихся в 2000 г., изучен керновый материал 4000 глубоких скважин, вскрывших породы фундамента, проанализированы нефтяные и газовые месторождения в породах палеозоя, а также имеющиеся материалы сейсмических, гравитационных и магнитных съемок. Комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов позволила более детально изучить внутреннюю структуру фундамента, связь его структур со структурными зонами обрамления, а также более определенно высказать суждение о нефтегазоносности палеозойских отложений.

В фундаменте плиты выделены пять крупных разновозрастных блоков: Уральский, Центральнo-Западносибирский — герциниды, Казахстанско-Салымский — каледониды, Алтае-Саянский — салаириды, Енисейский — байкалиды, а также рифтогенные структуры раннего—среднего триаса (рис. 1).

Уральский блок состоит из ряда последовательно сменяющихся структурно-формационных зон, которые, судя по характеру гравитационных и магнитных полей, данных бурения, представляют собой продолжение аналогичных структурно-формационных зон открытой части Урала. Для Уральской складчатой системы характерен унаследованный тип структур. Синклинорные зоны ее сложены вулканогенно-осадочными образованиями раннего—среднего палеозоя, представленными спилито-кератофировой, порфирито-диабазовой и карбонатной формациями. С ранне-среднепалеозойским вулканизмом в них тесно связаны многочисленные основные и ультраосновные интрузии. Синклинорные зоны отображаются положительными гравитационными и магнитными аномалиями. Магнитогорская и Тагильская синклинорные зоны Урала на севере прослежены под мезозойско-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты.

Под осадочным мезозойским платформенным чехлом продолжается Восточно-Уральская синклинорная зона. Ее внутреннее строение, характеристики гравитационных и магнитных полей аналогичны Магнитогорской и Тагильской зонам. На продолжении Восточно-Уральской зоны, в фундаменте Западно-Сибирской плиты, прослеживаются Шеркалинский и Талицкий синклинории, которые имеют северо-восточное простирание.

Наиболее крупная структура Урала — Восточно-Уральская антиклинорная зона — продолжение с юга Мугоджарского антиклинория, далее переходящая в Исетско-Салдинский, погружаясь на севере под мезозойские осадки Западно-Сибирской плиты. В погруженной части здесь выделены Сартыньинский и Северо-Сосьвинский антиклинории. В строении этих структур принимают уча-

стие гнейсовые комплексы докембрийского возраста с гранитными плутонами позднего палеозоя, а на крыльях — метаморфизованные эффузивно-осадочные образования нижнего—среднего палеозоя (ордовик—силур). К юго-востоку выделена еще одна зона, практически полностью перекрытая мезозойско-кайнозойскими отложениями. Она распадается на Троицко-Кенгусайский, Шадринский и Шаимский антиклинории. В их строении участвуют метаморфические и эффузивные образования нижнего—среднего палеозоя (от ордовика до нижнего карбона). К осевой части антиклинориев приурочены тела гранитоидов. В гравитационном и магнитном полях антиклинорные зоны отражены пониженными аномалиями.

В фундаменте Уральского блока по вышеприведенным геофизическим и структурным признакам выделены также Гортский синклинорий, Полуйский антиклинорий, Верхнеполуйский синклинорий. Для них характерна небольшая протяженность. Однако геологическое строение и геофизические характеристики их аналогичны структурным зонам Урала, т.е. антиклинории представляют собой зоны древних ядер, в центре которых выходят докембрийские породы и гранитные комплексы позднего палеозоя, а синклинории выполнены среднепалеозойскими породами, прорванными интрузиями основного состава и осадочными образованиями верхнего палеозоя.

Центральнo-Западносибирский блок занимает всю центральную часть плиты, пересекая ее с юга на север. На юге в обнаженной части расположены Калба-Нарымская и Томь-Колыванская складчатые зоны герцинид. Центральнo-Западносибирский блок представлен рядом субпараллельных антиклинорных зон (Новосибирская, Пыль-Караминская, Тазовская и др.), разделенных межгорными прогибами и впадинами, выполненными верхнепалеозойскими осадочными породами (Верхнетолькинский, Чековский прогибы, Югано-Покурская, Нюрольская впадины).

Складчатые зоны в пределах блока, подобно Калба-Нарымской и Томь-Колыванской, заложились в начале девона и развивались по инверсионной схеме. Осадки девонско-нижнекаменноугольного комплекса, представленные терригенными и карбонатно-терригенными породами, в начальной стадии заполнили прогнутые зоны. На завершающей стадии герцинского цикла тектогенеза коллизионные процессы обусловили гранитизацию терригенных толщ. Последнее привело к смене (инверсии) тектонических движений и формированию на месте прогибов антиклинорных зон инверсионного типа. В рельефе фундамента они выражены поднятиями.

Новосибирский инверсионный антиклинорий сложен в своей центральной части песчано-глинистыми, песчанистыми и сланцевыми породами девона и нижнего карбона. Породы, слагающие антиклинории, метаморфизованы, напряженно дислоцированы и нарушены дизъюнктивными. К ядрам антиклинориев приурочены крупные плутоны нормальных гранитов, составляющие батолитовую формацию позднепалеозойского возраста. В ядре Новосибирского инверсионного антиклинория среди гранитных интрузивов на поверхность выведены породы верхнего девона. Антиклинорий в гравитационном и магнитном аномальных полях выражен четкими минимумами и повышенными отметками рельефа.

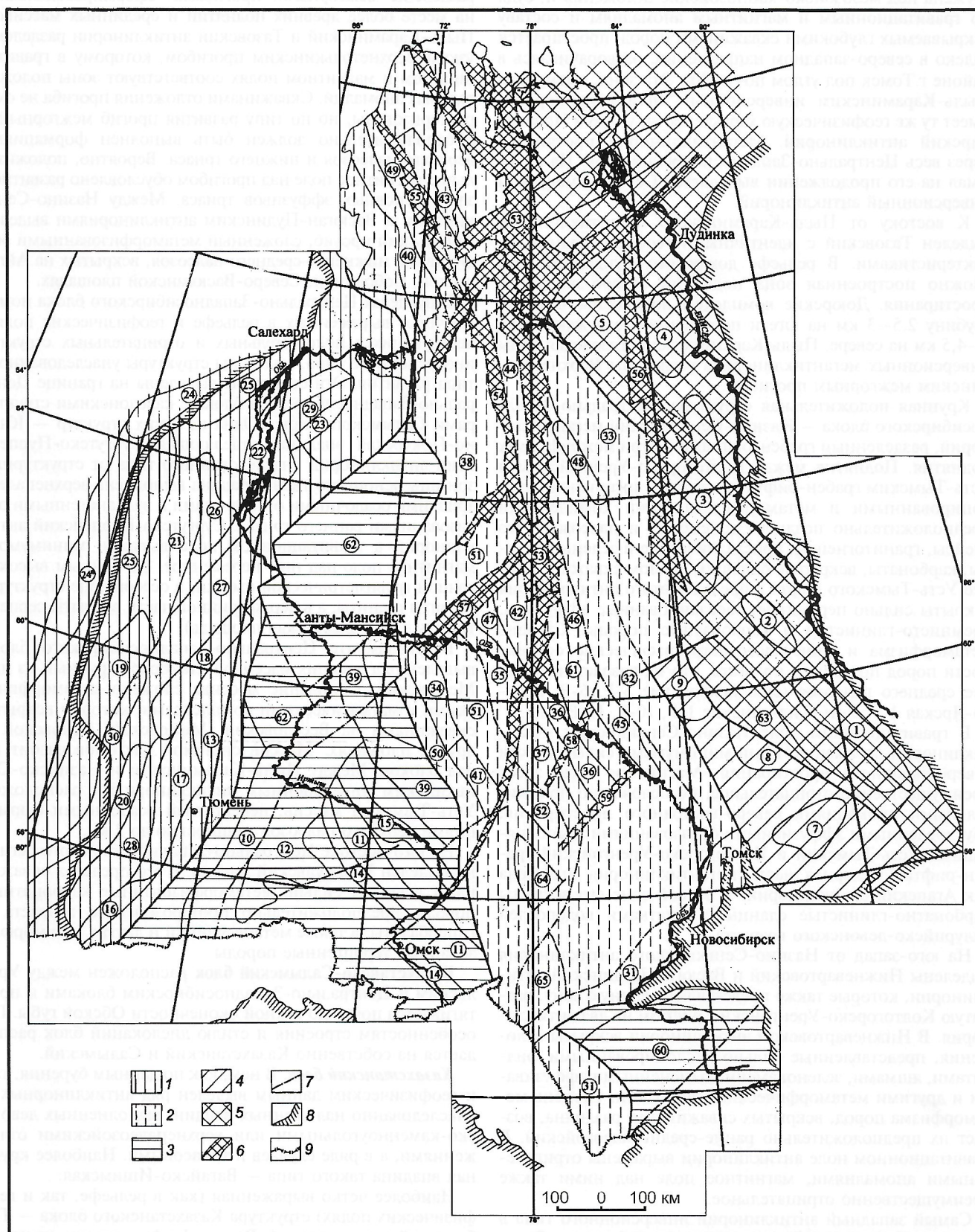


Рис. 1. Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты, ред. В.С.Сурков, составили В.С.Сурков, Л.В.Смирнов, А.Э.Конторович, В.Н.Крамник:

блоки фундамента: 1 — Уральский, 2 — Центрально-Западносибирский, 3 — Казахстанско-Салымский, 4 — Алтае-Саянский, 5 — Байкальский; 6 — рифты раннего триаса; 7 — глубинные разломы; 8 — граница Западно-Сибирской плиты; 9 — государственная граница России

Томь-Кольванская зона герцинид севернее г.Томск погружена под мезозойско-кайнозойские отложения и, судя по гравитационным и магнитным аномалиям и составу вскрываемых глубокими скважинами пород, простирается далеко в северо-западном направлении, разворачиваясь в районе г.Томск под углом почти 90°. Эта зона, именуемая Пыль-Караминским инверсионным мегантиклинорием, имеет ту же геофизическую характеристику, что и Новосибирский антиклинорий. Мегантиклинорий протянулся через весь Центрально-Западносибирский блок. На п-ове Ямал на его продолжении выделяется Северо-Ямальский инверсионный антиклинорий.

К востоку от Пыль-Караминского мегантиклинория выделен Тазовский с идентичными геофизическими характеристиками. В рельефе доюрского фундамента этого сложного построенная зона поднятий северо-западного простирания. Доюрские комплексы погружены здесь на глубину 2,5—3 км на юге и постепенно погружаются до 4—4,5 км на севере. Пыль-Караминская и Тазовская зоны инверсионных мегантиклинориев разделены Верхнетолькинским межгорным прогибом.

Крупная положительная структура Центрально-Западносибирского блока — Назино-Сенькинский мегантиклинорий, разделенный грабен-рифтами на три межрифтовых поднятия. Поднятия между Колтогорско-Уренгойским и Усть-Тымским грабен-рифтами сложены интенсивно дислоцированными и метаморфизованными комплексами предположительно позднего докембрия и палеозоя. Это гнейсы, гранитогнейсы, кристаллические и зеленые сланцы, карбонаты, вскрытые большим числом скважин. Южнее Усть-Тымского рифта в пределах этого антиклинория вскрыты сильно перемятые, расщепленные эффузивы, кремнисто-глинистые и карбонатные породы. Степень метаморфизма и минералого-петрографические особенности пород позволяют полагать, что их возраст не древнее среднего палеозоя (скв. Белоярские 5-Р, 6-Р; Горелоярская 1-Р; Усть-Сильгинские 1-Р, 10-Р, 12-Р и др.).

В гравитационном поле Назино-Сенькинский мегантиклинорий отражен четкими минимумами силы тяжести северо-западного простирания. Магнитное поле здесь преимущественно отрицательное, но осложнено положительными аномалиями северо-восточного простирания, обусловленными эффузивными образованиями, выполняющими Усть-Тымский и Колтогорско-Уренгойский грабен-рифты. Северная часть мегантиклинория выделена как Агапский антиклинорий. В осевой зоне его вскрыты карбонатно-глинистые сланцы с остатками водорослей силурийско-девонского возраста.

На юго-запад от Назино-Сенькинского антиклинория выделены Нижневартовский и Васюган-Пудинский антиклинории, которые также представляют единую зону, разбитую Колтогорско-Уренгойским рифтом на два антиклинория. В Нижневартовском антиклинории вскрыты отложения, представленные сильно дислоцированными филлитами, яшмами, зеленокаменно измененными эффузивами и другими метаморфическими породами. Степень метаморфизма пород, вскрытых скважинами, различна, возраст их предположительно ранне-среднепалеозойский. В гравитационном поле антиклинории выражены отрицательными аномалиями, магнитное поле над ними также преимущественно отрицательное.

Самый западный антиклинорий инверсионного типа в пределах Центрально-Западносибирского блока — Верхневасюганский. В его пределах вскрыты кремнисто-глинистые и слюдястые сланцы, метаморфизованные эффузивы предположительно среднепалеозойского возраста. Он имеет четко выраженное северо-западное простирание. Геофизические характеристики и выраженность в рельефе складчатого основания такие же, как и у всех рассмотренных выше.

Антиклинории Центрально-Западносибирского блока разделены межгорными прогибами, сформировавшимися на месте более древних поднятий и срединных массивов. Пыль-Караминский и Тазовский антиклинории разделены узким Верхнетолькинским прогибом, которому в гравитационном и магнитном полях соответствуют зоны положительных аномалий. Скважинами отложения прогиба не охарактеризованы, но по типу развития прогиб межгорный и предположительно должен быть выполнен формациями верхнего палеозоя и нижнего триаса. Вероятно, положительное магнитное поле над прогибом обусловлено развитием здесь основных эффузивов триаса. Между Назино-Сенькинским и Васюган-Пудинским антиклинориями выделен Айгольский прогиб, сложенный метаморфизованными эффузивами нижнего—среднего палеозоя, вскрытых на Айгольской, Соболиной, Северо-Васюганской площадях.

В пределах Центрально-Западносибирского блока помимо четко выраженных в рельефе и геофизических полях, чередующихся положительных и отрицательных структур инверсионного типа, выделены структуры унаследованного типа развития. Эти структуры выделены на границе Центрально-Западносибирского блока с каледонскими структурами Салымского блока. Одна из таких структур — Южно-Покурская впадина, отделяющая Сургутско-Пурпейский антиклинорий унаследованного типа от структурных зон инверсионного типа. Впадина выполнена верхнепалеозойскими осадочными отложениями и вулканогенными образованиями раннего триаса. Сургутско-Пурпейский антиклинорий в гравитационном поле выражен минимумом, магнитное поле над ним переменное. По данным высокоточной гравиметрической съемки, в осевой зоне структуры развиты граниты, а в периферийной части вскрыты серпентиниты (Усть-Балыкская площадь).

В фундаменте Центрально-Западносибирского блока выделен ряд древних массивов. Наиболее крупный из них Межовский. Основание массива сложено метаморфическими и магматическими комплексами, которые вскрыты скважинами на Веселовской, Межовской, Чековской и других площадях. Массив системой разломов разбит на ряд блоков. Между Пыль-Караминским и Назинско-Сенькинским инверсионным антиклинориями расположен Усть-Тымский массив, перекрытый осадочными формациями верхнего палеозоя мощностью до 2 км.

На юго-востоке Центрально-Западносибирского региона выделен Барнаульский массив. В его пределах скважинами вскрыты сильно метаморфизованные карбонатные породы предположительно протерозойского возраста и гипербазиты, а также метапесчаники и другие метаморфизованные терригенные породы.

Казахстанско-Салымский блок расположен между Уральским и Центрально-Западносибирским блоками и протягивается почти до южной оконечности Обской губы. По особенностям строения и стилю дислокаций блок распадается на собственно Казахстанский и Салымский.

Казахстанский блок. В нем, как по данным бурения, так и геофизическим данным выделен ряд антиклинорных и унаследованно наложенных впадин, выполненных девонско-каменноугольными или верхнепалеозойскими отложениями, а в ряде случаев и триасовыми. Наиболее крупная впадина такого типа — Вагайско-Ишимская.

Наиболее четко выраженная (как в рельефе, так и геофизических полях) структура Казахстанского блока — Тобольский антиклинорий. В рельефе фундамента он представлен линейным поднятием северо-восточного простирания. Выступы и отдельные участки в приосевой части антиклинория сложены метаморфическими, докембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями, прорванными гранитными интрузиями.

В зоне сочленения каледонид Центрального Казахстана с герцинидами Урала выделен Урало-Казахский прогиб,

который в гравитационном и магнитном полях отражен положительными аномалиями. Прогиб сложен эффузивами и терригенно-карбонатными отложениями девона и нижнего карбона. В строении прогиба четко выделены две зоны: внутренняя, примыкающая к Уральской складчатой системе, и внешняя, примыкающая к каледонидам Центрального Казахстана. Внутренняя по степени дислоцированности, метаморфизму и формационному составу пород органически связана с Уральской системой; сложена преимущественно осадочно-эффузивными образованиями карбона. Внешняя сложена нормально осадочными породами, залегающими на каледонском основании. Граница между внутренней и внешней частями прогиба — Кустанайский глубинный разлом, к которому приурочены гипабиссальные тела диоритов.

На севере Казахстанского блока выделен крупный массив — Уват-Хантымансийский. Гравитационные и магнитные аномалии над массивом характеризуются различной интенсивностью, знаком и ориентировкой. В южной части выведен блок, сложенный в основном гнейсами раннего протерозоя (?), сходный по составу с Тараташским комплексом Урала и представляющий, возможно, фрагмент кристаллического фундамента массива. Значительную роль в строении массива играет интенсивно дислоцированный комплекс различных сланцев (кварцево-сланцевых, кварцево-графитистых и других пород зеленосланцевой формации), прорванный гранитоидами. Массив в рельефе представляет сложную мозаичную структуру. Большая часть чехла массива сложена среднепалеозойскими, карбонатными, терригенно-карбонатными, терригенными и эффузивными формациями, выполняющими впадины.

Салымский блок рассматривается как северо-западное продолжение Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы Казахстана и по аналогии с последней интерпретируется как серия структур, надвинутых друг на друга и перемещенных в сторону Кокчетавского массива. В пределах Салымского блока выделены Верхнедемьянская, Тарско-Муромцевская, Солдатско-Михайловская и Иртышская линейные структуры. Верхнедемьянская и Солдатско-Михайловская структуры в рельефе фундамента представлены поднятиями северо-западного простирания. В более приподнятых северо-восточных частях их вскрыты зеленокаменные метаморфизованные эффузивы с телами гранитоидов. Эти части структур отражены полосой отрицательных аномалий силы тяжести, переменным и отрицательным магнитным полем. Антиклинальные структуры разделены Тарско-Муромцевским прогибом, в пределах которого развиты орогенные образования среднего — верхнего палеозоя, а также глубокометаморфизованные образования нижнего палеозоя (Тайтымская и другие площади).

На западе Салымского блока выделена Иртышская зона северо-западного простирания. Фундамент в ней погружен на глубину 2,2—2,7 км. Зона практически не изучена бурением. Омская опорная скважина в наиболее прогнутах ее части вскрыла базальты туринской серии нижнего — среднего триаса. Иртышская зона в гравитационном и магнитном аномальных полях выражена положительными аномалиями. Характерная особенность Салымского блока, судя по геофизическим данным, материалам бурения, а также строению Чингиз-Тарбагатайской зоны, — широкое развитие палеозойских вулканических пород преимущественно среднего и основного составов и незначительное развитие осадочных.

Алтае-Саянский блок. В пределах блока в фундаменте плиты выделен Улулюльско-Среднечулымский выступ, по строению аналогичный Батеневскому кряжу. Он сложен докембрийскими — нижнепалеозойскими метаморфическими комплексами. В пределах блока в фундаменте плиты выделены наложенные впадины, как северное продол-

жение впадин Минусинского межгорного прогиба. Наиболее крупная Тегульдетская впадина. Она четко фиксируется отрицательными аномалиями силы тяжести и положительными магнитного поля. Мариинской, Белогорской и Чулымской скважинами вскрыты эффузивно-осадочные толщи нижнего — среднего девона, терригенные отложения карбона и, возможно, перми. Севернее Тегульдетской впадины выделены Алипская и Ажарминская впадины. Первая выделена по геофизическим данным и имеет сравнительно небольшие размеры (30×60 км). Вторая выполнена красноцветными отложениями, возможно, среднего девона. Отложения вскрыты на Ажарминской и Западной площадях. Мощности палеозойских осадочных отложений во впадинах составляют 2—3 км.

Енисейский блок. Фундамент в пределах блока представлен структурами байкальского возраста и простирается широкой полосой вдоль границы с Сибирской платформой. С запада и востока блок ограничен глубинными разломами. Полоса байкалитов в целом отчетливо прослеживается в гравитационном и магнитном полях, образуя единую аномальную полосовую зону. Сейсмическими методами регион изучен слабо. Практически вся полоса байкалитов в рельефе поверхности доурского фундамента представлена региональным склоном.

В фундаменте Енисейского блока выделены два древних массива и ряд наложенных впадин и горстовых поднятий. Верхнекетский массив расположен в южной части блока. По характеристике гравитационного и магнитного полей и данным глубинных сейсмических зондирований массив аналогичен Ангара-Канской глыбе. Поверхность фундамента в пределах массива расположена на глубинах 5—6 км.

На севере расположен Надояхский массив. Он выделен по специфическому строению аномальных геофизических полей, отличающихся изометричностью от линейных форм складчатых структур блока. Кристаллический фундамент опущен, по данным расчета, до магнитоактивных и гравитирующих масс на очень большую глубину (10—12 км).

Наиболее крупная отрицательная депрессионная зона в этом блоке — Касская впадина. Поверхность складчатого фундамента здесь предполагается, по геофизическим данным, на глубине 10—12 км. Восточный борт впадины выражен крупным сбросом. Размеры зоны: 60—70 км в поперечнике и более 250 км в длину. На севере Касская впадина продолжается в виде Дубчесской опущенной зоны с глубиной погружения фундамента около 6 км и значительно меньших размеров. Обе впадины выполнены палеозойскими отложениями. В прибортовой части Касской депрессионной зоны структурно-картировочными скважинами вскрыты кембрийские отложения тех же платформенных фаций, что и на западном борту Сибирской платформы. В центре впадины Касской опорной скважиной вскрыты девонские отложения того же состава, что и западной части Сибирской платформы.

В 1999 г. на левобережье р.Сыма (север Касской впадины) была пробурена параметрическая скважина Лемок-1. На глубине 1200—4200 м вскрыты отложения кембрия. Верхняя пестроцветная часть их представлена алевролитами и аргиллитами. Толща имеет сходство с летнинской и усть-пелядкинской свитами кембрия Сибирской платформы. Средняя, преимущественно карбонатная толща несет черты сходства с бельской, булайской, таначинской и дельтулинской свитами нижнего кембрия Южно-Тунгусской нефтегазонадной области [2].

Рифтовые структуры раннего, среднего триаса. В центральной части Западно-Сибирской плиты выделены узкие линейные отрицательные структурные зоны большой протяженности, которые по простиранию пересекают структуры фундамента, в ряде случаев почти перпендикулярно простиранию складчатым структурам. В гравитационных

и магнитных полях они характеризуются интенсивно положительными аномалиями. В рельефе фундамента выражены глубокими грабенами, в которых развиты магматические образования основного состава. Тюменская скважина СГ-6, пробуренная в пределах Колтогорско-Уренгойского грабена до глубины 7502 м, остановлена в базальтах, в значительной степени окварцованных, с телами долеритов. Никольская скв. 1 прошла по осадочно-вулканогенному комплексу 1374 м и остановлена в нем на глубине 3140 м, Саймовская скв. 1 остановлена на глубине 3961 м и не вышла из вулканогенного комплекса и т.д. В основании грабенов складчатый комплекс практически отсутствует. В строении грабенов выделены два комплекса (снизу вверх): собственно рифтовый, представленный интрузивными образованиями базитового состава, и грабеновый, представленный вулканогенно-осадочными породами. Между комплексами нет четкой границы, и также постепенно они сменяются отложениями платформенного чехла. Различное сочетание грабен-рифтов и структурно-формационных зон фундамента весьма четко выражено как в рельефе фундамента, так и в геофизических полях. Отмечено резкое сужение грабен-рифтов при пересечении ими антиклинорных зон и, наоборот, расширение на отрезках пересечения отрицательных структур фундамента. Крупнейший грабен-рифт — Колтогорско-Уренгойский, протянувшийся примерно на 1800 км от г. Омск до побережья Карского моря. В морфологии поверхности фундамента он просматривается четким линейным прогибом почти на всем своем протяжении. Ширина рифта изменяется от 10 км на юге до 100 км на севере. Доюрские комплексы в нем опущены на большие глубины. На юге плиты глубина прогиба в фундаменте составляет 0,5—1 км, на севере 8—9 км. На востоке плиты расположен Худосейский грабен-рифт. Сейсмическими методами он изучен слабо.

Худутейский и Ямальский грабен-рифты представляют собой единую структуру, которая по размерам существенно уступает рассматриваемой выше Колтогорско-Уренгойской. В рельефе фундамента они просматриваются нечетко, образуя отдельные небольшие прогибы и впадины глубиной 0,5—1,5 км. На юге плиты количество грабен-рифтовых структур увеличивается, но они характеризуются меньшими размерами. Здесь выделены Аганский, Усть-Тымский и Чузикский грабен-рифты.

Таким образом, комплексный анализ геологических и геофизических данных (кern глубоких скважин, гравитационные и магнитные аномальные поля, сейсмические материалы) показал, что под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты расположены структурные зоны складчатых систем тех же типа и состава пород, что и в окружающих плиту горных сооружениях. Наиболее широко занимающая центральную и западную части плиты, развиты блоки герцинского возраста консолидаций, причем в западной (Уральский блок) расположены погруженные структурные зоны Урала, представленные синклиниями и антиклинориями унаследованного типа. По составу пород синклинии выполнены породами ранне-среднепалеозойского возраста, преимущественного базитового состава, а антиклинории сиалическими породами с гранитными массивами позднепалеозойского возраста.

В центральной части плиты расположен погруженный блок Центрально-Западносибирской складчатой системы герцинид инверсионного типа развития. Он представляет собой погруженное продолжение Калба-Нарымской и Томь-Колыванской складчатых систем и представлен главным образом антиклинориями инверсионного типа, сложенных терригенными и карбонатно-терригенными породами девона, карбона и гранитами позднепалеозойского возраста. Разделяющие инверсионные антиклинорные зоны прогибов сложены орогенными осадками верх-

него палеозоя и эффузивами раннего триаса. В рельефе поверхности фундамента инверсионные и унаследованные антиклинории выражены зонами поднятий.

Широкое развитие на поверхности доюрских образований гранитных комплексов, особенно верхнепалеозойского возраста, указывает, что в позднем палеозое на территории Западно-Сибирской плиты существовало крупное сводовое поднятие, породы которого подверглись в позднем карбоне и перми интенсивной денудации [4]. Как известно, граниты формируются на глубинах 5—20 км, поэтому широкое развитие их на доюрской поверхности доказывает, что к концу пермского, началу триасового периодов минимум 5 км верхней толщи пород с поверхности сводового поднятия были смыты и перенесены в морские бассейны северного полушария, в частности, Баренцево море, где широко развиты осадки этого возраста.

В общем случае широкое развитие в фундаменте Западно-Сибирской плиты складчатых систем разного возраста консолидации, глубокий эрозионный срез верхней части пород фундамента, проявление рифтогенного процесса в раннем триасе, а также результаты исследований керна пород фундамента, вскрытых скважинами, не позволяют рассчитывать на большие перспективы нефтегазоносности палеозойских пород фундамента. Возможно открытие месторождений на востоке плиты в венд-рифейских отложениях, но и эти отложения имеют здесь большую дислоцированность по сравнению с аналогичными породами, развитыми на Сибирской платформе и залегающими на глубинах более 4 км.

Значительные ресурсы углеводородов содержатся в породах верхней дезинтегрированной части фундамента, мигрировавших из юрских нефтегазоносных комплексов. Анализ залежей углеводородов в породах фундамента Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции показывает следующее: 1) залежи расположены в контуре перспективных земель юры; 2) залежи находятся в коллекторе, который развивается по различным типам пород — гранитам, метаморфическим толщам, ультраосновным породам и карбонатам, в последних формируется избирательный, но наиболее емкий коллектор с хорошими фильтрационными свойствами; 3) коллектор трещинный, кавернозно-трещинный, редко порово-трещинный; 4) нефтегазодводяной контакт залежей неустойчивый; 5) залежи формируются под региональными, зональными и локальными экранами юры или экранами от вторичной переработки пород палеозоя и докембрия (рис. 2).

Анализ более 50 месторождений нефти и газа, открытых в приконтактной зоне фундамента, показал, что ресурсы углеводородов в них напрямую связаны с нефтегазоносностью комплексов нижней, средней и верхней юры, прилегающих к коллекторам эрозионно-тектонических выступов фундамента.

На основании имеющихся геологических и геофизических материалов проведено районирование пород фундамента по перспективности. В основу ее положены: типы вторичных коллекторов по породам фундамента; соподчиненность юрских нефтегазоносных комплексов и плотность их ресурсов с коллекторами (в зоне дезинтеграции пород фундамента); наличие открытых залежей и их строение. Территория, перспективная на поиски углеводородов, определена по границе распространения нефтегазоносных комплексов юры, гидрогеохимическим данным подземных вод в отложениях юры и коллекторах фундамента. На основании этих данных была составлена карта нефтегазгеологического районирования вторичных коллекторов фундамента плиты, на которой показаны районы, наиболее перспективные, перспективные, менее перспективные на поиск залежей углеводородов (рис. 3).

Наиболее перспективны районы, где развиты кавернозный и трещинно-кавернозный коллекторы по карбонат-

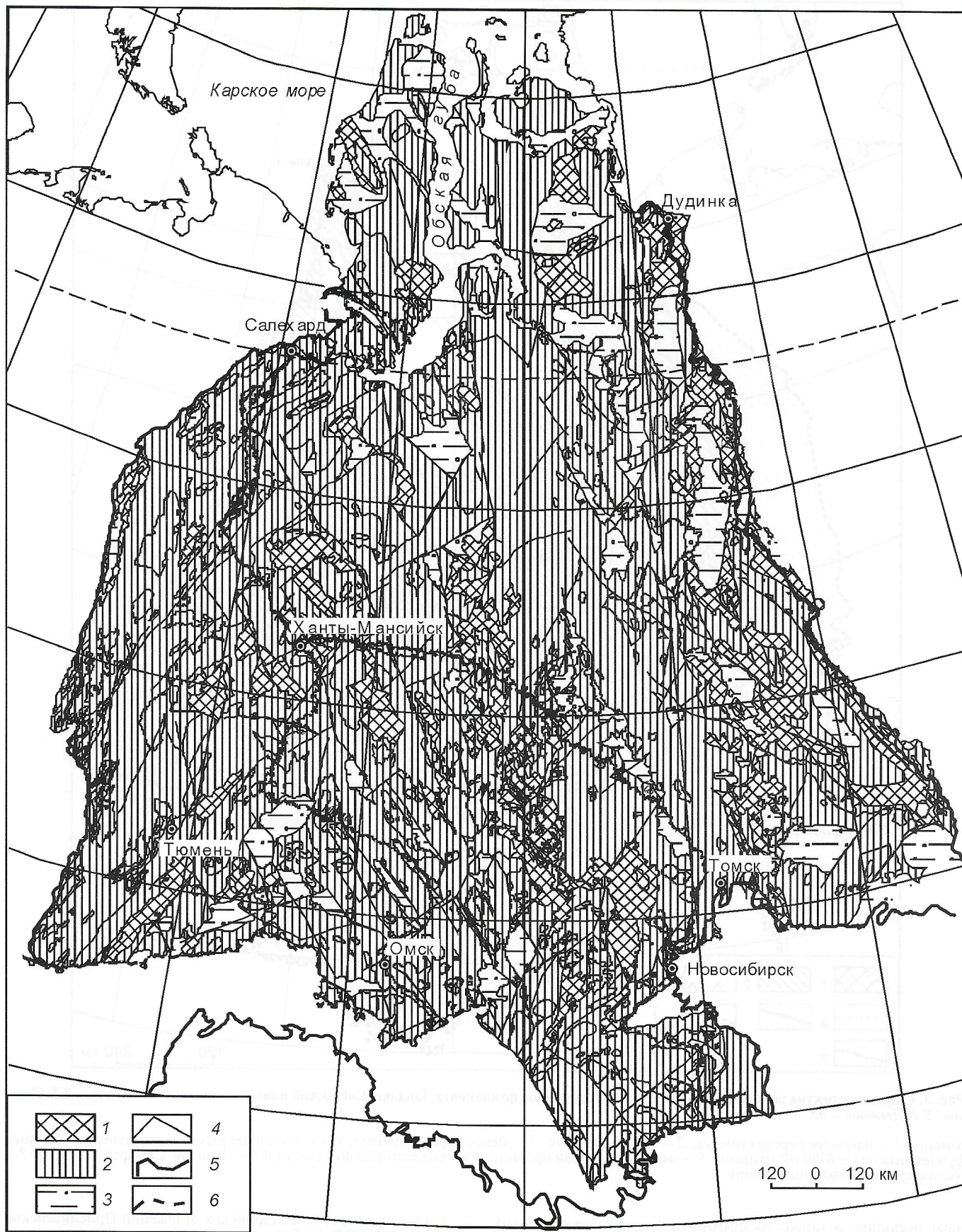


Рис. 2. Схема вторичных коллекторов фундамента Западно-Сибирской плиты, составили В.С.Сурков, Л.В.Смирнов, Л.Г.Смирнова:

типы коллекторов: 1 — кавернозные, трещинно-кавернозные по карбонатным и терригенно-карбонатным породам, 2 — трещинно-поровые, трещинно-кавернозно-поровые по магматическим и метаморфическим породам, 3 — трещинно-поровые по терригенным породам; 4 — разломы; 5 — граница Западно-Сибирской плиты; 6 — государственная граница России

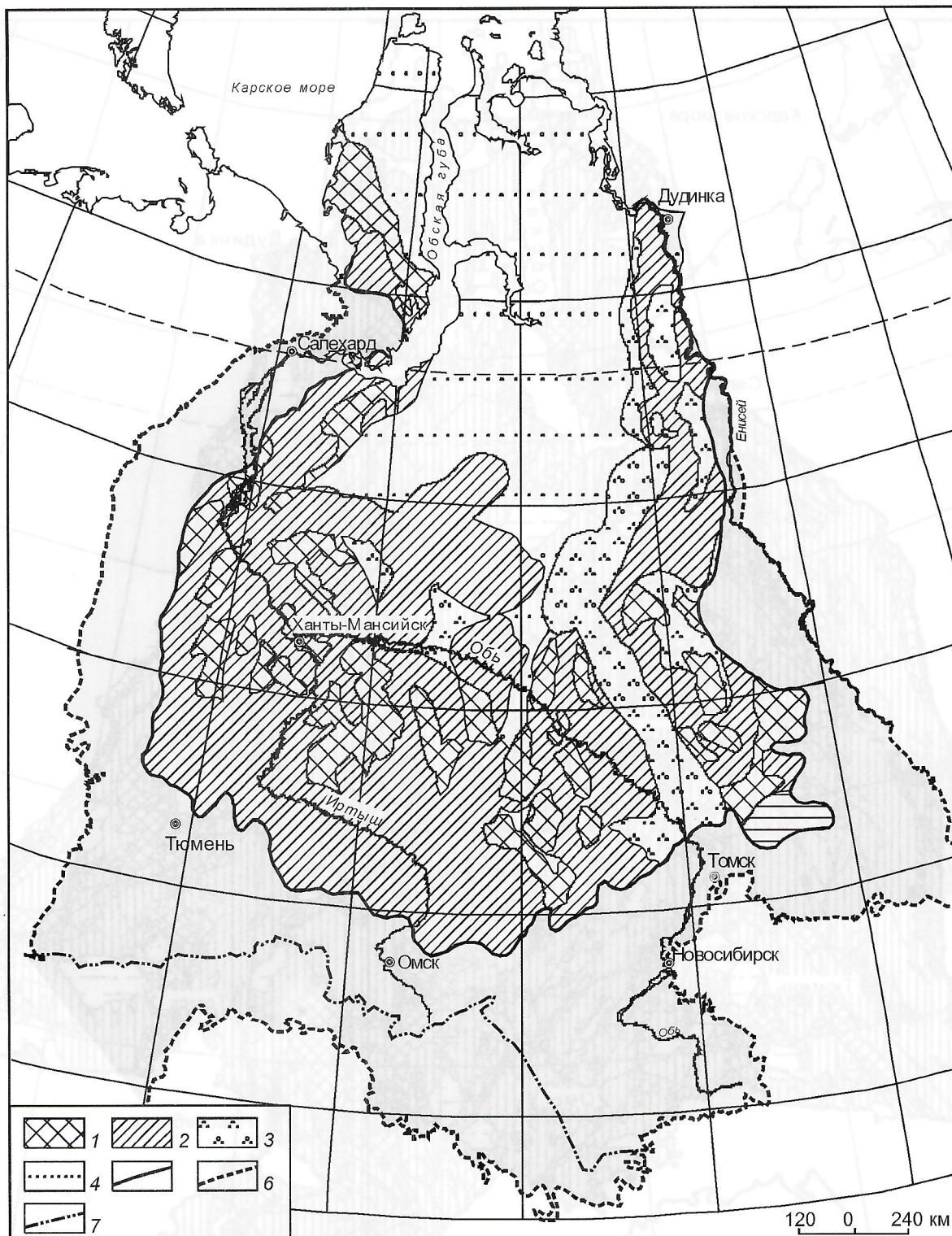


Рис. 3. Схема перспектив на нефть и газ вторичных коллекторов фундамента Западно-Сибирской плиты, составили В.С.Сурков, Л.В.Смирнов, В.П.Девятков и др.:

районы: 1 — наиболее перспективные, 2 — перспективные, 3 — менее перспективные, 4 — с невыясненными перспективами (глубины фундамента более 4500 м); границы: 5 — нефтегазоносной провинции по коллекторам фундамента, 6 — Западно-Сибирской плиты; 7 — государственная граница России

ным породам, а также трещинно-поровый и трещинный по кварцсодержащим породам и где нефтегазоносные комплексы юры прилегают к этим коллекторам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты (по геологическим и геофизическим данным) / В.С.Сурков, О.Г.Жеро и др. — Л.: Недра, 1971.
2. Схема стратиграфии кембрийских отложений Приенисейской части Западной Сибири / Е.А.Елкин, В.А.Каштанов, А.Э.Конторович и др. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1015—1027.
3. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты / В.С.Сурков, О.Г.Жеро. — М.: Недра, 1981.
4. Atlas of Paleotektonik and Paleogeological-Landscape Maps of Hydrocarbon Provinces of Siberia / V.S.Surkov, V.P.Korobeynikov, L.V.Smitnov. — Geneva: Petroconsultants, 1995.

Богатство и фазовое состояние нафтидных бассейнов — функция онтогенеза и минимизации потерь нефти, газа и природного битума

К.Н.КРАВЧЕНКО (ВНИГНИ)

Богатство недр — ключевая проблема нафтидной геологии. Оно опирается на учение о нефтегазоносных бассейнах — понятии, впервые введенном в отечественную литературу В.Е.Хаиным (1951) и основанном И.О.Бродом, который сформулировал основной закон нефтегазонакопления (1947), давший первое генетическое определение понятия о существовании единого седиментационного бассейна, характеризующегося общностью условий битумообразования и нефтегазонакопления. Ведущее влияние тектонического фактора нафтидогенеза привело к разработке многочисленных классификаций тектонических типов нефтегазоносных бассейнов. При этом часть классификаций имеет эволюционно-геодинамическую плито-тектоническую основу. Так, в схемах Е.В.Кучерука, Е.Р.Алиевой (1983—1988) выделены бассейны, находящиеся на разной стадии цикла Вильсона: начала, завершения раскола континента, закрытия океана на пассивных и активных окраинах, внутриконтинентальных надрифтовых пассивно окраинных и др. Принципиальная схема формирования и классификации нефтегазоносных бассейнов с позиции тектоники плит отражена в исследованиях К.А.Клещева, В.С.Шейна (1994, 1998); А.А.Ковалева, С.А.Ушакова (1998); В.И.Высоцкого, Н.В.Милетенко, Ю.Г.Наместникова (1994), [3] и др.

Масштабы нефтегазообразования и нефтегазонакопления так или иначе связывались с размерами, емкостью бассейнов, в т.ч. зрелых материнских пород. Принципиально важен вывод, что основные области нефтегазообразования и нефтегазонакопления — главные нефтегазоносные зоны Земли — находятся на подводных окраинах континентов (В.Е.Хаин, Б.А.Соколов, 1984). Именно здесь расположены наиболее мощные осадочные бассейны, в которых лишь и может концентрироваться значительное количество крупных месторождений нефти и газа. Однако на всех пассивных окраинах наряду с богатыми нафтидными бассейнами (НдБ) распространены бедные. Первые преобладают на арктической пассивной окраине с широкими окраинно-платформенными плитами большого углеводородного (УВ) потенциала, а вторые — на атлантических пассивных окраинах с преобладающим макромонаклинальным строением, с тенденцией широкого латерального оттока и больших потерь УВ.

Вместе с тем, и в отечественной, и в зарубежной литературе складывалось представление о необходимости учета всех факторов онтогенеза нафтидов. Таким образом, у нас возникла концепция ГАК: генерации, миграции, аккумуляции нефти и газа, выдвинутая и разрабатывавшаяся В.Б.Олениным и И.В.Высоким с 1966 г. [1]. При классификации нефтегазовых бассейнов (НГБ) применялся принцип гомогенности и гетерогенности онтогенеза платформенного, складчатого и платформенно-складчатого конседиментационного и постседиментационного развития.

Необходим анализ всего спектра каустобиолитов в онтогенезе нафтидов, приведший к возникновению понятий о битумонефтегазоносных бассейнах, введенных Р.Н.Валеевым, Г.Т.Юдиным, Р.М.Гисматуллиным и В.Л.Штейнгольцем (1979), об углефтегазоносных бассейнах (М.В.Голицын, А.А.Голицын, 1991); вероятно, можно говорить и о еще более полных взаимосвязанных каустобиолитных (битумонефтегазовых—газогидратных—угленосных—сланцевых — в полнокомпонентных — БтНГГ/гУСБ) бассейнах (К.Н.Кравченко, 1995).

Большое значение нетрадиционных источников нафтидов (В.А.Соловьев, Г.Д.Гинсбург, 1966, 1992; В.П.Якуцени и др., 1989, 1992; G.I.Demaison, 1961; К.А.Квенволден, 1994; J.Krasen, 1994) в общих ресурсах бассейнов для понимания онтогенеза НдБ не вызывает сомнений, поскольку на долю природных битумов приходится половина запасов месторождений нефти, газа и природных битумов, а ресурсы газогидратов превышают известные ресурсы УВ более, чем на порядок 10^{15} — 10^{18} м³ (В.П.Якуцени, 1992; К.А.Квенволден, 1994; J.Krasen, 1994). Таким образом, в процессе онтогенеза помимо огромных потерь нафтидов (Нд) на окраинах НдБ большая часть не потерянной нефти была трансформирована в природные битумы, а в верхней части оболочки НдБ большая часть газа была сохранена в газогидратной форме.

В 1972 г. W.G.Dow ввел генетическое понятие о петролеумной (у нас нафтидной) системе. Первоначально оно исходило из анализа корреляции нефтей и материнских пород бассейна Уиллистон. В дальнейшем понятие петролеумной системы получило широкое распространение при исследовании различных бассейнов мира. В 1994 г. в Мексике прошла конференция: «Петролеумная система — от источника до ловушки» [14]. Под редакцией L.V.Magoon, W.G.Dow в 1994 г. была опубликована одноименная монография. Петролеумная система — генетическая единица, которая определяет происхождение, миграцию и аккумуляцию петролеума.

Генетическая классификация петролеумных систем [13] учитывает: различную степень генерации — сверхгенерационную, генерационную и недогенерационную; миграционный стиль (с вертикальным и латеральным дренированием); стиль траппирования (аккумуляции) — с высоким и локальным impedance (сопротивлением). L.C.Price [15] связывал богатство бассейнов с нарушенностью материнских пород, обеспечивающей значительную эвакуацию (expulsion) углеводородов. Она осуществляется через нарушенность разрывами «кухонь» (очагов генерации), содержащих зрелое органическое вещество (ОВ), с увеличением богатства бассейна над и вблизи депоцентров. Выделены девять типов бассейнов, отличающихся богатством (общим и плотностью ресурсов УВ на единицу площади): кратонные, асимметрично кратонные (более глубокие), пассивно окраинные, сжатых прогибов, рифтов/отмерших рифтов, передовых окраин—складчатых поясов, дельт, глубоко погруженный бассейн Галф-Коста, сдвиговые. В статье A.Perodon (1995) предложены три типа петролеумных систем: начальных рифтов, континентальных платформ и орогенно-дельтовых.

Нельзя не иметь в виду, что полностью автономными нафтидными образованиями представлены лишь НдБ, тогда как петролеумные системы, учитывая перетоки УВ в едином НдБ из одних систем в другие, особенно вышележащие, таковыми не являются (К.Н.Кравченко, 2002).

В последнее время все большее значение придается флюидодинамическому фактору онтогенеза. Основанная на исследованиях гидрогеологов и специалистов разного профиля, она особенно полно развита в исследованиях Б.А.Соколова с коллегами МГУ [11]. Выделены три типа бассейнов: полигенные, моногенные, криптогенные—подфундаментные.

Следует отметить, что во всех перечисленных классификациях нет четкой количественной дифференциации богатства НдБ. Большинство подразделений этих класси-

фикаций, в той или иной мере определяемых тектоническим фактором, включает как разнородные, так порой и бедные НдБ. Поэтому проблема систематики богатства нефтяных бассейнов по-прежнему остается.

Учитывая ее сложность, обусловленную разнофакторностью влияющих на ресурсы элементов онтогенеза, большое значение приобретают количественные классификации бассейнов, основанные на их нефтяных ресурсах. В этом плане среди прочих необходимо отметить публикации А.Э.Конторовича, М.С.Моделевского, А.А.Трофимука (1979); A.W.Bally, Snelson (1980), [2, 9, 15]. Особенно подробно и глубоко этот вопрос проанализирован в работах [2, 9]. В качестве ведущих параметров признаны тектонотип, объем чехла и площади НГБ, остальные факторы: распространенность коллекторов, покровов, толщ, проницаемость ловушек признаются производными. Сделан вывод о том, что чем крупнее бассейны и спокойнее их развитие, тем лучше условия для формирования наиболее крупных месторождений и суммарных ресурсов УВ. В этих работах ВНИИЗарубежгеология создала наиболее близкое онтогенетическому понимание причин богатства и бедности недр.

В работах [4, 6] предложено использовать две системы бассейнового анализа, позволяющие прояснить онтогенез нефтяных (Нд) и размещение скоплений, в т.ч. уникальных, в НдБ: генерационно-аккумуляционную и миграционно-аккумуляционную. В генерационно-аккумуляционной системе предложено расчленить НдБ на части с различным проявлением генерации (эвакуации) и аккумуляции Нд:

с массовой избыточной генерацией (эвакуацией) УВ из ОВ, преобразованного до градаций МК₂—АК (показатель отражения витринита $\geq 0,62 R^0$) (ядром Яд, днищем Дн), дающим начало промышленным скоплениям Нд;

с ослабленной генерацией, эвакуацией УВ из незрелого ОВ, преобразованного до градаций ПК—МК₁ ($0,24\text{—}0,64 R^0$) (мантией Ма), которая не может самостоятельно формировать промышленные месторождения, но подпитывает УВ, поступающие из ядра (днища);

без генерации, эвакуации УВ из незрелого ОВ ($<0,24 R^0$) (диагенез ОВ) с полностью аллохтонными скоплениями УВ, расположенными соответственно по всему НдБ — на крыше Ки, над мантией — в коре Ко и на краю НдБ сбоку от мантии — на кайме Ка;

помимо этого выделены: амассово-генерационные оболочки (Обо) (вокруг, особенно сверху), окраина (Окр) (сбоку) и полные вертикальные вырезы НдБ: массово-генерационно-агенерационная середина (Ср) на уровне ядра и амассово-генерационные надднище (НДн) или надядро (НЯд) (верх середины) и околица (Око) (вне середины, на окраине);

вне НдБ обособлены водные зоны осадочных бассейнов (ВЗ) и лишённые чехла (фундаментные их части гидрогеологических бассейнов ГИБ) обрамления (Обр) с дифференциацией на платформенные и орогенные.

Миграционно-аккумуляционная система отражает структурный рисунок НдБ, пути миграции, положение центров аккумуляции, сохранения и потерь Нд. Она включает склоны НдБ с последовательным изменением онтогенеза от днища к краям Нд, гребни, тальвеги — положительные и отрицательные склоноразделы, фазовые зоны: верхнюю газовую, нефтяную, нижнюю газовую, верхнюю и нижнюю газоконденсатные, фазовое состояние, масштаб Нд-скоплений.

Структурный рисунок НдБ (К.Н.Кравченко, 1986) складывается из соотношения, количества, конфигурации, степени и ориентировки расчленения склонов, их положения относительно днища (фронтального, торцевого, всесторонне периферического), соотношения плоских и различно расчлененных полей разной степени погру-

женности и др. Следует подчеркнуть важность склонов НдБ в онтогенезе Нд. Как правило, значительная часть НдБ, особенно наиболее богатых, асимметрична и содержит главный склон, в котором сосредоточена основная масса Нд скоплений, в т.ч. наикрупнейших из них. В целом можно говорить о том, что чем полнее представлен главный склон НдБ, чем больше в нем было эвакуировано УВ, чем благоприятнее условия миграции, аккумуляции (прежде всего, вблизи днища, на середине и околице), сохранности Нд скоплений, чем меньше пути миграции УВ и центры потерь Нд, тем богаче становится вмещающий их НдБ.

Это хорошо видно на трех бассейнах мидконтинента США: Западный Внутренний (Грейт Анадарко), Пермский и Предушитский (Аркома) [4], (H.D.Wang, R.P.Phillip, 1997). Два первых, имеющие примерно равный объем ядер (днищ) и объем эвакуации УВ, отнесены к числу наиболее богатых, крупнейших по запасам бассейнов США, тогда как Предушитский бассейн содержит лишь мелкие газовые месторождения с малыми суммарными газовыми ресурсами. Принципиальное различие между сравниваемыми НГБ заключается в ширине и аккумуляционном потенциале бортов, что повлияло на величину ресурсов и соотношение нефти и газа в этих НГБ. Ширина и аккумуляционный потенциал основных бортов Пермского и Западного Внутреннего НГБ огромны, Предушитского — очень малы. Большая часть нефти и значительная доля нижнего газа были вытеснены к северу от Предушитского НГБ и уничтожены на высоко поднятом своде Озарк. Для НГБ характерны огромные потери и резко отрицательный баланс генерированных и аккумулированных УВ. Наиболее широким главным северным склоном отличается Западный Внутренний бассейн. Большая часть бассейна занята каймой. Углеводороды, генерированные в малом по размеру ядре (днище), выжаты на окраину НГБ — на северный фронтальный борт и западную центроклиналь, в которых наблюдается четкая фазовая зональность скопления с замещением нижней газоносной зоны у ядра на нефть в средней части склона и на верхний газ — у его северного края. Максимальное отдаление от ядра НГБ краев фазовых зон на кайме составляет 450 км для нефтяной зоны и 600 км для верхней газовой зоны. Такие величины восходящей латеральной миграции УВ в этом бассейне, по всей видимости, предельно большие среди бассейнов мира, сопоставимые лишь с Западно-Канадским битумо-нефтегазоносным бассейном (БтНГБ): 550 км для отдаления верхнего края природно-битумной зоны от ядра БтНГБ.

Положение областей крупномасштабного нефтянонакопления определяется, с одной стороны, масштабом генерации, эмиграции (эвакуации) УВ разного фазового состояния, а с другой, — степенью запечатывания и емкостью аккумуляционным потенциалом как днища, так и, особенно, последовательно удаляющихся от него генерационно-аккумуляционных элементов разных частей оболочки — мантии, коры, каймы НдБ. Главный механизм миграции УВ при формировании скоплений Нд — субвертикальный сквозьрезервуарный прорыв нижнего высокотемпературного газа и газоконденсата до наиболее надежных покровов с его крупномасштабной аккумуляцией и латеральное ступенчатое газоконденсатное оттеснение нефти, которая была сформирована ранее, в более мягких термобарических условиях по сравнению с нижним газом. Последний выполняет важную роль эвакуатора и подвижного носителя нефтегазоконденсатных УВ к поднятым существующим нефтеносным частям НдБ. Мигрирующие УВ (при существенной роли газоконденсатной формы переноса нефтяной компоненты) могут достигать окраин НдБ, вплоть до каймы, где появляются наикрупнейшие скопления природных битумов. В глубоких частях днищ НдБ первоначальная фа-

зональная зональность была нарушена из-за внедрения нижнего газа. Здесь имеются многочисленные нефтегазоконденсатные скопления с ограниченными (по сравнению с вертикально перераспределенным нижним газом) запасами. Для формирования уникальных газовых и газоконденсатных скоплений особенно перспективны срединные надглубоководные части бассейнов, в частности, расположенные в пределах региональных поднятых седловин, осложненных крупными антиклинальными ловушками и обеспеченными надежными флюидоупорами в верхней части разреза.

Для образования больших избыточных объемов высокотемпературного нижнего газа важны разгазирование пластовой газонасыщенной водной системы при региональном подъеме НдБ и падении пластового давления, а также возможный подток глубинного газа. Приближенное к осадочному выполнению глубоких дна НдБ положение поверхности Мохоровичича облегчает проникновение глубинных флюидов из мантии Земли внутрь НдБ и может увеличивать за счет глубинных источников количество генерированного органическим веществом чехла высокотемпературного нижнего газа. Поэтому уникальные газовые, газоконденсатные надглубоководные скопления (Штокман, Русановское, Уренгой, North — Катар и др.) в разных бассейнах мира могут иметь двойное — органическое и неорганическое происхождение.

В таблице даны параметры, связанные с богатством наиболее важных мировых НдБ. Названия групп богатства НдБ приняты в целом в соответствии с имеющимися в работах [2, 3], но с некоторыми коррективами. На основе начальных суммарных ресурсов Нд выделены следующие группы богатства НдБ (млрд.т Нд): уникальные ($Y \geq 100$ — Персидский залив, Ориноко, Западно-Канадский, Западно-Сибирский; гигантские ($G \geq 10$ — <100 , в т.ч. подгруппы $G_1 \geq 50 < 100$ — Северо-Каспийский; $G_2 \geq 30$ — <50 — вероятно, Баренцевский; $G_3 \geq 20 < 30$ — Мексиканский залив; $G_4 \geq 10$ — <20 — Маракайбо, Центрально-Европейский, вероятно, Вилькицкий; крупнейшие ($K \geq 5$ — <10 — Лено-Виллоиский, Арктического склона Аляски; крупные ($K \geq 1$ — <5 — Западный Внутренний, Пермский).

Число уникальных месторождений УВ, в т.ч. ортоуникальных (≥ 1 млрд т) снижается от уникальных бассейнов к гигантским и крупнейшим НдБ. Все суперуникальные месторождения Нд (≥ 5 млрд.т) связаны лишь с уникальными и подгруппой G_1 гигантских бассейнов. Учитывая аномально большие, суперуникальные ресурсы природных битумов, Оринокский и Западно-Канадский битумо-нефтегазовые бассейны по своим ресурсам сопоставимы с двумя известными в мире уникально ресурсными нефтегазовыми бассейнами Персидского залива и Западно-Сибирским.

Помимо ресурсных в таблице использованы следующие онтогенетические параметры: масштаб генерации, а точнее эвакуации УВ, тип ОВ и фазовое состояние Нд-скоплений; морфология склонов НдБ, миграция УВ; аккумуляция, центры нафтидоаккумуляции; этажность, покрышки, консервация, сохранность; формула онтогенетического типа НдБ, отражающая приуроченность основных ресурсов к различным онтогенетическим элементам; тектоническая позиция и Нд-начальные суммарные ресурсы (НСР) НдБ.

Строение рассматриваемых ниже бассейнов освещено в многочисленных публикациях [1—10, 12, 14].

НГБ Персидского залива содержит наибольшее в мире число (31) уникальных преимущественно нефтяных, меньше газовых скоплений, из которых три (Норд-Южный Парс, Гхавар, Большой Бурган) относятся к числу суперуникальных. НГБ размещен на сочленении окраины древнего кратона с альпийским орогеном, связанные с которым складчатые дислокации распространяются и на дно бассейна, расположенного в краевом прогибе (рис. 1).

Он отличается особенно благоприятными онтогенетическими показателями. НГБ представляет собой два наложенных друг на друга бассейна с автономным онтогенезом в нижнем газонасыщенном палеозойском и верхнем существенно нефтеносном мезозойско-кайнозойском этажах. Почти полное обособление двух этажей соленосными покрышками друг от друга и от поверхности в сочетании с огромным аккумуляционным потенциалом гигантских слабонарушенных складок средины и валов окраины НдБ сводило на нет потери УВ бассейна.

Стратиграфический диапазон уникальных скоплений УВ в верхнем этаже НдБ Персидского залива последовательно снижается от надглубоководной и центроклинальной складчатых частей бассейна, где они связаны в основном с олигоцен-миоценовыми известняками асмари, через прибортовые части средины и опущенной части околицы, где нефтеносны нижнемеловые отложения, к поднятой части околицы и кайме НдБ, где нефтеносны верхнеюрские отложения. Эти особенности, по всей видимости, связаны с масштабами вертикального перераспределения УВ, уменьшающимися по мере удаления от глубоководной части бассейна.

Исключительно благоприятная региональная структура бассейна и расчленение его чехла на резервуары, флюидоупоры и нефтегазопроизводящие породы способствовали малым потерям УВ. Значительная часть УВ накапливалась непосредственно над глубоким дном в протяженных продольных гребнях, обладающих большим аккумуляционным потенциалом, благодаря их складчатому строению, большой емкости ловушек и надежной миоценовой соленосной покрышке. Другая, еще более существенная доля УВ, генерированных в днице, поставлялась в его поднятую часть и на южный платформенный борт НГБ системой мощных поперечных и диагональных гребней, которые связывали осевую часть дна (главный тальвег бассейна) с наиболее дифференцированной частью платформенного борта — террасой Газа, также обладающей большим аккумуляционным потенциалом.

Основной эффект нижнего газа ограничивался его аккумуляцией, а не вытеснением изолированной в верхнем этаже нефти. Уникальные скопления УВ свойственны почти всем элементам бассейна, что отражено в его формуле: $НДн = Око \approx Ка \approx ? Дн$ ($НДн$ — н, г, Око, Ка — н, Дн — г). В нижнем этаже весь нижний газ пока обнаружен в срединной мантии. Не исключена возможность открытия скоплений нижнего газа в днице наиболее опущенной части бассейна, где соленосная покрышка может опуститься из мантии в верхнюю часть дна НдБ. Отсутствие битума также свидетельствует о малых потерях нефти. Вместе с тем, не исключена возможность существования гидродинамически экранированной зоны битумонакопления на верхнем краю бассейна, вблизи Аравийского щита против террасы Газа с суперуникальными нефтяными месторождениями Большой Бурган у средины и Гхавар на кайме НдБ.

БтНГБ Западно-Канадский и Ориноко (рис. 2) принадлежат двум разновидностям уникальных преимущественно природно-битумных бассейнов. В них находятся почти все суперуникальные природно-битумные скопления мира, из которых пять отнесены к Атабасской группе и один к Оринокскому скоплению. Общий для них параметр — размещение на сочленении окраин древних кратонов с молодыми мезозойскими и кайнозойскими орогенными складчатыми сооружениями, включая краевые прогибы.

Плоские главные склоны — малого аккумуляционного потенциала, за исключением гидродинамически экранированных верхних кромок каймы, где сосредоточены все суперуникальные месторождения, полностью представлены природными битумами. Отличия заключаются в разных размерах и погруженности склонов, обратные для бассейнов: широкий (800 км), но слабо погруженный (до 4 км) в

Онтотенетические параметры, связанные с богатством НдБ*

Группы богатства НдБ; начальные суммарные ресурсы, млрд.г Нд; число y , в т.ч. су Нд скоплений	Масштаб эвакуации (эмиграции) УВ; тип ОВ; фазовое состояние Нд скоплений	Морфология склонов НдБ; миграция УВ	Аккумуляция, центры	Этажность, покрытия, консервация, сохранность	Онтотенетический тип НдБ — формула	Примеры бассейнов и их тектоническая позиция НСР, млрд.г Нд в НдБ
Уникальные (У); ≥ 100 $y > 31$ $n > 2$; $cy > 3n$, z	Уникальный; сапропелевое > гумовое; $n > 2$	$\Phi 1 = 1$ Основной склон уникально емкий, разнотуповый, дифференцированный, умеренно складчатый в Ср НГБ; миграция разнодальность латеральная, вертикальная	Емкие антиклинальные аккумуляционные центры в Ср, Око, Ка НГБ	2-этажный, 2 надежные соленосные покрытия; консервация, сохранность очень высокие	$НДн = Око \approx Ка$ $\approx 2 Дн$ $НДн - n$, $2 Око$, $Ка - n$, $Дн ? 2$	Персидского залива; Нд 180 n 130 z 5; пассивная окраина кратона и альпийский краевой прогиб
cy 1 b	Большой; b	$\Phi 1$ Основной склон ограниченно емкий, плоский; миграция умеренная латеральная	Емкий неантиклинальный аккумуляционный гидродинамически экранированный центр аккумуляции на кромке Ка НдБ	1-этажный, многочисленны ненадежные покрытия; консервация, сохранность n , z — плохие, b — хорошие	$Ка - b$	Ориноко; Нд 189 n 16188; альпийский краевой прогиб и окраина кратона
y 6 $b > 2$ cy 5 b	Средний; $b > 2 \approx n$	$\Phi 1$ Основной склон умеренно емкий, почти плоский; миграция дальняя латеральная	То же	1-этажный, не очень надежные покрытия; консервация, сохранность n , z — умеренные, b — хорошие	$Ка - b$	Западно-Канадский; Нд 130 n 0,9 6122 z 5; окраина кратона и краевой прогиб мезозой
y 17 $z > n$ $cy > 3$ z	Уникальный; гумовое=сапропелевое; $I > n$	$T1 = 1$ Основной склон очень емкий, глубоко- и среднетуповый, осложненный в середине емкими гребнями, возмущающимися на окольную центроклиналь, перерожденную емким поперечным гребнем; миграция разнодальность латеральная — n , сквозьбасейновая вертикальная — z	Емкие антиклинальные аккумуляционные центры в Ср- z , Око- n НГБ	1-этажный, 1 надежная глинистая покрывка у кровли НГБ (для z); консервация, сохранность, особенно z , очень хорошие	$НДн > Око$ $НДн - z$, $Око - n$	Западно-Сибирский Нд > 50 — 135 n 15 — 30 z 50 — 100; молодая, в целом эпипозднепалеозойская плита
Гигантские (Г) $\Gamma \geq 50$ — < 100 $У > 5$ $b = n$, z ; cy 1 b	Уникальный; сапропелевое > гумовое; $B = n$, z	$B = 2 = 1$ Всесторонние склоны очень емкие, разнотуповые, осложненные соляным диапиризмом в Ср, продольными гребнями на периферии Ср, секущими и продольными гребнями на Ка; миграция разнодальность	Емкие подсолоневые антиклинальные аккумуляционные центры на периферии $Дн = (z, n)$ и на Ка (b, n) НдБ	2-этажный в Ср; на периферии $Дн$ с хорошими консервацией, сохранностью подсолоневых скоплений. На кайме сохранность скоплений от хорошей — n до плохой — в зоне битумоаккумуляции	$Дн = Ка$ $Дн - z$, n $Ка - b$, n	Северо-Каспийский (НдМуБ) Нд > 50 n 7 b 20 z 6; окраино-кратонные склоны и надплатформная батисинеклиза
$\Gamma \geq 30$ — < 50 $y > 1$ z						Баренцевский (НдМуБ) Нд > 30
$\Gamma \geq 20$ — < 30 y 2 n						Мексиканского залива Нд > 20 n 6 z 3
$\Gamma \geq 10$ — < 20 y 3 n	Большой n	$\Phi 2$ Склоны емкие, дифференцированные, складчатые; миграция латерально-вертикальная — n	Крупные антиклинально-стратиграфически экранированные аккумуляционные центры в Ср- n НдБ	1-этажный, с многочисленными ненадежными покрытиями; сохранность хорошая — слабое выветвление n	$НДн - n$	Маракайбский Нд > 10 n 5; альпийская внутриорогенная надстратиграфическая впадина
y 2 z						Центрально-Европейский Нд > 10 n 3 z 6; Вилькицкий Нд > 10

Группы богатства НдБ; начальные суммарные ресурсы, млрд. т Нд; число у, в т.ч. су Нд скоплений	Масштаб эвакуации (эмиграции) УВ; тип ОВ; фазовое состояние Нд скоплений	Морфология склонов НдБ; миграция УВ	Аккумуляция, центры	Этажность, покрышки, консервации, сохранность	Оントгенетический тип НдБ — формула	Примеры бассейнов и их тектоническая позиция НСР, млрд. т Нд в НдБ
Крупнейшие (Км) ≥ 5 — <10 у 2 б	Огромный б $\gg\gamma>>H$	Φ Основной склон плоский, вверх неемкий; миграция дальняя латеральная — H, вертикальная сквозьбассейновая — γ	Емкие антиклинальные, неантиклинальные гидро-динамически экранированные центры аккумуляции на кромке Ка НдБ	1-этажный, без надежных покрышек — потери по вертикали нижнего γ , вытесняющего H в зону гипертенеза на Ка, с трансформацией H в б	Ка-б	Лено-Виллюйский Нд >5 б >3 ; склоны кратона и краевой прогиб мезозойд
у 3 H**						Арктического склона Аляски Нд $>7,2$ H >6 $\gamma>1,2$
Крупные (К) ≥ 1 — <5 у 1 γ						Западный Внутренний Нд $>2,6$ H $>0,47$ $\gamma>2,17$; Пермский Нд $>1,7$ H $>0,8$ $\gamma>0,9$

*б — природный битум; В — всесторонний периферический; γ — газ; Дн — днше; Ка — кайма; НдМуБ — нефидный мультитбассейн, H — нефть; НдБ — нефидный бассейн; НдН — надднше; НСР — начальные суммарные ресурсы; ОВ — органическое вещество; Око — окраина; Окр — середина; су — суперуникальный, Т — торцовый; у — уникальный; Φ — фронтальный; морфология, расчленение склонов: / плоское, = продолжное, $\perp$ секущее, $\approx$ складчатое строение, + соляной диапиризм.

**В том числе 2 — высоковязкая нефть.

Западно-Канадском БтНГБ и неширокий (200 км), но глубоко погруженный (до 11 км) в БтНГБ Ориноко. Слабое развитие нижнего газа и эффекта газа, вытесняющего нефть, связано с невысоким катагенезом ОВ в неглубоком днше Западно-Канадского БтНГБ и существенно молодым кайнозойским выполнением Оринокского БтНГБ с растянутым катагенезом и к тому же с возможно потерянными на склоне нижним газом из-за ненадежности покрышек. Сохранность УВ в обоих бассейнах, особенно Оринокском, плохая; сохранность природных битумов из-за надежного гидродинамического экранирования края каймы хорошая. Помимо природно битумных в Западно-Канадском БтНГБ имеется уникальное газовое скопление Дип-Бейсин, связанное с региональной неантиклинальной ловушкой в низкопроницаемых коллекторах в срединной мантии. Формула БтНГБ: Ка-б.

Западно-Сибирский НГБ — единственный уникальный по ресурсам бассейн на молодой эпипозднепалеозойской плите со вторым в мире числом (более 17) преимущественно газовых уникальных скоплений (включая три суперуникальных скопления газа: Уренгой, Ямбург, Бованенко), с подчиненным числом нефтяных скоплений (Самотлор, Талинское, Федоровское) (рис. 3).

Торцовый характер бассейна — главная причина разобщения положения уникальных газовых (на севере) и нефтяных (на юге) скоплений. Газовые скопления размещены в агенерационной надглубокодншевой коре под единственной в чехле толстой (до 800 м) надежной (верхней в чехле) покрышкой туронско-эоценового возраста (преимущественно в сеноманском массивном песчаном коллекторе). Они образованы за счет высокоамплитудного (многие километры) сквозьрезервуарного вертикального перетока нижнего газа из главного юрского, в основном ниже-среднеюрского материнского комплекса. Свободное передвижение нижнего газа до поверхности и крупные его потери ограничиваются этой покрышкой. Средин бассейна осложнена емкими торцовыми гребнями, воздымающимися на юг. Они играют двоякую роль. С одной стороны, гребни служат емкими аккумуляторами вертикально перераспределенного нижнего газа. С другой, вдоль них происходит разнодальнее поршнеобразное оттеснение нефти в газоконденсатных растворах на юг. Ограничением латерального оттеснения нефти служит развитие емкого поперечного субширотного Хантейского (или Среднеобского) гребня, где размещены все уникальные и почти все наикрупнейшие месторождения нефти. Специфика бассейна — слабое развитие в нем агенерационной каймы, что представляет собой один из показателей малых потерь УВ. Онтогенетическая формула Западно-Сибирского НГБ: НДн-Око (НДн- γ , Око-н).

Северо-Каспийский битумонефтегазоносный мультитбассейн (БтНГМуБ) — гигантско-ресурсный (G_1), объединяющий несколько (шесть) онтогенетически самостоятельных НдБ: Прикаспийско-Поволжский БтНГБ, Укатненско-Тенгизский, Примугоджарский, Бельский, Юрюзано-Чутырский, Соликамский НГБ [5] (рис. 4). Мультитбассейн расположен на окраине Восточно-Европейского кратона, в сверхглубокой экзональной надплюмовой батисинеклизе и на прилегающих платформенных склонах, на их сочленении с позднепалеозойскими палеоорогенными сооружениями. В НдМуБ известны семь уникальных разнофазовых Нд-скоплений, в т.ч. суперуникальное Мелекесское природно-битумное. Бассейн всесторонне многосклоновый, с двумя главными обширными очень емкими разнопогруженными северным от-

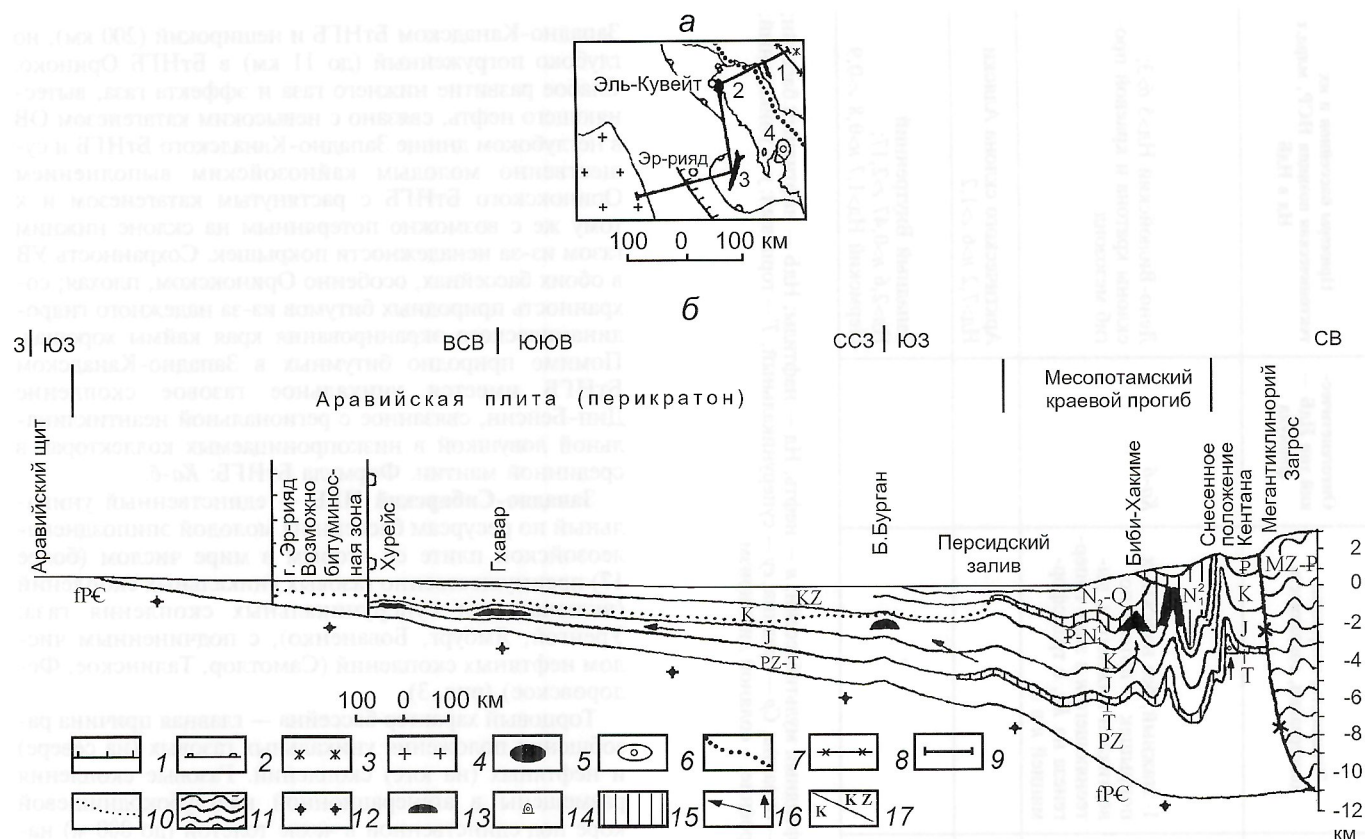


Рис. 1. Фрагмент карты (а) и геологический профиль (б) нефтяного бассейна (НдБ) Персидского залива:

1 — предполагаемый латеральный гидродинамический экран; 2 — контур нефтегазоносного бассейна; 3 — орогенное, 4 — платформенное — щитовое (древних платформ, кратонов — периферийное); 5 — нефти, 6 — газа; 7 — изогипсы поверхности фундамента, -10 км; 8 — разрывы; 9 — линия профиля; 10 — кровля битумонефтегазоносного бассейна; 11 — складчатый комплекс орогенного обрамления; 12 — фундамент кратона; уникальные залежи: 13 — нефти, 14 — газа; 15 — соленосные покровы; 16 — направления миграции УВ; 17 — геологические границы

носителем поднятым и южным погруженным склонами, где находятся все уникальные Нд-скопления.

Опущенная глубокодонная Прикаспийская часть НдМуБ (20 км и более по поверхности фундамента) вследствие развития в ней среднечехольной соленосной покровы имеет двухэтажное строение и осложнена соляным диапиризмом, снижающим сохранность ограниченно эвакуированных УВ в развитом здесь верхнем надсолевом (надкунгурском), бедном скоплениями нефтегазовом этаже. Четыре из шести уникальных скоплений Нд нижнего газа, газоконденсата и нефти размещены в надежно захороненном в днище подсолевом комплексе в антиклинально-рифогенных ловушках. Газоконденсатные месторождения питаются из сверхглубокого дна Прикаспийско-Поволжского НдБ, нефтяные — из менее погруженного дна Укатненско-Тенгизского НдБ. Структурное расчленение дна — продольное, с главными аккумуляционными центрами в поднятой части дна, осложненной Астраханно-Актюбинской цепью обширных сводов и мегавалов. Последняя — межбассейновый гребень, разделяющий Прикаспийско-Поволжский БтНГБ (с пятью уникальными скоплениями: природного битума Мелекесс, нефти Ромашкино, нефтегазоконденсата Карачаганак и газоконденсата Оренбург, Астрахань) и Укатненско-Тенгизский НдБ (с двумя нефтяными месторождениями Тенгиз и Кашаган).

Основная часть окраины НдМуБ с широко развитой каймой связана с разноструктурно расчлененным Волго-Уральским северным склоном — основным аккумулятором нефти, в целом хорошо сохраненной и частично

преобразованной в природные битумы главным образом в приповерхностных верхних продуктивных горизонтах Мелекесского суперуникального скопления. Узкие и малоемкие западный и восточный склоны южной части НдМуБ обладают низким аккумуляционным потенциалом. Западному склону, отличающемуся макромонаклинальной региональной структурой, присущи обширные потери, преобладающие над аккумуляцией УВ.

Таким образом, гигантские ресурсы Северо-Каспийского НдМуБ обусловлены высокими эвакуационным и аккумуляционным потенциалами и пониженными потерями Нд двух главных в бассейне онтогенетических элементов — обширных и емких, структурно четко дифференцированных и хорошо консервированных Прикаспийского подсолевого дна и северной, существенно каемной Волго-Уральской окраины. Онтогенетический тип БтНГМуБ характеризуется формулой: $D_n(z, n) = K_a(b, n)$.

Маракайбский НГБ — единственный в мире гигантско-ресурсный (Г₄), преимущественно нефтеносный внутри-орогенный бассейн (двухсклоновый, пологоскладчатый). Приурочен к обширной, основанной на срединном массиве, глубокой (более 9 км) межгорной впадине альпийских Восточных Кордильер. Она выполнена преимущественно кайнозойскими, особенно палеогеновыми, вторично нефтеносными отложениями, питаемыми из подстилающих турон-коньякских материнских битуминозных карбонатно-аргиллитовых пород. Относительно неглубокая их погруженность и растянутый катагенез ОВ молодых пород способствовали малому развитию нижнего газа и его ослабленному вытесняющему воздействию на нефть, уме-

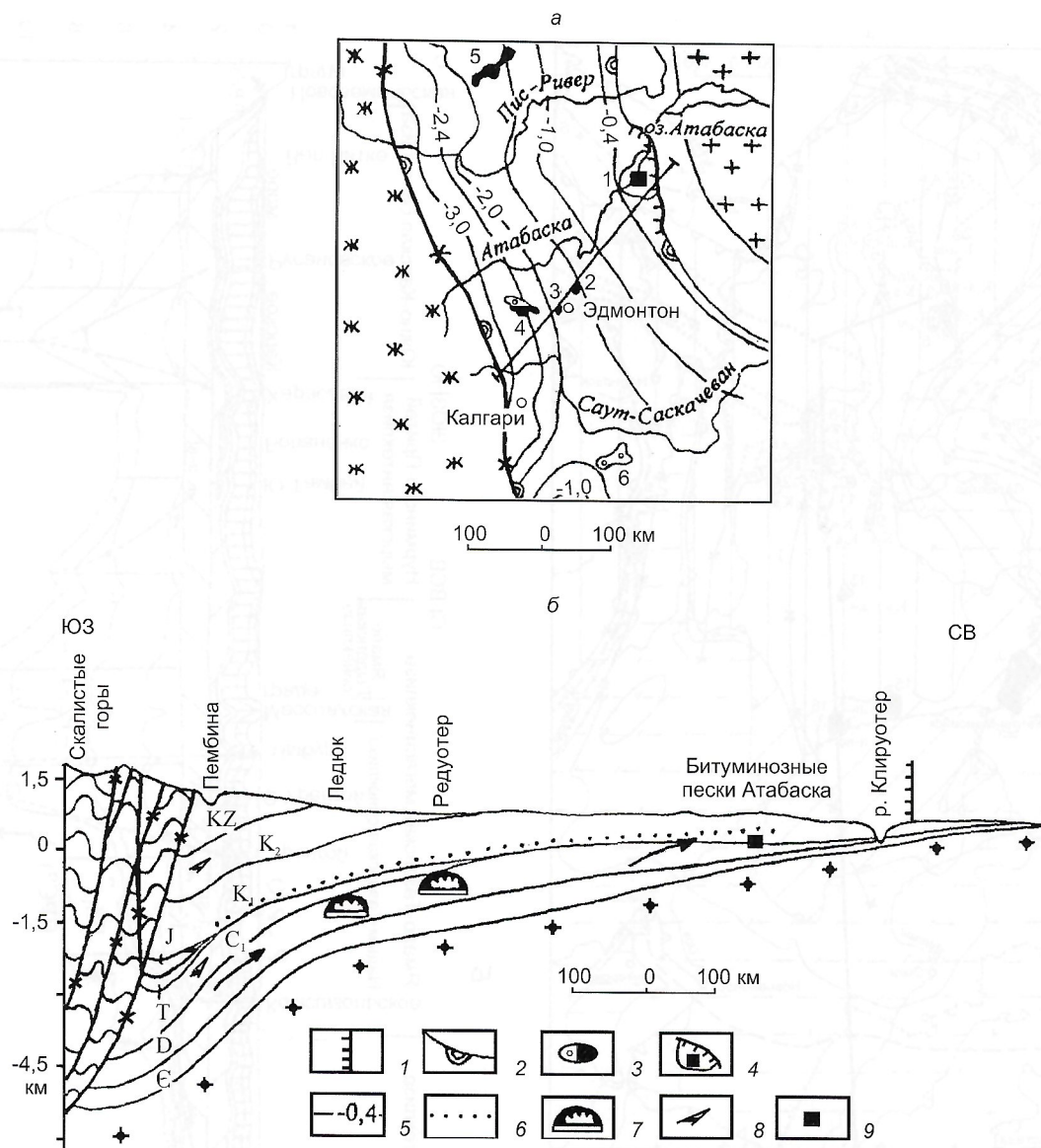


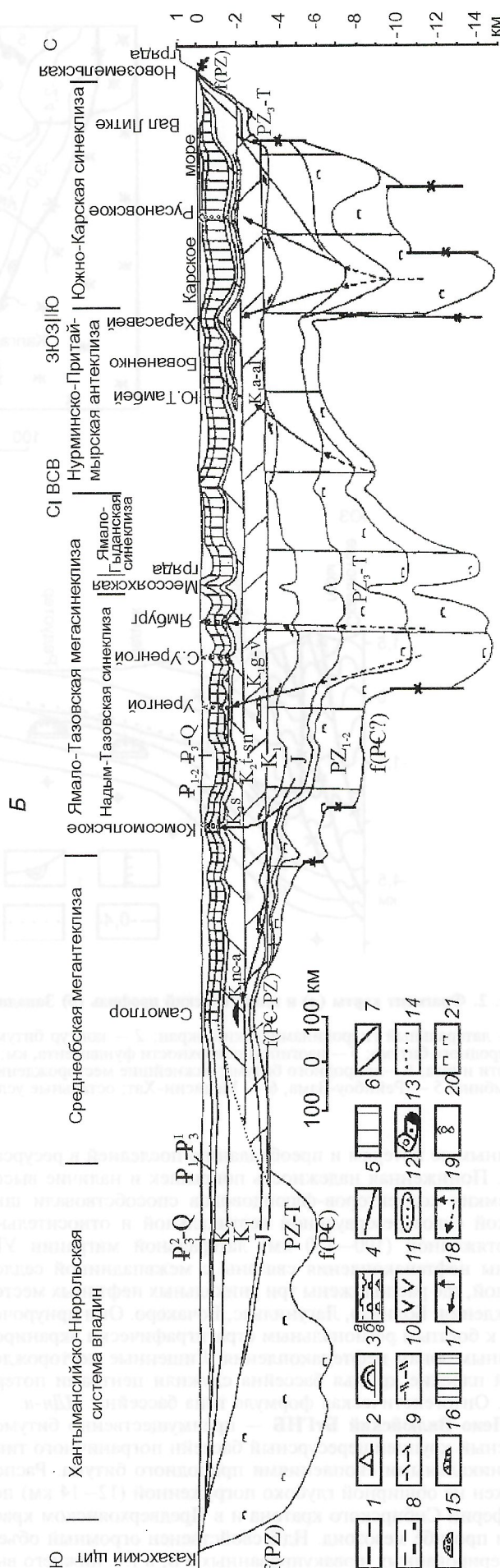
Рис. 2. Фрагмент карты (а) и геологический профиль (б) Западно-Канадского битумонефтегазоносного бассейна (БтНГБ):

1 — латеральный гидродинамический экран; 2 — контур битумонефтегазоносного бассейна; месторождения: 3 — нефти и газа, 4 — природного битума; 5 — изогипсы поверхности фундамента, км; 6 — кровля битумонефтегазоносного бассейна; залежи: 7 — нефти, 8 — нефти и газа, 9 — природного битума; важнейшие месторождения Нд (цифры в кружках): 1 — Атабаска, 2 — Редутер, 3 — Ледюк, 4 — Пембина, 5 — Рейнбоу-Зама, 6 — Медисин-Хат; остальные условные обозн. см. рис. 1

ренным ее потерям и преобладанию последней в ресурсах УВ. Пониженная надежность покрышек и наличие высокоемких коллекторов-флюидоводов способствовали широкой сквозьрезервуарной вертикальной и относительно протяженной (100—150 км) латеральной миграции УВ. Зоны нефтенакпления связаны с межвпадинной седловиной, где расположены три уникальных нефтяных месторождения: Боливар, Лагунильяс, Бочакеро. Они приурочены к богатым региональным стратиграфически экранированным зонам нефтенакпления. Лишенные месторождений плоские крылья бассейна служили центрами потерь УВ. Онтогенетическая формула типа бассейна: *НДн-н*.

Лено-Виллоиский БтГНБ — преимущественно битумоносный крупнейшесересурсный бассейн пограничного типа с уникальными скоплениями природного битума. Расположен на обширной глубоко погруженной (12—14 км) периферии Сибирского кратона и в Предверхоанском краевом прогибе мезозой. НдБ свойственен огромный объем генерированных и эвакуированных УВ, в т.ч. нижнего вы-

сокотемпературного газа, в чрезвычайно емком глубоком днище. Из-за малого аккумуляционного потенциала допустима высокоамплитудная вертикальная и дальняя латеральная миграции УВ. Большая часть газа была потеряна вследствие его трансрезервуарного вертикального прорыва и выхода на поверхность в середине из-за отсутствия надежных покрышек в верхней части чехла, а на крутом уступе между серединой и высоко поднятой аконсервационной окраиной — каймой также из-за приближения всего чехла к поверхности. Околица приходится на уступ, что снижает аккумуляционный потенциал НдБ. Нефть была почти полностью оттеснена нижним газом по плоскому основному склону на кайму. Сначала она была аккумулярована в имеющихся здесь емких антиклинальных ловушках, а после новейшего поднятия и вступления в зону гипергенеза — трансформирована в природные битумы, сохранившиеся в емких антиклинальных и гидродинамически экранированных неантиклинальных ловушках, образуя крупнейшие скопления, включая уникальные Сили-



1 — межбассейновые гребни-бассейноразделы (разделяющие гидрогеологические бассейны), контуры бассейнов: 2 — осадочных (ОБ), 3 — битумонефтегазовых (БтНГБ); 4 — контуры (а), границы (б), поднаблюдные контуры перекрытые обрамлением (в) нефтегазовых бассейнов (НГБ); 5–10 — генерационно-аккумуляционные элементы осадочного основания бассейнов: 5 — границы элементов, 6–7 — НГБ: 6 — днище (Дн)—ядро (Яд), 7 — мантия (Ма) околито (Око); 8–13 — венафтидобассейновые пространства (ВнеНДБ): 8–10 — водная зона (ВЗ) осадочного бассейна: 8 — агенерационная (ВЗ_{аг}), 9 — слабогенерационная (ВЗ_{сг}), 10 — массово генерационная (ВЗ_{мг}); 11 — обрамление складчатых систем, частично битуминозных; суперуникальные, 12–13 — уникальные скопления Нд (индексы — их возраст): 12 — газоконденсата, 13 — нефти, газа и газоконденсата; 14 — кровля НГБ; 15–16 — уникальные залежи: 15 — газа, 16 — газоконденсата; 17 — главный наиболее надежный флюидоупор; 18–20 — миграция УВ: 18 — главные направления, 19 — вероятный подток УВ снизу, 20 — переток УВ из НГБ на поверхность в очагах потерь Нд; 21 — промежуточный комплекс; нафтидные бассейны (НдБ) и мультибассейны (НдМуБ): I+II — Западно-Сибирско-Анабарский НдМуБ, I — Западно-Сибирский НГБ, II — Енисей-Хатангский БтНГБ, III — Ухтинский НдБ, IV — Баренцевский НдМуБ, V — Тунгусский НдБ; межбассейновые гребни: а — Новая Земля, б — Таймыр, в — Турухано-Норильск, г — Казахский шит, д — Урал, е — Седужа-Хорейвер; важнейшие месторождения Нд: 1 — Русановское, 2 — Ленинградское, 3 — Харасавэй, 4 — Круzenshtern, 5 — Бованенко, 6 — Северный Тамбей, 7 — Южный Тамбей, 8 — Ямбург, 9 — Медвежье, 10 — Северный Уренгой, 11 — Уренгой, 12 — Заполярное, 13 — Комсомольское, 14 — Талинское (Красноленинское), 15 — Федоровское, 16 — Самотлор; остальные условные обозн. см. рис. 1

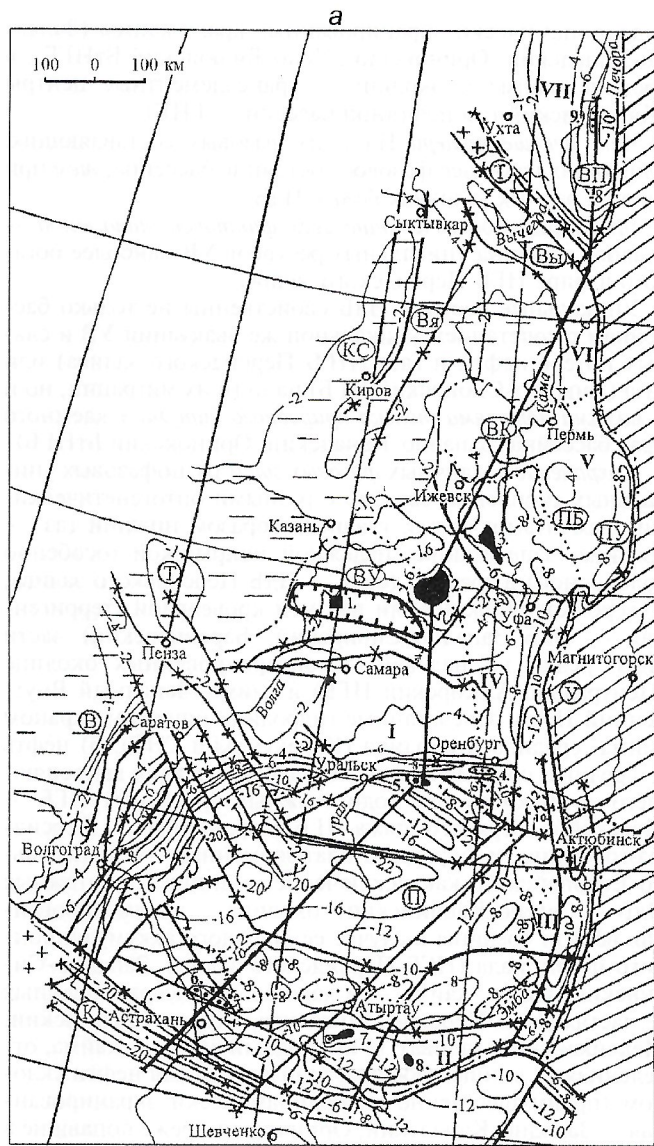
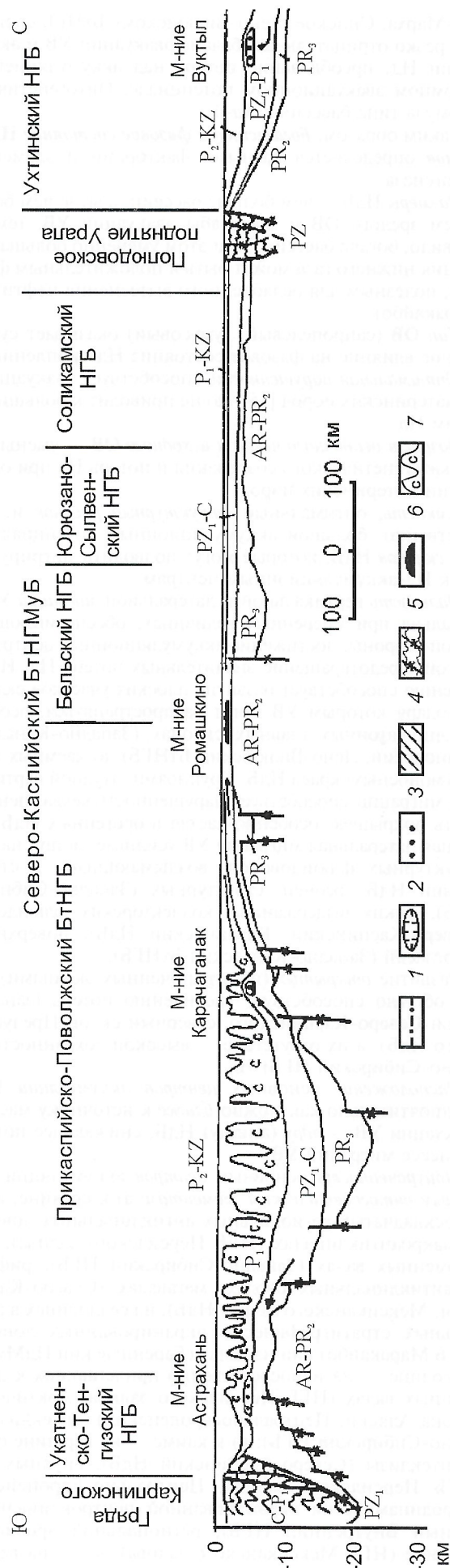


Рис. 4. Обзорная карта (а)* и геологический профиль (б) Северо-Каспийского битумнефтегазового мультibasейна:

контуры: 1 — нефтяных мультibasейнов, 2 — распространения природных битумов в битумнефтегазовом бассейне, 3 — нефтегазовых бассейнов; 4 — орогенное обрамление осадочных бассейнов; 5 — складчатый комплекс; 6 — нефтегазоконденсатные залежи; 7 — соленосные диапиры; региональные структуры: В — Воронежская антеклиз, ВК — Верхнекамская впадина и Бирская седловина, ВП — Верхнепечорский прогиб ВУ — Волго-Уральская антеклиз, Вы — Вычегодская система линейных дислокаций К — Гряда Карпинского, КС — Котельничский и Сысольский своды, П — Прикаспийская синеклиз, ПБ — Пермско-Башкирский свод, ПУ — Предуральский краевой прогиб, Т — Тиманская гряда, У — Уральское складчатое сооружение; нефтяные бассейны и мультibasейны: Северо-Каспийский БтНГМуБ: I — Прикаспийско-Поволжский БтНГБ, II — Укатненско-Тенгизский НГБ, III — Примугоджарский НГБ, IV — Бельский НГБ, V — Юрюзано-Чулырский НГБ, VI — Соликамский НГБ; VII — Ухтинский НГБ; важнейшие месторождения: Нд: 1 — Мелекесс, 2 — Ромашкино, 3 — Арлан, 4 — Оренбург, 5 — Карачаганак, 6 — Астрахань, 7 — Кашаган, 8 — Тенгиз, 9 — Вуктыл

*Составлена с учетом данных следующих авторов: К.Бека, И.В.Высоцкий, 1976; Н.К.Грязнов, А.И.Клешев, В.А.Клубов и др., 1967; А.Н.Золотов (ред.), 1988; Н.В.Неволин (ред.), 1988; Н.В.Неволин, Н.Я.Куни, (ред.), 1977; М.Ф.Мирчинк, Р.О.Хачатрян, В.И.Громека и др., 1965; Л.Г.Кириухин, И.Н.Капустин, М.И.Лоджевская и др., 1993; В.А.Клубов, С.К.Нечитайло, В.В.Петропавловский и др., 1968; С.А.Костюченко, Л.Н.Солодилов, Д.Л.Федоров, 1998; Б.А.Соловьев, 1992; Р.О.Хачатрян, 1979; N.V.Nevolin, D.L.Fedorov, 1995.

6



гир-Марха, Синское. Лено-Вилуйскому БтНГБ свойственен резко отрицательный баланс эвакуации УВ и аккумуляции Нд, преобладание потерь над аккумуляцией при огромном эвакуационном потенциале. Онтогенетическая формула типа бассейна: *Ка-б*.

Таким образом, **богатство и фазовое состояние Нд бассейнов** определяется разными факторами и элементами онтогенеза.

Размеры НдБ — чем больше бассейн, в т.ч. чем больше объем зрелого ОВ и масштабы эвакуации УВ, тем, как правило, богаче бассейн. При этом умеренно большая эвакуация нижнего газа может быть и положительным фактором, полезным для ослабленного вытеснения нефти (НГБ Маракайбо).

Тип ОВ (сапропелевый, гумусовый) оказывает существенное влияние на фазовое состояние Нд-скоплений.

Оптимальная нарушенность способствует эвакуации УВ из материнских пород [15], но не приводит к большим потерям Нд.

Возраст осадочного чехла и исходного ОВ — уменьшение его катагенетического созревания и потерь Нд при омоложении материнских пород.

Емкость, оптимальный структурный рисунок и, соответственно, большой аккумуляционный потенциал **главных склонов** НдБ, которые могут подводить мигрирующие УВ к Нд-аккумуляционным центрам.

Дальность вертикальной и латеральной миграций УВ оптимальна при умеренных величинах, обеспечивающих, с одной стороны, достижение аккумуляционных центров, а с другой, предотвращение значительных потерь Нд. Их увеличению способствует развитие плоских участков склонов, благодаря которым УВ могут распространяться, особенно на эпикратонных главных склонах (Западно-Канадский, Оринокский, Лено-Вилуйский БтНГБ) до каменных (часто битумоносных) краев НдБ. Крупноамплитудной вертикальной миграции способствует нарушенность чехла, ненадежность покрышек, особенно частая в орогенных НдБ. Удаленная латеральная миграция УВ усиливается при наличии структурных флюидоводов, воздымающихся в сторону окраин НдБ гребней: структурных (Западно-Сибирский НГБ), емких выдержанных коллекторских флюидоводов (Северо-Каспийский, Каракумский НдБ), поверхностей несогласий (Западно-Канадский БтНГБ).

Развитие **открытых** (не ограниченных экранами) **склонов** обычно способствует увеличению потерь (западный склон Северо-Каспийского, северный склон Предуошитского НдБ), а их отсутствие — высокой сохранности (Западно-Сибирский НГБ) Нд.

Расположение основных центров аккумуляции Нд — предпочтительно как можно **ближе** к источнику массовой эвакуации УВ — **ядру** (днищу) НдБ, снижающее потери в процессе миграции УВ.

Приуроченность основных центров аккумуляции Нд к разным онтогенетическим элементам: а) к середине, на пологоскладчатых региональных антиклинальных ловушках — макроантиклиналях (НГБ Персидского залива), платформенных валах (Западно-Сибирский НГБ), рифогенно-антиклинальных сводах, мегавалах (Северо-Каспийский, Мексиканского залива НдБ), на седловинах в региональных стратиграфически экранированных ловушках (НГБ Маракайбо) или на валах (Баренцевский НдМуБ); б) к окраине — на непосредственно прилегающих к днищу крупных валах (НГБ Персидского залива, Арктического склона Аляски, Центральноевропейский), антеклизе (Западно-Сибирский НГБ); в) к кайме — на вершине сводов и антеклиз (Северо-Каспийский НдБ), крупных валах (НГБ Персидского залива, Центрально-Европейский), гидродинамически экранированной центроклинали (Западный Внутренний НГБ), региональной эрозионной ложбине (НГБ Мексиканского залива); в т.ч. на верхних

гидродинамически экранированных краях каймы (Западно-Канадский, Оринокский, Лено-Вилуйский БтНГБ); к середине, кайме и окрестности — трансэлементные центры (Каракумский газонефтяной бассейн — ГНБ).

Чем **меньше потери** Нд и их фазовых составляющих, влияющих на общее фазовое состояние бассейна, тем при прочих равных условиях **богаче** НдБ.

Благоприятное **сочетание всех факторов онтогенеза** — главная причина уникальных ресурсов УВ наиболее богатого в мире НГБ Персидского залива.

Уникальные ресурсы НдБ свойственны не только бассейнам с сочетанием уникальной же эвакуации УВ и слабых потерь нефти и газа (НГБ Персидского залива) или газа (Западно-Сибирский НГБ) на пути их миграции, но и с **малыми потерями только природного битума** у каменного края бассейна (Западно-Канадский, Оринокский БтНГБ).

Сохранение различных фазовых зон и разнофазовых уникальных скоплений связано с разными онтогенетическими элементами: а) газ, главным образом нижний газ, — середина, запечатанная надежной крышкой (особенно соленосной) в средней (соль — НдБ Персидского залива, Северо-Каспийский) или верхней кровельной (терригенная — НдБ Западно-Сибирский, Баренцевский) части НдБ, редко на надежно законсервированных окраине (Центрально-Алжирский НГБ) и кайме (Западный Внутренний НГБ), запечатанные гидродинамическим экраном кайма, середина и окрестности (Каракумский ГНБ); б) нефть — середина, сохраненная из-за малого развития вытесняющего ее нижнего газа (одноэтажных орогенных НГБ — Маракайбо, верхнего этажа НГБ пограничных — Персидского залива и окраинно-платформенных — Центрально-Европейский, как исключение, в днище двухэтажных НдБ — Северо-Каспийский), окрестности — аккумуляционная вблизи середины в случае ее большого аккумуляционного потенциала (НГБ Персидского залива, Западно-Сибирский, Сирт), кайма — в хорошо законсервированных ее частях (НдБ Персидского залива, Северо-Каспийский, Мексиканского залива); в) природный битум — кайма, отделенная от днища плоским, транзитным для нефти склоном (преимущественно гидродинамически экранированная — Западно-Канадский, Оринокский, реже попавшие в зону гипергенеза антиклинальные нефтяные скопления — Северо-Каспийский БтНГМуБ и сочетание этих двух видов скоплений — Лено-Вилуйский БтНГБ).

Сохранность ресурсов Нд — наличие **экранов**, предотвращающих потери Нд: вертикальных экранов — надежных покрышек (и, прежде всего, соленосных), особенно важных для газа; для нефти оптимальны умеренно надежные покрышки, пропускающие газ, но надежно экранирующие нефть; и латеральных гидродинамических экранов для природного битума, а также литологических и стратиграфических экранов.

В наиболее богатом Персидском НГБ с равным соотношением нефти и газа, сохранившегося соответственно в верхнем и нижнем этажах. Отсутствие или слабое развитие **битума** (НдБ Персидского залива, Северо-Каспийский) — показатель **малых потерь нефти**. В близком к наиболее богатому положению находятся Западно-Сибирский и Северо-Каспийский с закрытыми главными склонами, с хорошей сохранностью уникально (по количеству) эвакуированного нижнего газа, закрытого надежной крышкой вверх бассейна (Западно-Сибирский НГБ) или в середине бассейна (Северо-Каспийский БтНГМуБ), вытеснившего нефть до мощного аккумуляционного центра на Среднеобской (Хантейской) окраине у днища, или на Волго-Уральской кайме, определяемых закрытым типом главных склонов этих бассейнов. Нижнее положение надежной соленосной крышки, ограничивающей вертикальный прорыв высокотемпературного нижнего газа и сохранение относительно большей доли нефти, свойственно НГБ Мексикан-

ского и Гвинейского заливов. Отсутствие уникальных скоплений нижнего газа по разным причинам (ослабленная эвакуация нижнего газа, его большие потери) может быть либо относительно благоприятным фактором для малого вытеснения нефти, сохранения ее уникальных скоплений в середине (НГБ Маракайбо), либо для неоднозначно благоприятного вытеснения нефти на кайму (Северо-Каспийский БтНГМуБ), вплоть до больших ее потерь, включая почти полные (Лено-Виллюйский БтНГБ).

Согласно принятому введению *формулы онтогенетического типа бассейна*, наиболее богатые бассейны — уникально-ресурсные (У) или подгруппа Г₁ гигантско-ресурсных характеризуются сочетанием всех благоприятных онтогенетических факторов (НдБ Персидского залива, Западно-Сибирский, Северо-Каспийский) либо принадлежностью к типу Ка-6 (Западно-Канадский, Оринокский БтНГБ), ресурсы которого могут опуститься до подгруппы Г₄ (Лено-Виллюйский БтНГБ). Среди подгрупп более низких гигантско-ресурсных подразделений Г₂—Г₄ развиты НдБ разных групп: сочетания большинства онтогенетических факторов (Мексиканского залива, Центрально-Европейский), и НДн-г (Баренцевский) или НДн-н (Маракайбо).

Главные критические факторы богатства НдБ — как правило, **наличие экранов**, ограничивающих массовые потери Нд и следующие факторы для рассмотренных бассейнов:

НГБ Персидского залива — уникальная сохранность УВ, обусловленная *двумя покрывками*, обеспечивающими независимое в двух этажах формирование уникальных и суперуникальных скоплений нижнего газа в приднищевой середине, а нефти — в надднищевой середине и на окраине (в окoliце и на кайме), где был полно реализован их огромный аккумуляционный потенциал;

БтНГБ Западно-Канадский и Ориноко — *гидродинамическое экранирование верхней кромки каймы*, венчающей плоский транзитный для УВ склон с трансформацией вытесненной сюда нефти в природные битумы, хорошо консервированные, сохраненные в суперуникальных скоплениях, компенсирующих в ресурсах большие потери нефти и газа;

Западно-Сибирский НГБ — сохранение под *единственной надежной покрывкой* у кровли глубокой середины бассейна уникальных и суперуникальных скоплений прорванного сюда нижнего газа, оттеснившего нефть по латерали на *околицу*, где сконцентрированы все наикрупнейшие, в т.ч. уникальные, нефтяные скопления;

Северо-Каспийский БтНГМуБ — сохранность уникальных скоплений газа и нефти в надежно *экранированном* среднечехольной *соленосной покрывкой днище* и аккумуляция многочисленных, включая уникальное скопления нефти и суперуникального скопления природного битума в зоне гипергенического преобразования нефти, накапливавшейся благодаря огромному *потенциалу главного северного склона*, представленного каймой;

НГБ Маракайбо — *малое количество нижнего газа*, слабо вытеснявшего жидкие УВ, мигрировавшие по латерали и вертикали через ненадежные покрывки до уникальных зон нефтенакпления стратиграфически экранированного типа;

Лено-Виллюйский БтНГБ — *потеря большей части нижнего газа* из-за отсутствия надежных покрывок в середине и нефти, оттесненной на кайму (высоко поднятую, особенно на новейшем этапе) и *сохранение* уникальных скоплений *природных битумов*, образовавшихся в зоне гипергенеза из нефти; характерен дисбаланс огромной эвакуации и малой аккумуляции УВ.

В общем, богатство и фазовое состояние нефтяных бассейнов (НдБ) определяется онтогенезом и минимизацией потерь нефти, газа и природного битума. Сохранность ресурсов Нд зависит, прежде всего, от наличия вертикальных и латеральных экранов, предотвращающих потери Нд. **Вертикальные экраны** — надежные покрывки (и,

прежде всего, соленосные), особенно важные для газа; а для нефти оптимальны умеренно надежные покрывки, пропускающие газ, но эффективно экранирующие нефть. **Латеральные** гидродинамические экраны особенно важны для природного битума. К числу уникально-ресурсных НдБ (не менее 100 млрд.т Нд), помимо вертикально экранированных *двумя* соленосными покрывками НГБ Персидского залива (с нижним газом, под нижней, среднечехольной и нефтью под верхнечехольной покрывкой), или *одной* верхнечехольной глинистой покрывкой Западно-Сибирского НГБ (с вертикально перераспределенным нижним газом), относятся также латерально экранированные гидродинамическими экранами существенно битуминозные БтНГБ Ориноко и Западно-Канадский.

Подтверждается **важность онтогенетического подхода к бассейновому анализу** и эффективность применения в нем генерационно- и миграционно-аккумуляционной систем, проясняющих особенности размещения наикрупнейших, в т.ч. уникальных скоплений и их совокупностей, обеспечивающих богатство и специфику фазового состояния НдБ. Представляется необходимым в дополнение к существующим подходам *расчленять бассейны* на онтогенетические элементы с различными условиями генерации (эвакуации) УВ — массовой, ослабленной, отсутствующей и остальных факторов: миграции, аккумуляции, консервации и, что особенно важно, потерь Нд.

Таким образом, главные причины богатства НдБ — существование вертикальных и горизонтальных **надежных экранов**, предотвращающих большие потери Нд; большая **емкость днища**, обуславливающая крупномасштабную эвакуацию УВ; наличие емких положений **главных** склонов большого аккумуляционного потенциала. Решающий из критических факторов, **позволяющих отделить богатые бассейны от бедных**, — **экраны** разного типа и положения, обеспечивающие сохранность Нд и их уникальные скопления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Высоцкий И.В., Высоцкий В.И., Оленин В.Б.* Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. — М.: Недра, 1990.
2. *Кадастр* зарубежных стран, обладающих природными ресурсами нефти и газа / Науч. ред. Н.А.Калинин. — Л.: Недра, 1983.
3. *Карта* нефтегазоносности мира. Масштаб 1:15 000 000. Объяснительная записка / Науч. ред. В.И.Высоцкий, Е.Н.Исаев, К.А.Клещев и др. — М.: ВНИИЗарубежгеология, 1994.
4. *Кравченко К.Н.* Роль региональной структуры нефтяных бассейнов в размещении скоплений нефти, газа и твердых битумов на их склонах // Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: Обзор ВИЭМС. 1984.
5. *Кравченко К.Н.* Сравнительная характеристика размещения, строения, развития и нефтегазоносности Предуральского, Предверхооянского краевых прогибов, Восточно-Баренцевского и Вилькицкого мегапрогибов // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1998. № 3. С. 7—19.
6. *Кравченко К.Н.* Генерационно-аккумуляционные элементы нефтяных бассейнов // Геология нефти и газа. 1999. № 3—4. С. 54—61.
7. *Нефтегазоносность* подсольевых отложений / А.А.Аксенов, Б.Д.Гончаренко, М.К.Калинко и др. — М.: Недра, 1985.
8. *Нефтегазоносность* России / К.А.Клещев, Ю.П.Мирончев, Б.Я.Вассерман и др. — М.: ВНИГНИ, 1997.
9. *Раабен В.Ф.* Основные типы нефтегазоносных территорий мира. — М.: Недра, 1986.
10. *Региональная геология* нефтегазоносных территорий СССР / Г.А.Габриэлянц, Г.Х.Дикенштейн, И.Н.Капустин, А.А.Размышляев. — М.: Недра, 1991.
11. *Соколов Б.А., Абля Э.А.* Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. — М.: ГЕОС, 1999.
12. *Справочник* по нефтяным и газовым месторождениям зарубежных стран / Под ред. И.В.Высоцкого. — М.: Недра, 1976.
13. *Demailson W.R., Huizinga B.R.* Genetic classification of petroleum systems // AAPG Bulletin, 1991. Vol. 75. № 10. P. 1626—1643.
14. *Magoon L.B., Dow W.G. (eds).* The petroleum system — from source to trap // AAPG Memoir 60. Tulsa, 1994.
15. *Price L.C.* Basin richness and source rock disruption — a fundamental relationship // Journal of Petroleum Geology. 1994. Vol. 17. P. 5—38.

Новые направления поисков и изучения скоплений жидких углеводородов с позиций рудной геологии

С.А.АЙРАПЕТЯН, И.В.ИСТРАТОВ (ООО «ВНИИГАЗ»)

Одним из первых, кто обратил внимание на различные формы нахождения нефти в горных породах с целью выбора направлений поисков, изучения и обоснования способов разработки ее залежей, был известный геолог-нефтяник И.М.Губкин. Его отличало глубокое видение перспектив развития нефтегазодобычи в нашей стране, возможностей открытия новых месторождений как в еще неразведанных бурением регионах, так и в более глубокозалегающих отложениях «старых» районов.

Главным при изучении нефтяных месторождений И.М.Губкин считал выявление условий залегания нефти и выяснение условий образования самого месторождения. При этом он отмечал, что геологи имеют дело с очень «капризным» полезным ископаемым и им всегда недостает фактической информации для решения поставленных вопросов, поскольку изучение геологического строения нефтяных месторождений «не всегда выполняется с надлежащей полнотой и обстоятельностью» [3, с. 8]. В данной работе, опубликованной в 1916 г., он писал: «обычно удовлетворялись созданием представления о пластовых залежах нефти, или же делались предположения о гнездовидном залегании ее или даже жильном, если выяснялось, что фактический материал нельзя подвести под понятие пластовой залежи. Эти предположения часто обуславливались симпатией исследователя к тому или иному воззрению, а не фактическими данными» (с. 7). Далее И.М.Губкин отмечал: «в литературе существуют, например, указания на сильное увлечение теорией сбросов и на стремление подвести даже Апшеронские месторождения под понятие жильных месторождений нефти» (с. 7—8). Им самим была предложена классификация ловушек (залежей) со структурным, литологическим типами и выделен главный фактор их формирования — тектонический.

За прошедшие 100 лет если и не удалось прийти к единству взглядов по одному из главных теоретических вопросов — происхождению нефти, то практика поисково-разведочных работ за этот период наглядно показала наличие в недрах различных типов ловушек и залежей нефти и газа, а не только пластовых сводовых. За последние 10—15 лет появилось достаточно опубликованных работ по происхождению, методам поисков, разведки и разработки нетрадиционных скоплений углеводородных флюидов [2, 4, 5]. Здесь остановимся на новой тенденции изучения генезиса и формы залегания нефти — с позиций рудной геологии.

По В.М. Крейтеру и др., при изучении строения рудных тел выделяют следующие основные морфологические типы: жильные и жилообразные, гнездообразные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные, тела неправильной формы в карбонатах, жилы в трещинах скальвания (кливаж), штокверки (сетчатые), лестничные (в дайках), столбообразные и т.д.

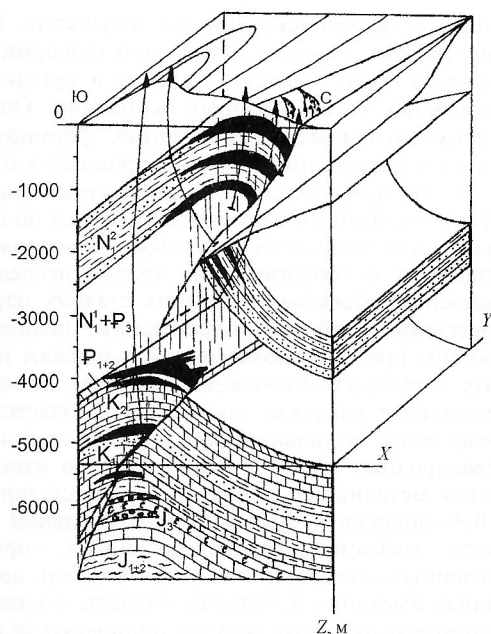
В настоящее время в старых, да и новых нефтегазодобывающих регионах привлекают внимание новые перспективные направления поисков неантиклинальных (литологических, стратиграфических, комбинированных) и нетрадиционных (связанных с зонами дилатансии — доломитизации, сульфатизации низкопроницаемых толщ горных пород, деформации и гидротермальной переработки; деформационно-бужинных, обусловленных текстурной неоднородностью глинистых толщ, а также жильного и др., характерных для строения рудных тел) типов ловушек.

Один из путей повышения эффективности геологоразведочных работ в отмеченном направлении — комплекс-

ное использование геолого-геофизических, главным образом сейсмических материалов, промысловой информации, результатов дистанционных исследований — применения специальных методов изучения земной поверхности с целью ее ранжирования по степени геодинамической активности, новейших и современных движений блоков земной коры на основе компьютерной обработки огромного массива данных по геофизическим полям и геоморфологической информации. Можно утверждать, что рельеф земной поверхности — индикатор процессов новейшей тектоники. Движения блоков фундамента часто прямо отражены в формах рельефа земной поверхности и последние, наряду с другими показателями, могут служить критерием, расшифровывающим глубинное строение земной коры. Анализ геодинамических факторов, запечатленных в структурно-тектоническом плане и формах рельефа Земли по известным методикам, позволяет с большой достоверностью выделять плективные и дизъюнктивные дислокации пластов и массивов горных пород, прогнозировать зоны мезотрещиноватости. Их изучение дает возможность уточнять протяженность, ширину и ориентировку разрывных нарушений — детализировать депрессионные зоны развития мезотрещиноватости с учетом зон «потери корреляции» на временных разрезах при выделении перспективных объектов на нефть и газ.

На рисунке изображена блок-схема Старогрозненского месторождения в стратиграфическом интервале юра—миоцен. Наглядно представлено соотношение залежей разновозрастных нефтегазоносных комплексов в вертикальном разрезе — от предполагаемых газовых «подсолевых», позднеюрских газоконденсатных «надсолевых», выявленных меловых и палеоцен-эоценовых (фораминиферовых) нефтяных до среднемиоценовых (карагано-чокракских) нефтяных (поднадвигового и взброшенного крыльев складки) включительно. Оligоцен-нижнемиоценовая (майкопская) преимущественно глинистая толща оставлена прозрачной на блок-схеме для лучшей видимости особенностей геологического строения мезозойских и кайнозойских тектонических структур. По системе дизъюнктивных нарушений нефть достигает поверхности в районе Мамакаевской балки — там находились нефтяные источники. В начале 30-х годов XX в. здесь была заложена горизонтальная штольня, уходящая в глубь Грозненского хребта, но ее проходку так и не завершили из-за сложных горно-геологических условий.

Для примера выбрано типичное нефтегазовое месторождение Грозненского района Терско-Сунженской нефтегазоносной области. Как известно, здесь большинство углеводородных скоплений приурочено к узким, линейно вытянутым антиклинальным складкам, выраженным в рельефе Терским и Сунженским хребтами субширотной ориентировки. Эти складки как в мезозойских, так и кайнозойских отложениях представлены надвиговыми структурами с криптодиapiрами глинистых образований майкопской толщи. Следует отметить, что и эта, преимущественно глинистая толща, представляющая собой классический пример нефтегазоматеринской, на ряде площадей северного склона Большого Кавказа и Предкавказья содержит в песчано-алевролитовых линзах промышленные скопления нефти, *in situ* по К.П.Калицкому (Хадыженско-Нефтегорская зона Краснодарского края). Кстати, И.М.Губкин, работая в 1910—1911 гг. в Майкопском нефтеносном районе на Нефтяно-Ширванском месторожде-



Блок-схема Старогрозненского месторождения в стратиграфическом интервале юра—миоцен

нии, выделил рукавообразный тип залежи (позже такого типа залежи — «шнурки» были обнаружены в штатах США: Канзас, Оклахома, Техас и других районах мира); известны энергичные нефтегазопроведения в скважинах Черногорской зоны на площадях Бенойской, Рошня и др. Как полагают некоторые исследователи (В.И. Коновалов и др.), майкопская толща, обладая АВПД, могла поставлять жидкие углеводороды в ловушки не только карагано-чокракские, но и верхний мел—палеоцен-эоценовые. В нетрадиционных глинистых коллекторах этой толщи — хаду-митах, строение которых аналогично баженитам и акжаритам, выявлены залежи нефти в Ставропольском крае.

Характерно, что при геологическом развитии Терско-Сунженской нефтегазоносной области ярко проявились черты разломной (блоковой) тектоники. Вследствие тангенциальных блоковых подвижек, особенно в предакчагыльскую и предантропогенную фазы тектогенеза, сформировались региональные надвиги с многочисленными опережающими разрывными нарушениями типа взбросов с крутопадающими на юг поверхностями сместителей, маркирующих коровые разломы как широтного (Терский, Краевой, Сунженский, Черногорский), так и диагонального (Датыхско-Ахловский, Аргунский) направлений. Глубинные дизъюнктивы пронизывают весь осадочный чехол названной области и уходят корнями в подфундаментную часть литосферы. Есть мнение (Б.В. Григорьянц и др.), что ведущая роль в формировании складчатости, ловушек и залежей нефти и газа принадлежит энергетике пластичных глинистых толщ — особенностям их геофлюидодинамики.

Упомянутые тектонические образования не только создали современный структурный план, но и способствовали образованию очагов нефтегазогенерации, путей миграции (перетоков), объектов аккумуляции и консервации углеводородных флюидов. Следы тектонических движений прослеживаются в виде «вертикального столба» и цепочек газонефтяных залежей. Еще С.Г. Неручев (1969), рассматривая Карабулак-Ачалукское месторождение, отмечал отсутствие следов миграции нефти вне сводов структур. Кроме названного месторождения подобные признаки отличают Алхазово-Малгобек-Вознесенское, Эльдаровское, Хаян-Кортювское, Минеральное, Брагунское, Октябрьское, Правобережное, Червленское, Северо-Минераль-

ное, а также многие газовые и газонефтяные месторождения Предгорного Дагестана — Димитровское, Махачкала, Тернаир, Гаши, Ачи-Су и др. Как правило, залежи названных месторождений находятся в ловушках [6] комбинированного типа с тектоническим, литологическим экранированием в терригенных породах-коллекторах; массивного типа — в карбонатных резервуарах, приуроченных к зонам деструкции и дилатансии. Трещиноватые зоны не всегда приурочены к сводовым частям надвиговых структур, но часто к их крыльям и периклиналям.

К примеру, Притеречная зона, связанная с северной погруженной частью Терско-Сунженской нефтегазоносной области, тяготеет к широкой террасированной долине р. Терек. Находясь в непосредственной близости к эпигерцинской платформе, тектонические структуры рассматриваемой зоны в значительной степени дислоцированы и осложнены разрывами большой амплитуды. Так, Правобережная структурная форма расположена над региональным глубинным разломом, отличавшимся активностью на поздних стадиях альпийского тектогенеза: по неогеновым и более молодым отложениям наблюдается близкое моноклиналиное залегание пластов горных пород с малоамплитудными перегибами в миоцене; меловой структурный комплекс характеризуется сильным сжатием и развитием разрывных нарушений, вертикальная амплитуда которых достигает 1000 м.

Геодинамическая активность территории, о чем свидетельствуют повышенная сейсмичность, дифференцированный характер подвижек блоковых структур земной коры (фиксируемых инструментальной съемкой), и сейчас оказывает влияние на переформирование залежей углеводородных флюидов. Палеоструктурные построения и характер получения притоков флюидов по скважинам Притеречной и Советско-Галюгаевской тектонических зон указывают на смещение сводов структур с глубиной в восточном направлении.

Выполненный анализ особенностей геологического строения и нефтегазоносности рассматриваемой области в целом и отдельных ее залежей с привлечением принципов разломной тектоники позволил уточнить определенные закономерности формирования углеводородных скоплений и разнообразить их типы, что облегчает решение задач прогноза в других аналогичных нефтегазоносных и перспективных регионах. Уже выявлены стратиформные, жильные штокверковые, массивные неправильной формы, гнездообразные, камерные жилы (часто в кавернозных полостях известняков) — почти все известные морфологические типы рудных образований найдены при изучении залежей жидких углеводородов промышленного масштаба (кроме первичных вкрапленных и точечных — микронепти, что могло бы подтвердить ее существование). Есть примеры того, что ловушки углеводородных флюидов из перечисленных типов обнаружены не только в Терско-Сунженской нефтегазоносной области Восточного Предкавказья, но и в Салымском, Красноленинском районах Западной Сибири, Юрубчено-Тохомской зоне Восточной Сибири, Днепровско-Донецкой впадине и во многих других нефтегазоносных регионах мира.

По имеющимся публикациям можно выделить два взаимно дополняющих, но отнюдь не исключающих понятия «жильных» залежей. Во-первых, выделяются приразломные жильные зоны нефтегазонакопления, жильные месторождения, жильные залежи [5], формирующиеся в виде вертикальных гирлянд в осадочном чехле над узлами пересечения глубинных разломов; во-вторых, жильные пластовые (стратиформные) залежи, не контролируемые структурным фактором (сводовым поднятием) и обусловленные неоднородностью пласта-коллектора по толщине и простиранию [2, 4]. Ловушки таких залежей возникают в

«предельно неоднородных хрупких и растворимых разностях». Почти так же, как и залежи первого типа, они «формируются вдоль сейсмически напряженных зон при пересечении ими благоприятных пород и могут быть многоэтажными» [2, с. 25]. Авторы данной работы сопоставляют механизм формирования жильных ловушек углеводородных флюидов с процессом образования рудных гидротермальных месторождений. Есть свидетельство того, что на одном из среднеазиатских месторождений ртути рабочие из шахты поднимали на поверхность полные каски жидкого металла, собранного в полостях горной породы, где аккумулировалась ртуть при миграции под влиянием в основном силы тяжести. С этой точки зрения, вероятность обнаружения газонефтяных залежей в глубокопогруженных зонах земной коры и методологические спектры их изучения существенно возрастают.

В соответствии с перечисленными выше формами нахождения рудных тел коренного залегания становится возможным прогнозировать новые типы скоплений жидких углеводородов (нефти и газоконденсата). И в этом плане полезно сопоставлять, анализировать результаты, особенности методов поисков глубинных скоплений месторождений полезных ископаемых в различных структурно-тектонических условиях по нетрадиционным направлениям. Следует также учитывать в комплексе прогнозных критериев отличительные признаковые характеристики глубокозалегающих нефтегазоносных толщ (особенно фильтрационно-емкостные качества пород-коллекторов и пород-флюидоупоров — последнее условие существенно отличает «подвижные» скопления углеводородов от «застывших» форм рудных тел), оценивать постановку бурения на технически доступные глубины с позиций экономической рентабельности дебитов и извлекаемых запасов углеводородного сырья. Комплекс поисковых методов на это сырье хорошо известен (сейсморазведка в различных модификациях, грави-, магниторазведка, электромагнитное и радиоволновое просвечивание, геохимические и аэрокосмические съемки, анализ тепловых потоков).

Эффективными с точки зрения затрат на производство геологоразведочных работ представляются определенные сейсмические методы прямого прогнозирования залежей углеводородов, емкостных характеристик пород-коллекторов и пород-флюидоупоров, развиваемые сейчас многими авторами [1]. Для создания достоверных моделей геологического строения глубокозалегающих потенциально нефтегазоносных природных резервуаров, безусловно, необходима реанимация программы параметрического бурения почти во всех известных и нефтегазоперспективных регионах и обобщение накопленного международного опыта по выделенному направлению.

Современные компьютерные технологии построения как детерминистических, так и стохастических моделей позволяют достаточно надежно прогнозировать новые объекты поисково-разведочных работ и наглядно визуализировать имеющуюся геoinформацию при выборе оптимальных решений нефтегазового производства, т.е. обязательное использование стандартного набора картографического материала в рамках существующего регламента его представления для обсуждения и отчетности на соответствующих комиссиях.

Геометризация глубокопогруженных, особенно нефтегазоперспективных объектов, имеет исключительно важное значение. Как правило, на начальных стадиях геологоразведочных работ (прогноз нефтегазоносности, оценка зон нефтегазонакопления, выявление объектов поискового бурения) при выделении объектов (ловушек) на нефть, газ и сейчас ощущается недостаток информации (на что указывал, как мы отмечали, в начале прошлого столетия, академик И.М.Губкин). Графическое моделирование осуществляется по ограниченному объемам сейсмоматериалов

и по аналогии с уже опосредованными ловушками. Между тем именно на этих стадиях у исследователя формируется геометрический образ ловушки (залежи) и признаковых полей возможных углеводородных скоплений. Ошибочность в таких мысленных представлениях, формирующих направленность дорогостоящих работ, приводит к отрицательным результатам. Залежи углеводородных флюидов могут быть не выявлены и часто не выявляются по причине неадекватности модели геологического строения.

Представление о геологической модели исследуемых нефтегазоносных объектов на ранних стадиях изучения при ограниченном объеме информации, являющееся определяющим при постановке поисковых работ на традиционных структурах-ловушках, имеющих площадное субгоризонтальное залегание продуктивных пластов, становится еще более актуальным при разведке крутопадающих углеводородных залежей. Здесь, помимо изменения сложившейся методики (с коэффициентом успешности в среднем 0,3) поисков и существенного сгущения разведочной сети, требуется бурение наклонных, «прицельно-направленных» скважин, способных подсесть на больших глубинах имеющих небольшие размеры в плане при значительном вертикальном размахе природные резервуары (коэффициент успешности, вероятно, будет еще ниже). Очевидно, что кроме увеличения стоимости геологоразведочных работ, снижения их эффективности резко возрастают значения геолого-технологических рисков обнаружения промышленных скоплений углеводородов, разработка которых обеспечивается минимальным уровнем внутренней нормы доходности. Однако имея ввиду намечающееся в обозримом будущем истощение добычи углеводородов из традиционных залежей, научное обоснование и развитие направлений поисково-разведочных работ на новые формы скоплений жидких углеводородов, безусловно, актуально и своевременно.

В этой связи еще раз подчеркнем необходимость обобщения мирового опыта моделирования сложнопостроенных объектов нефтегазоносных толщ на основе разработки классификации таких объектов, способов и методов их графической визуализации, соответствующих программных средств. Аппроксимация подобных объектов должна проводиться определенными объемными геометрическими образами [7, 8], наиболее точно отображающими форму изучаемого геологического тела, к которому приурочено скопление углеводородных флюидов и форму самого скопления, его соотношение со смежными геологическими образованиями и естественное положение в признаковом многомерном пространстве.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ампилов Ю.П., Артс Р. Применение анализа сейсмических параметров для исследования природных резервуаров углеводородов. — Мурманск: Север, 2000.
2. Белкин В.И., Медведский Р.И. Жильный тип ловушек нефти и газа // Советская геология. 1987. № 9. С. 25—34.
3. Губкин И.М. К вопросу о задачах и методах исследования нефтяных месторождений // Избранные сочинения. М.—Л., 1953. Т. 2. С. 7—10.
4. Жильный тип ловушек углеводородов / В.И.Белкин, Р.И.Медведский, И.А.Аббасов. Обзорная информация. Сер. Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. М., 1988. Вып. 12.
5. Зоны нефтегазонакопления жильного типа / В.П.Гаврилов, Б.В.Григорьянц, П.И.Дворецкий и др. — М.: Недра, 2000.
6. Лотиев Б.К., Истратов И.В. Ловушки нефти и газа Восточного Предкавказья (Генезис, морфология, стратиграфическая приуроченность) // Сб. науч. тр. Грозный, 1987. Вып. 4. С. 24—27.
7. Стерленко Ю.А., Истратов И.В., Андреев В.М. Выбор геометрических форм аппроксимации тела залежи (ловушки) при геологоразведочных работах на нефть и газ // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 2. С. 139—142.
8. Шарданов А.Н., Истратов И.В. Многофакторная геометризация процессов геофлюидодинамики и нетрадиционных типов ловушек (залежей) нефти и газа // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1993. № 1. С. 13—17.

Скрытые свинцово-цинковые месторождения Садонского рудного района: открытия и перспективы

М.М.КОНСТАНТИНОВ (ЦНИГРИ), В.Т.БИТАРОВ (ГРП «Цветметразведка»), Н.П.ВАРГУНИНА, С.Г.ГОРДЕЕВ (ЦНИГРИ), К.В.ДАВЫДОВ (ГРП «Цветметразведка»), В.А.ДАНИЛЬЧЕНКО (ЦНИГРИ), И.Г.КУЛАЕВ (ФГУ ГП «Севосгеологоразведка»), Х.Х.ЛАЙПАНОВ, Б.Ю.ОРЛОВ (ЦНИГРИ)

Выявление скрытых рудных месторождений достаточно редкое событие в геологической практике. В Садонском рудном районе благодаря сочетанию научно обоснованного прогноза, целеустремленных поисков и настойчивой деятельности геологов Северной Осетии по оценке перспективных площадей были выявлены скрытые свинцово-цинковые месторождения и доказана их промышленная значимость.

Садонский свинцово-цинковый рудный район расположен на Северном склоне Большого Кавказа, в пределах республики Северная Осетия—Алания. Геологии района и строению слагающих его свинцово-цинковых месторождений посвящена обширная литература [2, 5 и др.]. В целом район приурочен к антиклинорной структуре субширотной ориентировки, в ядре которой наблюдаются палеозойские граниты, последовательно обрамленные юрскими вулканическими, песчаниково-глинистыми толщами и известняками. Известняки образуют на севере Скалистый хребет (рис. 1).

Поперечные антиклинали разломы близмеридионального простирания различной протяженности выполнены свинцово-цинковой минерализацией и составляют ряд месторождений. В настоящее время эти месторождения почти полностью отработаны — Садонское, Згидское, Архонское, Холстинское и другие, более мелкие.

Интенсивные геологоразведочные и горно-добычные работы, проводимые в 60—70-е годы, определялись необходимостью обеспечения сырьевой базой завода «Электроцинк» в г.Орджоникидзе (сейчас Владикавказ). При

этом допускалось даже существование «планово-убыточных» предприятий. За прошедшие десятилетия проводилась не только разведка месторождений, но и детальные геологические съемки, разнообразные специализированные исследования. Обстоятельно и с применением современных методов изучались отдельные месторождения до тех пор пока они не были полностью отработаны.

В 1958 г. Г.Д.Ажгирей обосновал важность выявления скрытых месторождений, которые он связывал с поперечными дислокациями [1]. К первоочередным перспективным участкам он относил участок Джими на восточном погружении антиклинальной структуры.

М.М.Константинов [3] установил наличие благоприятного вертикального палеоуровня рудоотложения, на котором сочленяются апикальные части палеозойских гранитов и перекрывающие их эффузивные толщи. В результате был выделен ряд перспективных площадей, в частности область западного погружения Кионского поднятия (рудопоявление Гаудор) и обширная территория к востоку от месторождения Холст.

Заслуга в практическом «прорыве» в проблеме скрытого оруденения принадлежит геологу А.К.Коваленко, который в 1962 г. добился проходки штольневых разведочных горизонтов по жиле Южная на Восточном фланге Архонского месторождения. Эта рудная жила на поверхности не была зафиксирована, на глубине 50 м она представлена слабоминерализованной трещиной, на глубине 100 м промышленным рудным телом мощностью 1—2 м с содержанием Pb+Zn около 10%. В 90-х годах поисково-оценочные

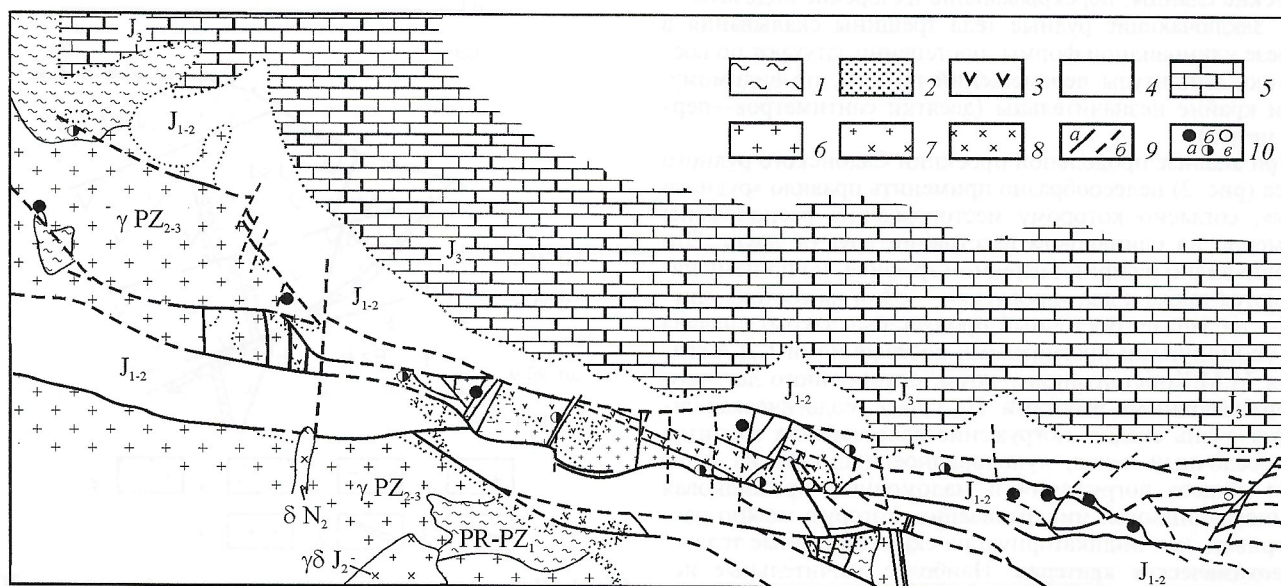


Рис. 1. Схема геологического строения Садонского рудного района и прилегающих территорий:

1 — кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты докембрия—нижнего протерозоя; 2 — кварциты карбона; 3 — покровы альбитофиров нижней юры; 4 — глинисто-алевролитовая толща нижней—средней юры; 5 — известняки верхней юры; 6 — граниты среднего—позднего палеозоя; 7 — гранодиориты средней юры; 8 — диориты плиоцена; 9 — разрывные нарушения (a — достоверные, b — предполагаемые); 10 — свинцово-цинковые месторождения и проявления (a — выходящие на поверхность, b — частично скрытые, в — полностью скрытые)

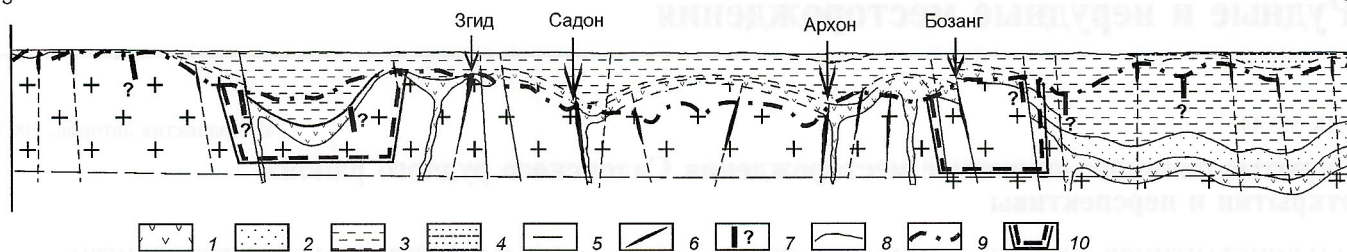


Рис. 2. Продольный разрез Садонского рудного района:

1 — эффузивы андезит-дацитового состава садонской свиты нижней юры; 2 — песчаники плинсбахского яруса; 3 — глинистые сланцы тоарского и ааленского ярусов; 4 — аргиллиты и песчаники байосского яруса; 5 — нижний уровень распространения минерализации; 6 — участки рудных концентраций; 7 — предполагаемые участки рудных концентраций; 8 — предполагаемая дорудная поверхность; 9 — современный уровень эрозионного среза; 10 — контуры перспективных зон; остальные условные обозн. см. рис. 1

и геологоразведочные работы в пределах Джимидонского рудного поля (В.Т.Битаров, К.В.Давыдов, А.А.Кучиев и др.) позволили выявить и разведать скрытые месторождения Джими и Бозанг с суммарными запасами Pb+Zn около 170 тыс.т.

Следовательно, задача выявления скрытых свинцово-цинковых месторождений — первоочередная для данного рудного района.

Геолого-структурные критерии. Имеющиеся к настоящему времени данные об условиях локализации месторождений, непосредственно связанные с прогнозом скрытых объектов, сводятся к следующему.

1. Месторождения сформировались на глубинах 1—1,5 км от палеоповерхности (имеется в виду их предкелловейский возраст).

2. Вертикальный интервал промышленного оруденения составляет 0,5—1 км, достигая 1,5 км (Садонское месторождение).

3. Скрытые месторождения расположены в области восточного погружения Садоно-Унальской антиклинали и приурочены к местам ундуляции ее шарнира.

4. Месторождения контролируются разломами близмеридионального простирания, поперечными складчатой структуре.

5. Рудомещающие — палеозойские граниты, кристаллические сланцы, перекрывающие их юрские андезиты.

6. Закрывающие рудные тела трещины скалывания в разрезе клиновидной формы, постепенно затухают по востанию, амплитуды перемещений по ним, по-видимому, были крайне незначительны (десятки сантиметров—первые метры).

При анализе продольной проекции Садонского рудного пояса (рис. 2) целесообразно применить правило «рудного шага», согласно которому месторождения расположены примерно на одинаковом расстоянии друг от друга. Это хорошо видно на представленном графике, но по нему намечаются также и два «пропуска» — один на востоке, другой — на западе. Восточный пропуск был закрыт сначала уже упомянутыми прогнозными построениями Г.Д.Ажигиря и М.М.Константинова, затем, спустя много лет, геологоразведочными работами. На западе геологическая ситуация очень сходна: погружение палеозойских гранитов под осадочный чехол, куполовидное поднятие на фоне этого общего погружения и маломощная прожилковая свинцово-цинковая минерализация, которую можно рассматривать как индикаторную на скрытые рудные тела.

Геохимические критерии. Наиболее значительные исследования в области поисковой геохимии принадлежат М.З.Кайтукову, А.И.Рычкову и Н.Н.Трофимову. Они обосновали геохимический ряд вертикальной зональности и разработали обобщенную модель литохимических ореолов [6].

Уже упоминавшаяся жила Южная Архонского месторождения — эталонное скрытое рудное тело — много-

кратно и детально изучена различными минералогическими и геохимическими методами [4]. Однако ответа на основной вопрос практики — фиксируется ли это рудное тело геохимическими методами на поверхности — получено не было. Профиль вкрест простирания рудного тела, пройденный нами в 2000 г. по поверхности, дал положительные результаты: рудное тело четко фиксируется комплексной аномалией Pb, Zn, Cu, Ag (рис. 3) — основными компонентами руд, а также Ag и В. Серия профилей, пройденных вкрест простирания скрытого рудного тела Бозанг (масштаб 1:10 000), с отбором проб через 100 м, показала сложную картину распределения аномалий на площади рудного поля без четкой привязки к основному

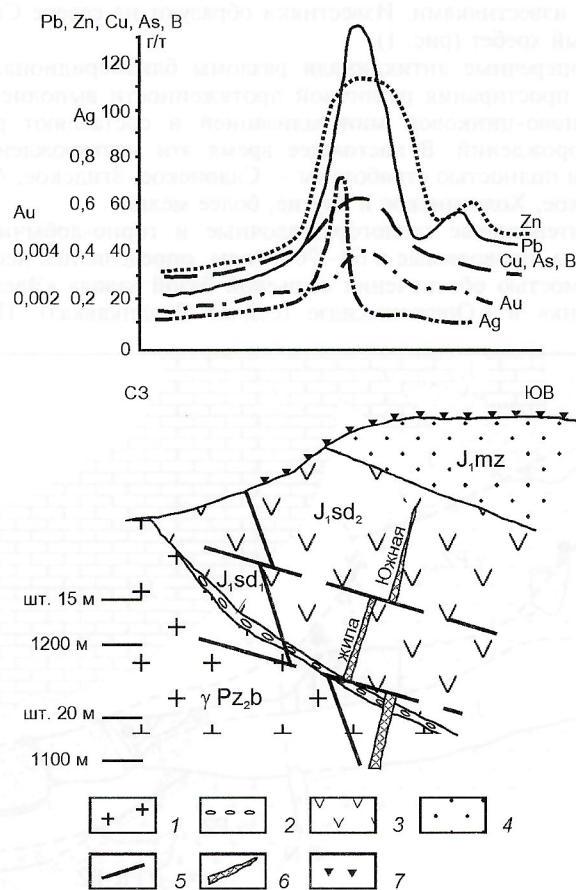


Рис. 3. Шлихгеохимические ореолы в надрудной части жилы Южная, месторождение Архон:

1 — граниты Белореченского комплекса (γPZ_2b); 2 — садонская свита, нижняя подсвита (J_{1sd1}): конгломератовый горизонт; 3 — садонская свита, верхняя подсвита (J_{1sd1}): покровные андезиты и альбитофиры; 4 — мизурская свита (J_{1mz}): песчаники; 5 — тектонические нарушения; 6 — рудные жилы; 7 — точки отбора литохимических и металлогeoхимических проб

рудному телу. Объясняется это, вероятно, с одной стороны, большой глубиной верхней кромки скрытого рудного тела, находящегося на глубине около 150 м от современной поверхности, с другой, — возможным проявлением параллельных, еще не вскрытых рудных тел. В результате геохимических исследований, проведенных на месторождении Бозанг, разработаны следующие прогнозно-поисковые критерии скрытого кварц-полиметаллического оруденения.

1. Вторичные и первичные ореолы комплексного состава. Ряд элементов, составленный по кларкам концентрации и характеризующий проявление рудной минерализации: Pb, Zn, As, Ag, (100 и более)—Cu, Sn (10—90)—W, Bi, Mn, Co, Au (2—9)—Cr, V, Ni, Ti (1—2)—Mo, Ga, P, Sr, B, Nb (менее 1).

2. Ряд элементов, характеризующий надрудную часть ореольного пространства: As, Bi ($n=10$)—Pb, Zn, Cu, Sn, W, Ag, Cr, V (2—9)—Au, Co, Mn, Ni, Ti, Ba, B, Mo (1—2)—P, Ga, Y, Sr (менее 1).

3. Мультипликативные показатели Pb-Zn-Cu или Pb-Zn-Cu-Ag-Bi, позволяющие по значениям соответственно 10 или 100 оконтуривать площади, перспективные на выявление скрытого оруденения.

4. Коэффициент зональности Ag-Pb-B/Co-Ni-Mo позволяет оценивать уровень эрозийного среза прогнозируемого оруденения.

Таким образом, геохимическое картирование может быть использовано для выявления перспективного участка со скрытым оруденением, а в оптимальном случае — выявления конкретного рудного тела. Определенные перспективы связаны с проведением изотопно-геохимических исследований. Согласно определениям В.И. Устинова, изотопный состав кислорода кварца в надрудной части месторождения Бозанг составляет от -5 до $-6,3\text{‰}$, тогда как кварц продуктивного интервала характеризуется $\delta^{18}\text{O}$ от $-1,5$ до -2‰ .

Минералогические критерии. На уже упоминавшемся месторождении Бозанг, свинцово-цинковые руды которого заключены в палеозойской амфиболитовой толще, детальными наблюдениями удалось зафиксировать зону окисления сульфидов. Среди них преобладают оксиды и гидроксиды железа и марганца, карбонаты тяжелых металлов (смитсонит, церрусит, малахит), барит и кварц с пустотами выщелоченных сульфидов и карбонатов.

В рудном интервале преобладают высокие свинцово-цинковые отношения 1,4—6 и более. Верхняя граница распространения оруденения фиксируется по резкому сокращению роли и выклиниванию продуктивной ассоциации, а также преимущественному развитию пиритсодержащих ассоциаций, нижняя связана с уменьшением относительной роли продуктивной ассоциации и зональным переходом ее в пирротин и арсенопиритсодержащие, а также полевопшпатсодержащие жилы с редкометалльным оруденением.

Нижняя граница распространения свинцово-цинкового оруденения на Джимидонском месторождении приурочена к зоне контакта амфиболитов и кристаллических сланцев буронской свиты с гранитоидами, что необычно для такого рода оруденения садонского типа. Здесь основная рудная минерализация расположена в гранитоидах улукамского комплекса. Скорее всего подобная ситуация может быть обусловлена наличием в этой зоне среднеюрских гранит-порфиров, с которыми парагенетически связана эндогенная минерализация.

Главный рудный минерал месторождения Бозанг — сфалерит. По содержанию железа (6—12%) оно отвечает второй продуктивной генерации садонского типа и отличается относительно повышенными (почти в 2 раза) содержаниями марганца, высокими меди (1% и более). Повышен-

ные содержания ртути отмечены также в жильных и рудных минералах (галенит, пирит, кварц, пирротин).

При сравнении надрудного и рудного уровней минерализации наиболее интересны и информативны минералогическо-геохимические данные, по которым определяются элементы-примеси в кварцах и пиритах различных уровней. Прежде всего, следует отметить широкий круг рудных и попутных элементов-примесей, объединяющих Zn, Pb, Cu, Ag, W, Mo, Se, Hg, As и др. (таблица).

Рудный и надрудный уровни различаются содержанием и соотношением рудных и сопутствующих элементов в различных минералах, а также некоторых петрогенных элементов (Mn, Ti, Cr и др.). Содержания в кварце Au, Ag, Se относительно постоянны, промышленные содержания на надрудном уровне в кварцах отмечены для Ba, Hg, Mo, W, Co, Sb. Относительно повышены содержания в кварце Mn, As. Необычно велики содержания в кварце Ti (до 2,6%), что, вероятно, характеризуется высокими содержаниями Ti в рудовмещающих измененных породах буронской свиты.

В пиритах на рудном уровне отмечены высокие содержания в первую очередь рудных и сопутствующих элементов: Zn, Pb, Cu, Au, Ag, Mn, W, Mo, Sb, Se, As, Co, Ni и др. Для надрудного уровня характерно резкое снижение содержаний в пиритах рудных и сопутствующих элементов и увеличение бария, необычны также высокие содержания титана в пиритах как рудного, так и надрудного уровней (соответственно 1,25 и 1,37%).

Надрудные метасоматические образования представлены кварц-гидрослюдисто-серицитовыми метасоматитами. Положение их над месторождением Бозанг в общих чертах согласуется с известными обобщенными схемами вертикальной рудно-метасоматической зональности в вулканогенных областях и позволяет предполагать в них возможность локализации золото-серебряного типа минерализации, который обычно сменяется с глубиной серебро-свинцово-цинковым и свинцово-цинковым оруденением.

Сравнительные оптические и рентгено-структурные исследования хлоритов из околорудных пород, прожилковых образований рудного и надрудного уровней показали, что на рудном уровне развиты преимущественно железистые хлориты, а на надрудном — магнезиально-железистые.

Геофизические критерии. В пределах месторождения Бозанг нами были проведены измерения методом частотных электродзондирований (ЧЭЗ) (в варианте срединного градиента ЧЭЗ-СГ) вкост простирания рудоносной структуры по пяти профилям в масштабе 1:10 000. Предельная глубина исследований составила 150—250 м. На всех геоэлектрических разрезах просматривается горизонт пониженных сопротивлений на глубинах 100—150 м от поверхности, отражающий, возможно, пологое тектоническое нарушение. Рудная зона Бозанг повсеместно проявляется или как узкая вертикальная полоса пониженных сопротивлений, или ее можно узнать по отчетливо выраженному горизонтальному градиенту, который, по-видимому, усилен влиянием рудовмещающих тектонических нарушений (рис. 4). Подобные нарушения отмечены четкими субвертикальными зонами пониженного ϵ_k или линиями, ограничивающими высокоомные блоки. Были проведены геофизические работы по ЧЭЗ-профилированию в пределах Гаудорского рудного поля. Площадь проведения работ 0,5 км², в центральной части рудопроявления по сети 50×100 м в варианте заземленного кабеля длиной 950 м. Диапазон использованных частот от 40 кГц до 39 Гц с коэффициентом деления 2.

В результате этих работ в осевой части Гаудорской антиклинали была прослежена отчетливая субширотная зона пониженных сопротивлений, характеризующаяся крайне

Схематическая минералогическая модель скрытого свинцово-цинкового оруденения рудной зоны Бозанг Джамидонского месторождения

Уровни минерализации и их протяженность по вертикали, м	Минеральная зональность	Типоморфные элементы рудного процесса		Сопутствующие рудному процессу элементы-примеси в рудных и жильных минералах	Pb:Cu:Zn	Минералогический признак жильных и рудных минералов		
		Привнесенные	Переотложившиеся			Кварц, г/т	Пирит, г/т	Прочие
Надрудный 200—350	Гидроксиды и оксиды железа и марганца, смитсонит, церусит, малахит Кварц, кальцит, хлорит магнетитово-железистый, гидрослюда, серицит, адуляры, барит, алузит (?) пирит	H ₂ O, O, CO ₂ K, Cl, CO ₂ , Hg, Sb, As, Se, Ba, Au, Ag, Ir, W	Si, Fe, Mg, Mn, Na, Ca, Ti, Cr, Co	U, Ta, Sc, Rb, Cs, Sr, Zr, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Yb, Hf, Lu, Tb и др.	От 5:5:1 до 10:5:1	Au 40 мг/т Ag 6,9 Ba 281 Hg-12,0 Mn 280 W 17 Mo 31 Sb 18 Se 18 As 23 Cr 20 Co 12 Ti 26 000	Au 0,13, Ag 1 Ba 1554 Hg<1 Mn 1430 W 18 Mo 17 Sb 6 Se 2 As 198 Cr 20 Co 12 Ti 13 700	Основные рудные минералы проявлены слабо или отсутствуют
Рудный 250—400	Кварц, хлорит железистый, серицит, мусковит, альбит, карбонаты Mg, Fe, Mn-содержащие, альбит, калиевый полевой шпат, турмалин, актинолит, биотит, пироксен, кнебселит Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин, арсенипирит, шеслит	K, Cl, Sr, B, CO ₂ , S Zn, Pb, Cu, Ag, Cd, Au, W, Se, As, Au	Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca Ti, Cr, Ni, Co		От 7:1:3 до 2:1:8	Au 50 мг/т Ag 6 Ba 156 Hg-2,6 Mn 530 W 4 Mo<5 Sb 7,1 Se 16,7 As 1380 Cr 20 Co 4 Ni<100 Ti 380	Au 0,83 Ag 87 Ba 767 Hg<1 Mn 7090 W 39 Mo 31 Sb 59 Se 68 Co 679, As 430, Se 23, Mo 2450, W 10, Au 0,18, Ag 0,18, Zn, Pb, Cu<1%	<i>Сфалерит:</i> Fe 6,6—12,9% Mn 730—7980 г/т <i>Халькопирит:</i> Au 0,12, Ag 482, As 5020, Ti 5630, Se 86, W 42, Mn 7090 <i>Арсенипирит:</i> Au 0,52, Co 280, Sb 410, Mn<100 <i>Пирротин:</i> Co 679, As 430, Se 23, Mo 2450, W 10, Au 0,18, Ag 0,18, Zn, Pb, Cu<1%

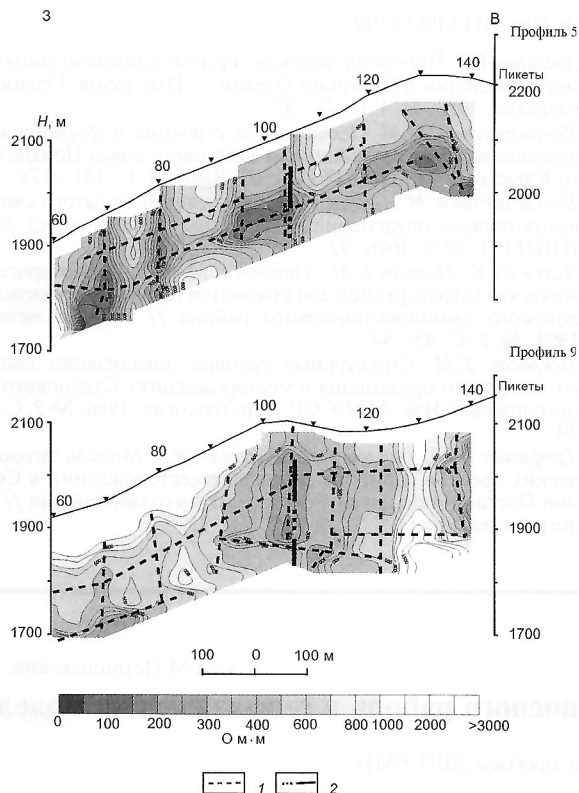


Рис. 4. Геоэлектрические разрезы по ЧЭЗ-профилям через северную и центральную части рудной зоны Бозанг:

1 — предполагаемые разрывные нарушения, границы блоков и ярусов; 2 — рудная зона Бозанг

неравномерной шириной, достигающей 150 м на западе, сужающейся до 50 м в центральной части и к востоку вновь расширяющейся до 80 м. Ее длина составила около 800 м. Однако не исключено, что данная зона имеет гораздо более значительную протяженность. Наблюдается она на глубину более 250 м и имеет значительно большие параметры, чем аналогичная зона, выявленная на площади рудной зоны Бозанг. Отмечено, что минерализованные зоны центральной части рудопроявления или расположены в пределах этой аномалии (восточная часть), или попадают в ее фланговые части (центральная часть).

Под руководством К.В.Давыдова, используя методы ВЭЗ-ВП, А.И.Швец (ФГУП «Кавказгеолсъемка») исследовал ряд близмеридиональных зон повышенной проводимости, одна из которых — разведанное рудное тело месторождения Бозанг (рис. 5). Эти зоны прослежены по простиранию до отрогов хр.Скалистый, и есть основание предполагать, что они представляют собой региональные зоны сближенных разрывных нарушений, часть из которых связана с локализацией свинцово-цинкового оруденения. Совмещение разрывов с геохимическими и минералогическими данными, детализация и расшифровка на глубину методом ЧЭЗ, вероятно, и представляют в сово-

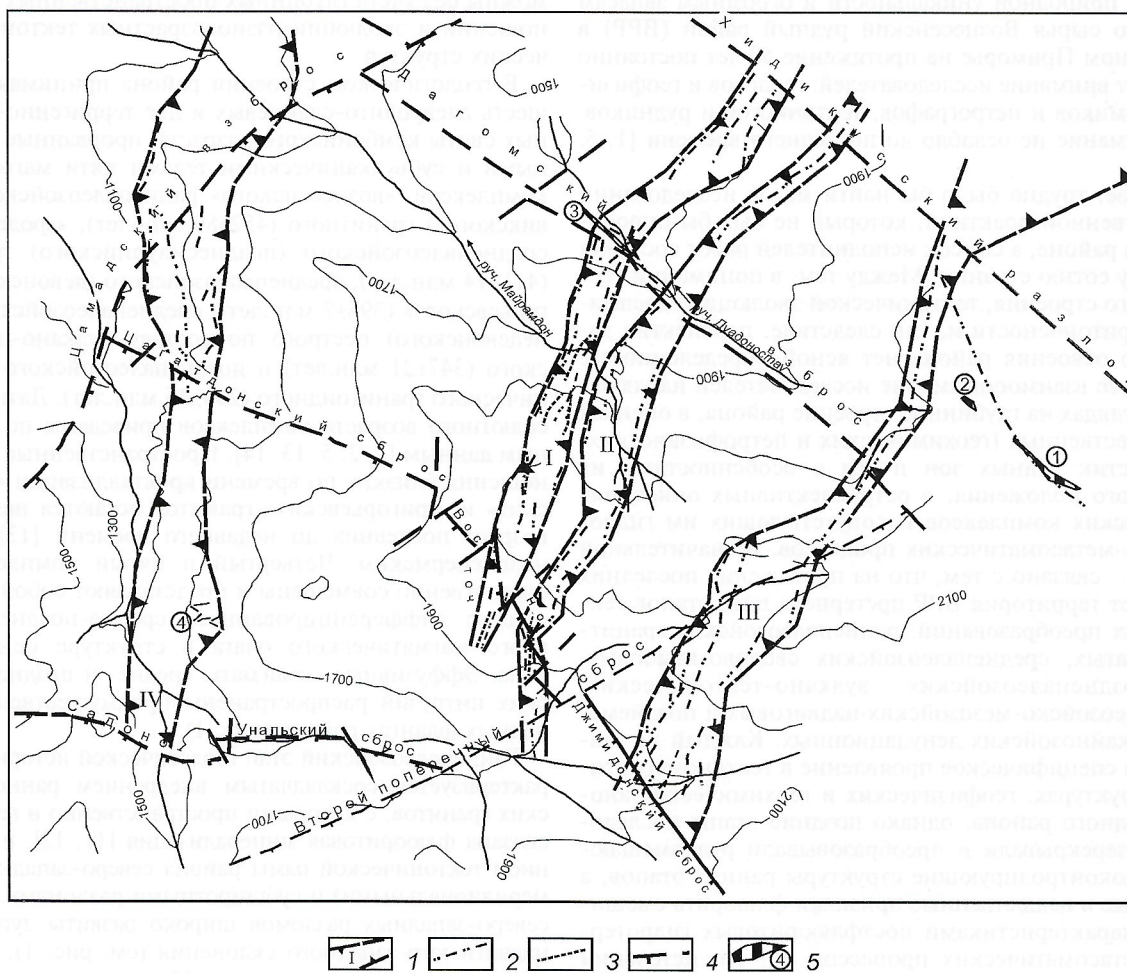


Рис. 5. Схема Джамидонского рудного поля с выявленными аномалиями СГ-ВП, Э.И.Давыдова, С.Б.Лясковский, А.И.Швец, 2001:

1 — границы рудных зон, выделенных по совокупности геолого-геофизических данных (I — Бозанг, II — Цагарсар, III — Восточно-Джамидонская, IV — Каднукт-Ахшартырагская); 2 — положение осей геофизических аномалий Фвп СГ-ВП рудной природы; 3 — положение осей аномалий МЗ-ВП; 4 — основные тектонические нарушения; 5 — контуры наиболее крупных рудопроявлений (цифры в кружках: 1 — Кора, 2 — Верхний Дагом, 3 — Нижний Дагом, 4 — Урахом)

купности тот эффективный поисковый комплекс, который позволяет выявлять объекты скрытого типа для оценки их с помощью буровых и горных работ.

Таким образом, намечается следующая трехстадийная реализация задач прогноза, поисков и выявления скрытых свинцово-цинковых месторождений.

1. Региональные структурные построения, в которых остается место для анализа гравиметрических и магнитометрических данных, палеовулканических реконструкций и т.д.

2. Постановка на перспективных участках комплекса минералого-геохимических и электрофизических исследований.

3. Заверка выявленных аномалий (предположительно скрытых месторождений) буровыми и горными работами.

В заключение подчеркнем, что решение сложных задач современной рудной геологии возможно только объединенными и скоординированными усилиями научных и производственных коллективов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ажгирей Г.Д. Проблема поисков скрытых свинцово-цинковых месторождений в Северной Осетии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 4. С. 73—83.
2. Константинов М.М. Особенности строения и формирования рудоносных структур свинцово-цинкового пояса Центрального Кавказа // Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 75. С. 151—178.
3. Константинов М.М. Факторы локализации скрытого свинцово-цинкового оруденения Садонского рудного пояса // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 99.
4. Ляхов Ю.В., Поздеев К.М., Тиболов С.М. и др. Термобарогеохимическая модель рудной зональности и оценка перспектив Садонского свинцово-цинкового района // Руды и металлы. 1994. № 2. С. 45—54.
5. Некрасов Е.М. Структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения в месторождениях Садонского рудного пояса // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1966. № 2. С. 20—40.
6. Трофимов Н.Н., Рычков А.И., Дьяконов В.В. Модель литохимических ореолов свинцово-цинковых месторождений в Северной Осетии и поиски глубокозалегающего оруденения // Геология и разведка. 2001. № 3. С. 71—75.

УДК 550.831:553.3(571.63)

© А.М.Петрищевский, 2003

Тектоническая история Вознесенского флюоритоносного района в геофизических моделях

А.М.ПЕТРИЩЕВСКИЙ (Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН)

Благодаря природной уникальности и огромным запасам фтористого сырья Вознесенский рудный район (ВРР) в юго-западном Приморье на протяжении 50 лет постоянно привлекает внимание исследователей: геологов и геофизиков, геохимиков и петрографов, тектонистов и рудников. Такое внимание не ослабло до последнего времени [1, 5, 14].

Наверное, трудно было бы найти метод исследований из отечественной практики, который не был бы опробован в этом районе, а список исполнителей работ составил бы не одну сотню страниц. Между тем, в понимании геологического строения, тектонической эволюции, масштабов флюоритоносности и, как следствие, перспектив дальнейшего освоения района нет ясной определенности. Наименьшее взаимопонимание исследователей наблюдается во взглядах на глубинное строение района, в оценках связи вещественных (геохимических и петрофизических) характеристик рудных зон и тел с особенностями их структурного положения, в ретроспективных описаниях магматических комплексов и сопутствующих им гидротермально-метасоматических процессов. В значительной мере это связано с тем, что на протяжении последних 450 млн. лет территория ВРР претерпела пять этапов тектонических преобразований: раннепалеозойских гранитно-складчатых, среднепалеозойских сводово-глыбовых, средне-позднепалеозойских вулканотектонических, позднепалеозойско-мезозойских надвиговых и позднемезозойско-кайнозойских денудационных. Каждый из этапов нашел специфическое проявление в тектономагматических структурах, геофизических и геохимических аномалиях рудного района, однако поздние этапы последовательно перекрывали и преобразовывали рудовмещающие и рудоконтролирующие структуры ранних этапов, а структурные и вещественные признаки флюорита смешивались с характеристиками постфлюоритовых гидротермально-метасоматических процессов [9]. По истечении десятков лет безрезультатных поисков (последние рудные тела на Березянском флюоритовом проявлении были выявлены здесь литогеохимической съемкой в 1978 г.) становится ясно, что дальнейшая разработка поисковых признаков флюорита и прогнозная оценка ВРР невоз-

можны без учета глубинных пространственных взаимоотношений и эволюции разновозрастных тектономагматических структур.

В геологическом строении района принимают участие шесть алеволито-сланцевых и две терригенно-карбонатных свиты кембрийского возраста, прорванные интрузивными и субвулканическими телами пяти магматических комплексов: «вознесенского» раннепалеозойского (ордовикского) гранитного (452 ± 80 млн. лет), «гродековского» среднепалеозойского (позднесилурийского) гранитного (411 ± 14 млн. лет), среднепалеозойского (девонского) «григорьевского» (395 ± 7 млн. лет), среднепалеозойского (позднедевонского) пестрого по составу вулканоплутонического (347 ± 21 млн. лет) и позднепалеозойского субвулканического гранитоидного (250 ± 45 млн. лет). Датировки абсолютного возраста комплексов приведены по обобщенным данным [1, 2, 5, 13, 14]. Пространственные взаимоотношения близких по времени кристаллизации «гродековских» и «григорьевских» гранитов остаются неясными, а возраст последних до недавнего времени [13] считался позднепермским. Четвертый и пятый комплексы пространственно совмещены и представляют собой продукты общего дифференцированного средне-позднепалеозойского магматического очага в структуре центрального типа. Эффузивные комагматы средне- и позднепалеозойских интрузий распространены преимущественно на западных флангах района (рис. 1).

Раннепалеозойский этап геологической истории ВРР характеризуется складчатым внедрением раннепалеозойских гранитов, с которыми пространственно и генетически связана флюоритовая минерализация [11, 12], и оформлением тектонической рамы района северо-западными (субмеридиональными) и субширотными разломами. В составе северо-западных разломов широко развиты дугообразные надвиги юго-западного склонения (см. рис. 1), пологие в приповерхностной части ($45\text{—}50^\circ$) и крутые на глубине ($80\text{—}85^\circ$). К более позднему времени относятся поперечные (северо-восточные) диагональные разломы сбросового и сбросо-сдвигового характера, часто нарушающие северо-западные разломы, дайки и гранитные апофизы [12].

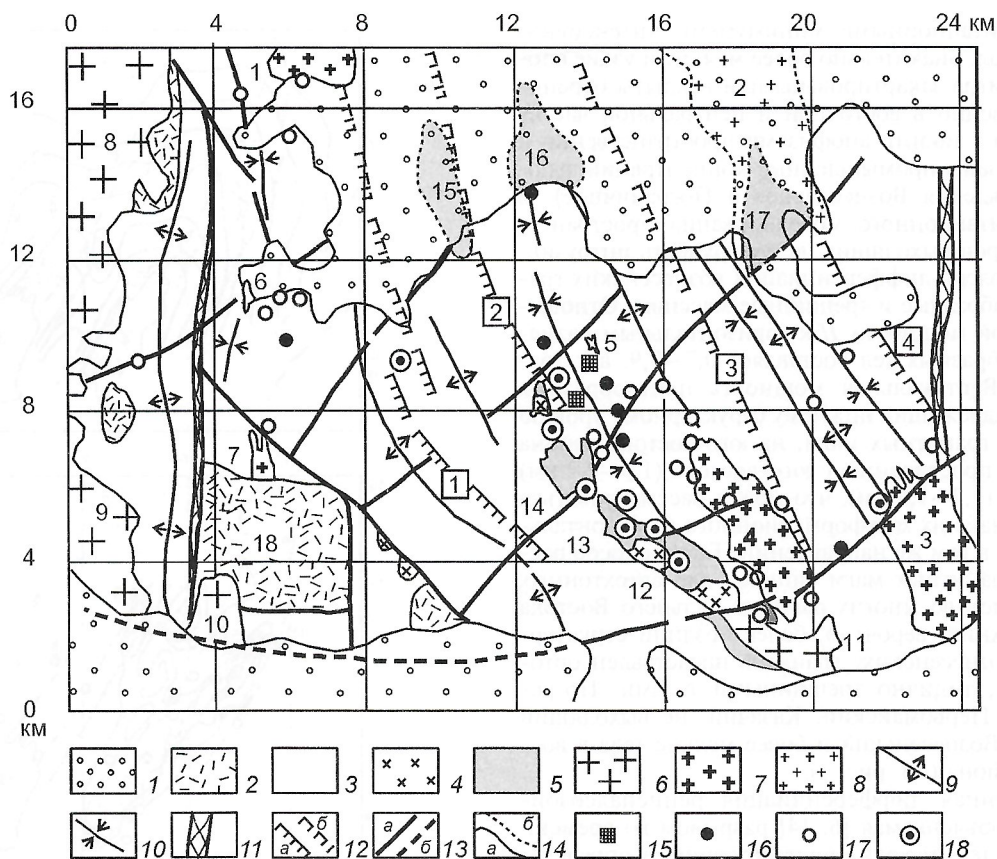


Рис. 1. Геологическая схема Вознесенского рудного района, в условных координатах:

1 — четвертичные отложения; 2 — среднепалеозойские эффузивы; 3 — кембрийская карбонатно-терригенная толща; 4 — позднепалеозойские гранитоиды; 5 — среднепалеозойские габбро- и диорит-монциты; 6 — среднепалеозойские граниты; раннепалеозойские «вознесенские» граниты: 7 — на поверхности, 8 — под четвертичными отложениями; оси складок: 9 — антиклинальных, 10 — синклинальных; 11 — зоны дробления и тектонической трещиноватости; 12 — надвиги на поверхности (а) и под четвертичными отложениями (б); 13 — прочие разломы на поверхности (а) и под четвертичными отложениями (б); 14 — геологические границы на поверхности (а) и под четвертичными отложениями (б); 15 — месторождения флюорита; рудопроявления: 16 — флюорита, 17 — олова, 18 — полиметаллов, железа и вольфрама; интрузивные массивы: раннепалеозойские гранитные: 1 — Первомайский, 2 — Безымянный, 3 — Абрамовский (этот массив называют еще Чихезским [14] или Чапаевским [12]), 4 — Ярославский, 5 — Пограничный, 6 — Казачий; 7 — Южно-Первомайский; среднепалеозойские гранитные: 8 — Гродековский, 9 — Григорьевский, 10 — Юго-Западный, 11 — Южный; среднепалеозойские диорит(габбро)-монцитовые: 12 — Липовый, 13 — Лисий, 14 — Москаленко, 15 — Березянский, 16 — Восточно-Березянский, 17 — Партизанский; 18 — Дальзаводской палеовулкан; надвиги (цифры в квадратах): 1 — Насыровский, 2 — Центральный, 3 — Ярославский, 4 — Восточный

Пликативные, разрывные и магматические дислокации раннепалеозойского тектонического этапа имеют преобладающие линейные северо-западные ориентировки (см. рис. 1), при этом складчатые структуры в геофизических аномалиях непосредственно не проявлены, а тектонические и магматические контакты хорошо отражены в гравитационных аномалиях северо-западного (в западной части района — меридионального) доминирующего простирания. Слабо дифференцированные магнитные аномалии ВРР ориентированы преимущественно в том же направлении, однако картировочные возможности этих аномалий при изучении глубинных структур весьма низкие: знакопеременные аномалии приконтактового типа оторачивают крупные массивы гранитов (Ярославский, Абрамовский, Гродековский), а слабopоложительные наблюдаются в пределах или на контактах субвулканических габброидов (Партизанский, Березянский, Москаленко, см. рис. 1). Полосовые аномалии обоих знаков, обусловленные проработкой разломов гидротермами и дайками, эпизодически идентифицируются только при детальном магнитных съемках (масштаб 1:10 000 и крупнее). Поскольку большинство раннепалеозойских разломов неоднократно обновлялось поздними тектономагматическими процессами, использование магнитных аномалий при расшифровке структур первого тектонического этапа затруднено. Аномалии естественного электрического поля, а вместе с ними и вызванной поляри-

зации, долгое время ошибочно считавшиеся признаками рудных полей, на самом деле имеют четко выраженную литологическую природу: они картируют метаморфогенно-сланцевые свиты (насыровская, лузановская), горизонты (верхнеярославская подсвита) и более тонкие сланцевые прослои в терригенно-карбонатных пачках. При этом аномалии большей интенсивности наблюдаются в более древних и, соответственно, более метаморфизованных породах (насыровская и лузановская свиты). Как показал многолетний опыт геофизических работ, на фоне интенсивных аномалий этих параметров, обусловленных региональной графитизацией сланцевых толщ, выделение участков сульфидной и, тем более, флюоритовой минерализации проблематично. Такой вывод подтвержден детальными геохимическими и петрофизическими исследованиями флюоритовых месторождений [9].

Наиболее информативны при изучении глубинных структур ВРР гравитационные аномалии, основная задача интерпретации которых долгие годы состояла в выяснении пространственной морфологии и взаимного положения магматических тел первого, второго и третьего тектонических этапов.

Крупные массивы раннепалеозойских «вознесенских» гранитов, образование которых связывают [11, 12] с обстановкой тектонического поднятия, расположены преимущественно на флангах района (см. рис. 1), где они сопро-

вождаются гравитационными минимумами интенсивностью 1,5–2,5 мгал. Значительно более мелкие и узкие апофизы этих гранитов закартированы или вскрыты бурением преимущественно в восточной и центральной частях района. Именно с такими апофизами пространственно и генетически связаны промышленные концентрации флюорита (месторождения Вознесенское и Пограничное). В результате гравитационного моделирования пространственных параметров выходящих на поверхность интрузивных тел [6] выявлена дифференциация вознесенских гранитов на плитообразные и трещинные массивы. Отношение вертикальной мощности H к горизонтальным размерам B у плитообразных тел составляет 0,7–0,9, а у трещинных 2–3. Вертикальная мощность плитообразных массивов, принадлежащих нижнему структурному уровню кристаллизации гранитных магм, на юго-востоке района уменьшается по простиранию с юго-востока (1,6–2,2 км) на северо-запад (1,2–1,3 км), что может рассматриваться в качестве признака их межформационного (горизонтального) внедрения в том же направлении. Такой способ распространения гранитных магм типичен для автохтонных гранитных ареалов во многих районах Дальнего Востока России [7]. Верхний, вероятно, более поздний структурный уровень «вознесенских» гранитов представлен ортомагматическими, типично трещинными телами: Пограничный, Южно-Первомайский, Казачий, не выходящий на поверхность Вознесенский и более мелкие тела в восточной части района (см. рис. 1).

Пространственная дифференциация раннепалеозойских гранитов, объясняемая [6, 14] разрывом во времени кристаллизации тел, находит подтверждение в определениях их абсолютного возраста. Так, по неопубликованным данным М.Д.Рязанцевой (К-Аг определения до 1979 г.), вариограмма возраста «вознесенских» гранитов бимодальна, что допускает наличие второй (девонской) фазы их внедрения, а в последнее время эти данные стали подтверждаться новейшими Rb-Sr датировками [1, 14].

По результатам трехмерной интерпретации осредненных гравитационных аномалий, Ярославский и Абрамовский массивы раннепалеозойских гранитов в западной части района на глубине 0,6–0,8 км соединяются в один массив, кровля которого плавно погружается в северо-западном направлении (рис. 2, а). Погружение кровли Абрамовского массива подтверждено бурением (скв. 2, 1971 г.). Отчетливо проявлен складчатый характер распространения гранитоидного ареала. Западный контакт ареала более крутой, где он граничит с поясом среднепалеозойских габброидов (см. рис. 1).

Глубинная морфология Партизанского гранитного массива остается неясной, поскольку в южной части он прорван габброидным штоком, а в северной перекрыт мощным чехлом рыхлых отложений (см. рис. 1). Пространственные параметры массива Первомайский на северо-западном фланге района близки параметрам других раннепалеозойских массивов нижнего структурного уровня: вертикальная мощность его составляет 1,2–1,4 км при горизонтальных размерах 2 км. Южный фланг массива, вероятно, имеет скрытое продолжение на юго-запад на расстояние 2–2,5 км и до глубины 0,5–0,7 км. Далее его морфология не прослеживается на фоне мощной гравитационной аномалии Гродековского батолита.

Кристаллизация раннепалеозойских гранитов верхнего структурного уровня (трещинные апофизы) в центральной, более опущенной части района проходила в начальный этап активизации среднепалеозойской интрузивно-купольной структуры центрального типа. Об этом свидетельствуют Rb-Sr определения возраста Пограничного штока (384 ± 10 млн. лет [1]). Результаты трехмерного гравитационного моделирования указывают на несомненную связь Пограничного интрузива с Ярославским массивом

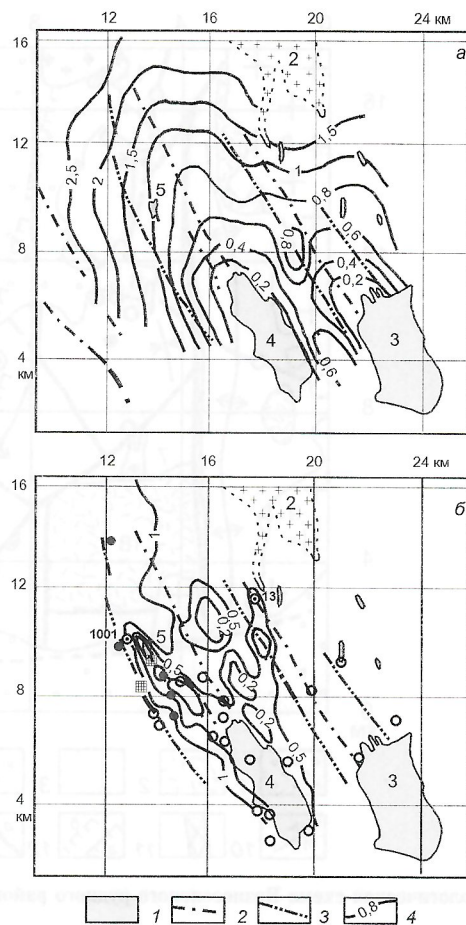


Рис. 2. Структурная схема кровли раннепалеозойского гранитного ареала:

структурный уровень кристаллизации магм: а — нижний, б — верхний; 1 — массивы гранитов на поверхности; складки: 2 — антиклинальные, 3 — синклинали; 4 — изолинии глубины залегания гранитов, км; остальные условные обозн. см. рис. 1

(см. рис. 2, б). В пределах соединяющей их апофизы выявлены более 10 проявлений флюорита и олова, включая Пограничное месторождение, однако самое крупное месторождение района — Вознесенское — расположено в стороне: оно приурочено к глубинному контакту раннепалеозойского гранитного ареала со среднепалеозойскими габброидами (см. рис. 1, 2, б), где глубина залегания нижнего структурного уровня гранитов превышает 1,5 км (см. рис. 2, а). Согласно выполненным расчетам, угол юго-западного падения этого контакта превышает 60° , что подтверждается бурением скв. 1001 (см. рис. 2, б), вскрывшей граниты на удалении 430 м к западу от Пограничного месторождения на глубине 902 м.

Сходную структурную позицию занимают проявления флюорита Нагорное и Березянское, для которых вероятны высокие эрозионные срезы или рассеянный (инфантильный) тип флюоритовой минерализации. По гравиметрическим данным (см. рис. 2), термобарогеохимическим [11] и физико-геохимическим [9] оценкам, месторождения «вознесенского» типа и генетически (или парагенетически) связанные с ними граниты приурочены к самому верхнему уровню кристаллизации гранитных тел, которые сохранились в опущенных блоках центральной части ВРР, а на большей части района уничтожены эрозией либо перемещены позднепалеозойскими (мезозойскими) шарьяжами. При таком предположении западная часть района (Первомайская зона) бесперспективна на обнаружение месторождений «вознесенского» типа, однако представляет интерес для поисков месторождений «пограничного» типа.

Другая апофиза Ярославского массива протянулась на север к Партизанскому массиву (см. рис. 2, б), вблизи которого подтверждена бурением (скв. 13, 1978 г.). Перспективы этой апофизы на флюоритовое («пограничный» тип) и оловянное оруденение не выяснены из-за отсутствия средств на проверку неоднократных рекомендаций ее опознания.

Второй, силурийский, этап развития юго-западной части Ханкайского эпиплатформенного блока (по современной классификации [15] — супертеррейна) затронул только западный и юго-западный фланги ВРР. Этот этап характеризуется образованием обширного (30×40 км) автохтонного Гродековского гранитоидного батолита, содержащего многочисленные остатки метаморфизованных вмещающих пород. Подобные гранитоиды обычно формируются в обстановке устойчивых и плавных внутриплитных поднятий [4] и приурочены к сводовым частям последних. Во многих районах Дальнего Востока России для них характерно преимущественно латеральное распространение палингенных магм [7].

Вертикальная мощность Гродековского и сопряженно с ним Григорьевского массивов, по результатам интерпретации гравитационных аномалий, не превышает 3 км. Восточный контакт обоих массивов крутой (около 90°) до глубины не менее 2 км. Проведенные расчеты указывают на то, что среднепалеозойский батолит, для которого ранее раскристаллизовавшиеся «вознесенские» граниты служили структурным барьером, обогнул район с юго-запада и не оказал существенного магматического и метасоматического влияния на его досреднепалеозойские структуры.

Третий, среднепалеозойский, этап глубинной перестройки ВРР характеризуется импульсивным и интенсивным проявлением вулканотектонических процессов в структуре центрального типа. Ранее такие структуры относили к активизационным, теперь к коллизионным [14, 15], что не меняет сути происходивших в них процессов. Первое предположение о возможном существовании такой структуры в ВРР сделано Е.А.Радкевич и И.Н.Томсоном [10], а после проведения здесь детальных гравиметрических съемок интрузивно-купольная структура была параметризована и детально описана [6]. Поскольку эта скрытая от приповерхностных геологических наблюдений структура в позднем палеозое или мезозое была перекрыта шарьяжами, а еще позднее интенсивно денудирована, до недавнего времени [5] мало кто верил в ее существование.

Приповерхностные признаки Вознесенской интрузивно-купольной структуры устанавливаются главным образом по дуговым элементам зон градиентов и концентрической зональности локальных гравитационных аномалий, а, кроме того, по взаимному положению тел субвулканических габброидов и раннепалеозойских гранитов (см. рис. 1). Глубинные признаки структуры формализуются (с методикой расчетов можно ознакомиться в работе [8]) картой вертикальных градиентов поверхностной плотности элементарных источников гравитационных аномалий на глубине конденсации аномальных масс 1,25 км (рис. 3), отражающей степень неоднородности (контрастности) геологического пространства. Не так давно [5] признаки существования в районе структуры центрального типа подтверждены расчетами палеогравитационных аномалий, а несколько ранее (неопубликованные данные Ю.Т.Гурулева и Е.Г.Иволги, 1989) статистическая обработка геолого-геофизических признаков флюоритовых месторождений вознесенского типа по программе «Регион» обнаружила ясную концентрическую зональность в пространственном распределении поискового таксона (см. рис. 3). В списке признаков заполнения расчетной процедуры преобладали приповерхностные геологические и геофизические параметры, в связи с чем публикуемая карта флюоритового таксона отражает приповерхностный

срез интрузивно-купольной структуры до глубины не более 500 м. В результате послесреднепалеозойских тектонических процессов (надвиговых и денудационных) поисковые ореолы смещены к востоку относительно своих глубинных источников и уплощены в направлении, ортогональном вероятному перемещению приповерхностного слоя горных пород. Широкий ореол в центральной части района приурочен к сводовой части интрузивно-купольной структуры, где на протяжении позднего палеозоя и раннего мезозоя параллельно с надвигами сосуществовали дифференцированные вертикальные движения и происходили интрузии субвулканических гранитоидов (см. рис. 1), часть которых могла быть посленадвиговой. Гидротермально-метасоматический фон позднепалеозойских интрузий наложился на флюоритовые признаки в составе поискового таксона, как это имеет место на Вознесенском и Пограничном месторождениях [9], и по этой причине, вероятно, центральный ореол кажется не перемещенным. Ширина ореола (4–5 км) допускает горизонтальные смещения внутри него (см. рис. 3).

Глубинное строение и эволюция Вознесенской интрузивно-купольной структуры типичны для большинства очаговых структур в окраинно-материковых вулканических поясах Дальнего Востока России, от большинства из которых она отличается только глубоким эрозионным срезом. Заложившись над очагом базитовой магмы в узле пересечения глубинных разломов, в начальный (позднедевонский) период структура стандартно [4] развивалась в обстановке инверсии вертикальных движений и гомодромной эволюции магматического очага. С приближением очага к поверхности и обрушением свода постройки магма была выжата к границам обрушения, где кристаллизовалась в форме субвулканических габброидов, взаимное положение которых характеризуется квазиконцентрической зональностью (см. рис. 1, 3). В заключительный период развития (поздний палеозой) структура испытала повторное поднятие, а раскисленная (контаминированная) магма по узким каналам и трещинам интродировала к поверхности в центральной и южной частях района. В обстановке устойчивого поднятия структура сохранилась до настоящего времени.

В результате инверсии свода интрузивно-купольной постройки была возможна существенная (вплоть до регенерации) переработка раннепалеозойских гранитов, при этом верхний структурный уровень «вознесенских» гранитов обновил рудную специализацию за счет привноса глубинных флюидов и газово-жидких смесей базитовой природы. К такому выводу приводят последние результаты петрологических исследований [11], которые напрямую связывают происхождение флюоритовых руд ВРР с производными мантийной (кимберлитовой) магмы. В этой связи уникальность Вознесенского месторождения флюорита определяется его приуроченностью к обрушенному блоку в присводовой части интрузивно-купольной постройки, местоположение которого отчетливо картируется контуром плотностной неоднородности на глубине 1,25 км (см. рис. 3). Восточная половина блока вмещает крупнейшие месторождения и три флюоритовых рудопроявления ВРР, а западная — не изучена, но заслуживает внимания, тем более что на поверхности здесь, в тектонических клиньях Насыровского надвига, известны выходы известняков дальзаводской свиты. Перспективы западной части блока в отношении флюоритовой минерализации будут сомнительны, если подтвердятся значительные горизонтальные перемещения кембрийских пород с прорывающими их базитами в позднепалеозойских шарьяжах, признаки которых пока только намечаются по совокупности геолого-геофизических данных. В этом случае западная часть описываемого блока может представлять собой корневую часть восточной и, соответственно, иметь весьма низкий рудный срез.

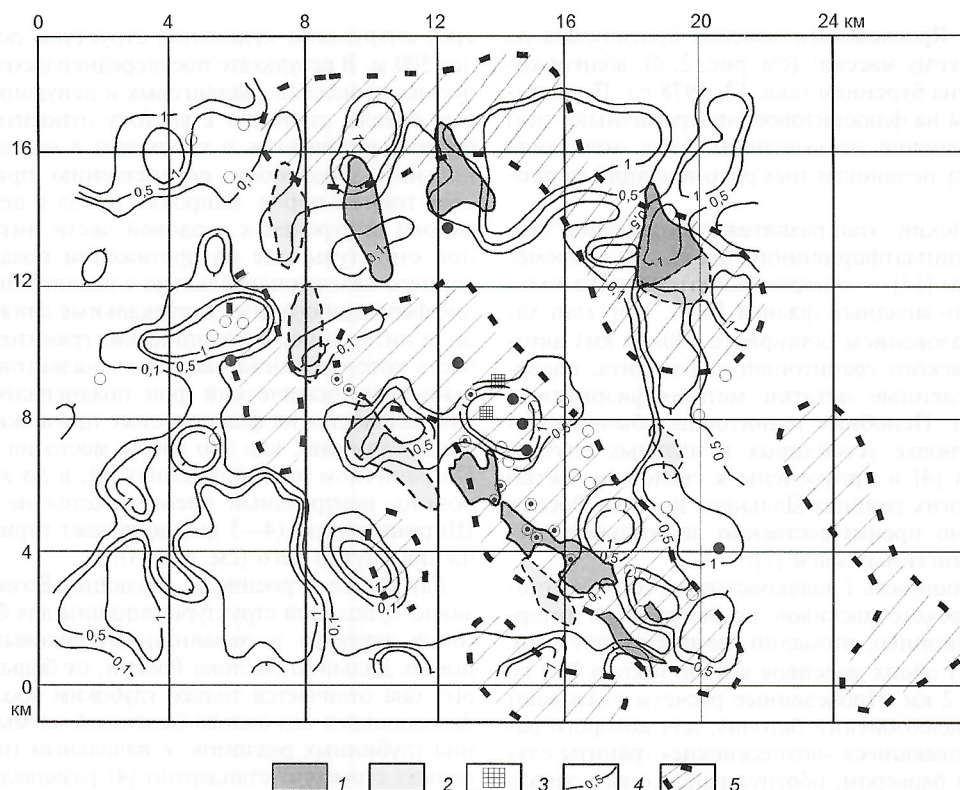


Рис. 3. Элементы пространственного описания Вознесенской интрузивно-купольной структуры по статистическим признакам:

среднепалеозойские габброиды: 1 — на поверхности, 2 — на глубине 300–500 м, по гравиметрическим данным; 3 — месторождения флюорита; 4 — изолинии вертикального градиента плотности эквивалентных сферических источников гравитационных аномалий на уровне конденсации масс 1,25 км, г/см³/км; 5 — схема пространственного распределения поисковых признаков Вознесенского месторождения флюорита до глубины 500 м по программе «Регион» (по Ю.Т.Гурулеву, Е.Г.Иволге, 1989); остальные условные обозн. см. рис. 1

Аномалии вертикального градиента плотности эквивалентных сферических источников, отображающие степень контрастности геологического пространства [8], на периферии интрузивно-купольной структуры картируют оловорудные поля вблизи раннепалеозойских массивов Первомайский, Казачий и Ярославский (см. рис. 3). По глубинным структурным признакам обнаружение месторождений «вознесенского» типа в пределах этих аномалий маловероятно, однако флюоритовые проявления «пограничного» типа можно ожидать здесь на глубинах 1–1,2 км.

Структуры четвертого, собственно коллизионного, этапа тектонической эволюции ВРР в районе не описаны. Закартированные 40 лет назад складчатые раннепалеозойские надвиги с тех пор специально не изучались, а надвиги соседних с Вознесенским районом территорий сопоставлялись с шарьяжами Сихотэ-Алиньской складчатой системы [3], для которых характерны противоположные надвигам перемещения тектонических покровов с востока на запад.

Различные по методам и глубинности геолого-геофизические данные, полученные за последние 20 лет (см. рис. 3), обнаруживают ясные признаки последевонских горизонтальных перемещений субвулканических габброидов и, вероятно, всего приповерхностного слоя кембрийских пород западной половины района в восточном направлении. Так, закартированные геологической съемкой габброиды в центральной части ВРР (см. рис. 1), по расчетам гравитационных аномалий, бескорневые, а вертикальная мощность их не превышает 0,6–0,8 км при горизонтальных размерах 1–2 км [6]. К западу от известных по гравиметрическим данным предполагается второй, скрытый, пояс габброидов (см. рис. 3), кровля которого залегает на глубинах 0,3–0,5 км, а подошва простирается до глубины 1,5–2 км. Гравитационное моделирование габброидов по опорным пересечениям доказывает возможность отрыва и

горизонтального перемещения восточного (эродированного) пояса габброидов относительно западного (погребенного) на расстояние от 1 до 2,5 км. Западный пояс габброидов, в свою очередь, смещен относительно глубинных западных границ интрузивно-купольной постройки, маркируемых аномалиями плотностной контрастности, на расстояние 2–4 км в том же восточном направлении (см. рис. 3). Детальными расчетами устанавливаются локальные смещения внутри западного погребенного пояса габброидов (гравитационные аномалии над ними асимметричны), а также относительные перемещения с направленным уменьшением вертикальной мощности эродированных субвулканических тел в северной части района. С направлением движения предполагаемого тектонического покрова согласуется форма складок, опрокинутых на северо-восток [12].

По совокупности расчетов, глубина залегания подошвы шарьяжа в западной части района составляет 1,2–1,5 км, а в центральной 0,5–0,8 км, что предполагает его клиновидную форму. С гравиметрическими оценками точно согласуются измерения вертикальных амплитуд надвигов: Насыровского на западе (1,5 км) и Ярославского на востоке (0,4–0,6 км). Активная роль шарьяжа (или тектонического клина), помимо глобальных причин [15], могла быть обусловлена латеральным давлением со стороны раскиссталлизовавшегося к этому времени Гродековского батолита, поскольку объем гранитоидов подобного типа всегда больше объема пород, внутри которых они образовались. При этом подошва тектонического клина, вероятно, скользила по слабо подвижной (полураскиссталлизованной) магме среднепалеозойского очага в структуре центрального типа, а сопротивление приповерхностного слоя горных пород компенсировалось локальными надвигами (см. рис. 1), которые со времени их картирования геологиче-

ский съемкой (1963 г.) считаются раннепалеозойскими. По полученным данным, возраст этих надвигов должен быть значительно меньше.

Позднепалеозойские подвижки слабо или совсем не затронули восточные фланги района, на что указывает пространственное совпадение признаков, маркирующих в районе горизонтальные перемещения: интрузий габброидов, аномалий флюоритового таксона и глубинных аномалий плотностной контрастности (см. рис. 3). Вертикальная мощность Партизанского штока габбро на северо-востоке района превышает 3 км, что значительно больше мощности габброидных тел в центральной части района. В связи с предположением о существовании в районе позднепалеозойского шарьяжа заслуживает внимание то, что суммарная вертикальная мощность скрытого и эродированного поясов габброидов в центре района составляет 2,5–2,8 км, что близко мощности не перемещенного Партизанского штока.

За пределы Вознесенской интрузивно-купольной структуры выходит только один ореол поисковых признаков флюорита (см. рис. 3), смещение которого можно объяснить денудационными процессами в позднем мезозое и кайнозое. По данным глубинной (шпуровой) литогеохимической съемки (геологический фонд Комитета природных ресурсов Приморского края), в западной части района подавляющая часть ореолов фтора в рыхлых отложениях и корах выветривания (два слоя) перемещена относительно источников сноса. По этой же причине, вероятно, поисковые признаки флюорита в северной части района смещены относительно глубинных плотностных неоднородностей в северном направлении (см. рис. 3).

В свете охарактеризованных выше глубинных и приповерхностных поисковых признаков флюорита структурная позиция опущенного и контрастного по плотностным свойствам блока пород в центральной части района (здесь сосредоточена основная часть запасов флюоритового сырья) может иметь два толкования: восточная часть блока автохтонна, а западная перемещена с запада; восточная часть блока перемещена с запада и повторно сброшена в околожерловом пространстве субвулканической постройки. Во втором случае западная часть блока представляет собой корневую часть восточной и имеет, соответственно, малоперспективный для поисков месторождений вознесенского типа низкий эрозионный срез рудно-магматической колонны.

Из сказанного можно сделать следующие выводы.

Глубинное строение Вознесенского рудного района характеризуется сосуществованием трех пространственно сопряженных и близких по времени формирования магматических ареалов, различающихся происхождением, геометрическими объемами, пространственными формами, эволюцией, структурообразующей и рудообразующей ролями.

Наиболее древний, раннепалеозойский, ареал флюоритовых «вознесенских» гранитов оказался, соответственно, в большей степени подвергнут посткристаллизационной тектономагматической переработке. Структурно-формационный анализ полученных и имеющихся геолого-геофизических данных позволяет предположить магматическую регенерацию верхнего структурного уровня раннепалеозойских гранитов над дифференцированным средне-позднепалеозойским магматическим очагом центрального типа, в начальной фазе развития которого преобладали базитовые магмы, обусловившие вторичное обогащение раннепалеозойских гранитов и вмещающих их пород флюоритовой минерализацией до ураганных концентраций (4,5 кг фтора в 1 т гранитов) [12].

Уникальность структурного положения главной группы флюоритовых проявлений ВРР, включающей Вознесенское и Пограничное месторождения, характеризуется ее приуроченностью к опущенному (инверсированному) блоку кембрийских известняков в центральной, присводо-

вой, части интрузивно-купольной структуры. Пространственные параметры блока картируются аномалией плотностных свойств пород на глубине 1,25 км от поверхности.

Гродековский ареал среднепалеозойских гранитов, значительно превосходящий по размерам ранне- и средне-позднепалеозойский ареалы, не оказал заметного магматического и метасоматического влияния на глубинные структуры района, обогнув их с юго-запада, однако при его участии, вероятно, в позднем палеозое (или мезозое) произошли горизонтальные подвижки, которые привели к передислокациям приповерхностной части кембрийских толщ (до глубины 0,8 км в центре и 1,5 км на западе района). По совокупности рассмотренных данных большая часть палеозойских структур в западной и центральной частях района перемещена в клиноформном шарьяже с запада на восток на расстояние от 1 до 2,5 км. При дальнейших исследованиях шарьяжа и подтверждении более молодого (средне-позднепалеозойского) возраста флюоритовых руд в районе можно ожидать открытия межформационных проявлений флюорита по типу иллинойских, мексиканских или южноафриканских.

Наименее затронут средне- и позднепалеозойскими тектономагматическими дислокациями восточный фланг района, в пределах которого раннепалеозойский гранитный ареал плавно погружается в северо-западном направлении. Эта территория сохраняет перспективы для поисков флюоритовых месторождений «пограничного» типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Говоров И.Н., Благодарева Н.С., Журавлев Д.З.* Петрогенезис флюоритовых месторождений Вознесенского района (Приморье) по данным Rb-Sr изотопии магматических и метасоматических пород // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 60–69.
2. *Изосов Л.А., Рязанцева М.Д.* Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива // Советская геология. 1977. № 2. С. 77–90.
3. *Изосов Л.А., Мельников Н.Г.* О чешуйчато-покровных структурах западного Приморья // Тихоокеанская геология. 1988. № 6. С. 47–53.
4. *Кузнецов А.А.* Тектоно-магматический процесс (геометрическое моделирование). — Л.: Недра, 1977.
5. *Манилов Ф.И., Иволга Е.Г.* Ретроспективные построения на базе гравитационных реконструкций (Ханкайский массив, Приморье) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 4. С. 107–115.
6. *Петрищевский А.М.* Глубинная структура магматических комплексов в Вознесенском рудном районе // Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока. Владивосток, 1983. С. 101–111.
7. *Петрищевский А.М.* Структурные типы гранитов и гранитизация в рудных районах южной части Дальнего Востока (по геофизическим данным) // Корреляция эндогенных процессов. Владивосток, 1984. С. 74–85.
8. *Петрищевский А.М.* Глубинное строение и металлогения региона БАМ (по гравиметрическим данным) // Советская геология. 1990. № 1. С. 86–92.
9. *Петрищевский А.М., Холин В.Н., Цой Б.В.* Физико-геохимические модели флюоритовых месторождений Приморья // Геология рудных месторождений. 1992. № 6. С. 48–60.
10. *Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Лобанова Г.М.* Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.
11. *Рязанцева М.Д.* Флюоритовые месторождения юга Ханкайского массива // Геология и генезис флюоритовых месторождений. Владивосток, 1986. С. 98–107.
12. *Рязанцева М.Д., Шкурко Э.И.* Флюорит Приморья. — М.: Недра, 1992.
13. *Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н.* Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенезис магматических пород Вознесенского рудного района (Приморье) // Тихоокеанская геология. 1994. № 4. С. 60–73.
14. *Сырицо Л.Ф., Рязанцева М.Д., Волкова Е.В., Топорский В.Н.* Новые данные о геохимических особенностях интрузивных образований Вознесенского рудного района (Приморье) и некоторые проблемы их петрогенезиса // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 1. С. 89–97.
15. *Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др.* Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. — Владивосток: Дальнаука, 1995.

О вторичных изменениях в метаморфизованных глинистых породах верхоянского комплекса Северо-Востока России

Е.Н.ПАНОВ, О.Ю.ДУБИК (ВСЕГЕИ)

Ранее [10] были детально изучены состав и строение существенно аргиллитовых пород верхней части (T_3-J_1) терригенной верхоянской толщи, широко распространенных в юго-восточной части Яно-Колымского складчатого пояса на территории Иньяли-Дебинского синклинария, где они вмещают многочисленные гранитные интрузии и золото-кварцевые рудопроявления малосульфидной формации. Внешне и по петрофизическим свойствам образцы похожи на аспидные сланцы (метааргиллиты); петрографические наблюдения выявляют постоянное присутствие в породах тонко-мелкообломочных частиц хлоритизированного биотита, составляющее в среднем 5–15% (глинистые алевролиты), а в составе цемента значительных объемов (15–70%) непрозрачного темного криптокристаллического материала микрополосчатого сетчато-ячеистого сложения.

Главные породообразующие минералы: хлорит (клинохлор, $d \approx 1,4$ нм) и мусковит ($2M_1$, $h_{1nm}/h_{0,1;0,05}$ нм 9,3–10,7) обладают значительной степенью кристалличности [5, 9], свойственной филлитоподобным (микрокристаллическим) сланцам. Постоянно присутствуют в акцессорных количествах андалузит, антофиллит, биотит, кордиерит, альмандин, ильменит, жедрит и др. Достигнутый метаморфогенный минеральный парагенезис (хлорит+мусковит+кварц+альбит) соответствует фации зеленых сланцев, а локально опускается ниже биотитовой изограды [15].

Минеральные новообразования приурочены, как правило, к нарушениям сплошности пород: трещинам кливажа сланцеватости, секущим S-плоскостям, микрополостям выщелачивания первично карбонатных конкреций и прослоев, где они теснейшим образом ассоциированы с гидроксидами железа. Общий объем вторичных продуктов невелик и в регионально метаморфизованных породах обычно не превышает 0,5%, поэтому для рентгеновского фазового анализа* О.Ю.Дубиком была сконструирована к прибору ДРОН-2 оригинальная кассета, позволявшая получать полноценные дифрактограммы смесей минералов из микроколичеств 30–50 мг. С помощью комплекса кристаллооптических** и рентгеновского методов удалось определить фазовый состав, особенности типоморфизма новообразований, их пространственно-временные отношения между собой и матричными гидроксидами.

Первичное рассеянное карбонатное вещество морских флишвидных толщ Верхоянской толщи в условиях диагенеза испытывает перераспределение и концентрацию в форме конкреций и прослоев существенно железистого состава [7, 13]. В исследованных породах карбонаты практически нацело окислены и сохранились в гидроксидах железа только в виде редких мельчайших реликтов, имеющих показатели преломления N_e на (10–11) сидерита (1,744) и сидероплезита (1,708; 1,727). На дифрактограмме гетита им соответствуют очень слабые отражения (d/n) 2,80 и 1,726 (0,1 нм).

По микроскопическим наблюдениям, первоначально карбонатное вещество замещается аморфной (криптокристаллической) непрозрачной неполяризующей массой, возможно, по составу близкой гематиту [11], постоянное присутствие которого во вторичных гидроксидах фиксируется рентгеновским методом. Затем происходят гидратизация гематита в лепидокрокит и собирательная перекристаллизация последнего в частицы (не менее 0,003 мм), образующие пластинчатые перистые сростки в составе буроватых тонкозернистых пористых агрегатов, трудно определяемых оптически, но дающих ясную дифракционную картину γ -FeO(OH). Лепидокрокит обычно переходит в α -модификацию — гетит (разновидность I), микроскопические желто-бурые, непрозрачные индивиды, обнаруживающие характерную аномальную синюю окраску, а при рентгеновском анализе несовершенную кристаллическую структуру α -FeO(OH). До этого момента процесс проходит в одних и тех же объемах (преимущественно конкреций), первоначально занятых сидеритами; за ним следует переотложение гетита в виде поздней разновидности (II) — темно-красно-бурой стекловидной полупрозрачной массы, состоящей из субпластинчатых, столбчатых индивидов полосчато-волокнистого сложения, которая заполняет преимущественно трещины разнообразного происхождения. Подвижное и физико-химическое активное гидроксидное вещество, по-видимому, создает благоприятные условия для формирования вторичных полиминеральных комплексов в полостях выщелачивания и тектонических нарушений.

Все перечисленные разновидности гидроксидов железа, особенно гетит I замещаются стильпноmelаном, тонкошуйчатые агрегаты которого состоят из сложной смеси двух фаз: более железистого темно-бурого ферростильпноmelана (Nm' 1,694–1,770) и зеленоватого более прозрачного позднего ферростильпноmelана (Nm' 1,625–1,639). Выделения стильпноmelана содержат обильную мелкую вкрапленность гематита и дисперсный существенно Fe-хлорит, обнаруживающий на рентгенограмме слабое, но отчетливое отражение d/n 1,42 нм. Развитие процессов перекристаллизации приводит к формированию в ассоциации с гетитом (I и II) сравнительно крупных (до 0,25 мм) прозрачных пластинок хлорита переменной железистости (Nm); буровато-желтоватый рипидолит-диабантин (1,610–1,630), зеленовато-буроватый рипидолит—афросидерит (1,646–1,660) и наиболее поздний темный, коричневатый тюрингит—клементит (более 1,660). Все три разновидности, по-видимому, структурно близки септхлоритам отсутствием на дифрактограммах рефлекса 1,4 нм.

К постоянным, но варьирующим по количеству компонентам вторичного гетит-стильпноmelан-хлоритового парагенезиса принадлежит тонкозернистый гематит, содержащий халцедон ($1,545 \geq N \geq 1,531$; ΔN 0,003–0,005), переходящий в халцедоновидный кварц (кварцин и лютецит). Кремнеземистая фаза постепенно замещает (вытесняет) железосодержащее вещество и становится преобладающей в выполнении конкреций и отчасти трещин. Одновременно происходит новообразование волокнистой разновидности гидрослюда—гюмбелита ($h_{1nm}/h_{1,05}$ нм 2–2,4) и образование устойчивой халцедон-гидрослюдистой ассоциа-

*Си монохроматическое излучение, V 30 кВ, I 20 ма?, скорость 2 град/мин.

**Показатели преломления (N) приведены с точностью $\pm 0,002$, двупреломление обозначается как ΔN .

ции «закрытых» полостей с участием пирофиллита, адуляра, альбита и иногда десмина и флюорита.

В тесной связи с гидроксидами железа постоянно присутствуют желто-буро-оранжевые полупрозрачные изотропные чешуйки витринита (N 1,666—1,694), возможно, представляющие собой продукты ретроградной гидрогенизации пленочного графита, покрывающего стенки трещин кливажа сланцеватости наиболее метаморфизованных пород, а в гетите I наблюдались единичные включения (до 0,2 мм) уплощенных квазишестигранных кристаллов гипса.

Вторичное минералообразование продолжается в открытых полостях трещин и выщелоченных карбонатных прослоев. На поверхности натечных образований гетита II расположена светлая корочка, сложенная тонкозернистым, почти криптокристаллическим агрегатом халцедона, гидрослюда, дисперсного гематита, в свою очередь, покрытая пленкой полупрозрачного, изотропного, по-видимому, органического вещества типа сукцинита (N 1,525). «Раздувы» (0,1—0,5 мм) трещин кливажа сланцеватости иногда заполнены желтоватой пористой массой, состоящей главным образом из алуминита с примесью базальюминита, монтмориллонита (N 1,513) и редких чешуек талька. К наиболее поздним новообразованиям можно отнести рыхлые налеты кальцита и замещающего его рейерита на стенках секущих трещин. Несколько иные парагенезисы возникают на поверхностях сланцев, обогащенных органическим веществом в виде ископаемых растительных остатков или «примазок» метаморфогенного графита. Халцедон здесь ассоциирует с редкими карбонатами калия, натрия, железа, магния: нортупитом, фэйрчилдитом, бруньятеллитом и цеолитами: анальцимом и томсонитом. Пространство полостей выщелачивания может быть заполнено тонковолокнистым гипсом (селенитом), а стенки секущих S-трещин часто покрыты пленками голубоватого опала (N 1,453), переходящим в микрополосчатый халцедон. Тонкозернистые корочки на опале состоят из смеси монтмориллонита (N 1,520—1,529) и гейландита.

Большинство вторичных минералов характеризуется повышенным содержанием воды, значительная часть которой находится в сравнительно подвижных формах кристаллизационной H_2O , что указывает на приповерхностные условия образования при сравнительно низких температуре и давлении.

Возникающий в ассоциации с гидроксидами железа парагенезис: стильномелан, существенно железистые хлориты, близкие септеразновидностям со слабым рефлексом 1,4 нм, гематит, халцедон и халцедоновидный кварц (кварцин, лютецит), диоктаэдрическая гидрослюда (пикрофенгит, гюмбелит), пирофиллит, полевые шпаты (альбит, адуляр), витринит соответствует более низкой, чем зеленые сланцы ступени метаморфизма, отвечающей хлорит-гидрослюдистой (серицитовой) фации метапелитов [5], формирующейся в условиях зоны эпигенеза при температурах 100—200°C, давлении 100—200 МПа, что примерно соответствует глубинам 300—1500 м [1, 8, 12].

Минеральный комплекс открытых трещин и полостей выщелачивания: опал, халцедон, цеолиты (десмин, ана-

льцит, томсонит, гейландит), гипс, алуминит, монтмориллонит, тальк, нортупит, бруньятеллит, кальцит, рейерит можно отождествить с образованиями цеолитовой фации зоны диагенеза на глубинах менее 300 м при температурах 50—100°C и давлении менее 100 МПа [2, 8, 14]. В условиях приповерхностного выветривания, возможно, образуются базальюминит, фэйрчилдит, сукцинит, селенит. Снижение уровня метаморфизма по мере развития вторичного минералообразования от зеленых сланцев до цеолитовой фации, общий ограниченный объем конечных продуктов, приуроченных к полостям циркуляции водных растворов, дают основания рассматривать этот процесс как проявления низкотемпературного монокристаллообразования, сопровождающего [6] регрессивный эпигенез [12] при перемещении породы в более высокие горизонты земной коры. В условиях разгрузки происходят раскрытие трещин, гидратация и окисление первичных минералов, уменьшение минерализации растворов, замещение трудно растворимых минералов более легко растворимыми.

Предполагается [3, 4], что некоторые проявления регрессивного метаморфизма сланцев верхоянского комплекса — хлоритизация, серицитизация, графитизация непосредственно предшествуют золотому рудоотложению. Происходящее при этом преобразование (разрушение) гидроксидов железа, главных минералов — концентраторов золота (до 2,6 г/т, при фоновых содержаниях около 3 мг/т) может служить одним из источников рудного вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. Петрография. Т. 2. — М.: Мир, 1985.
2. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. — М., 1979.
3. Гельман М.Л. Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на Северо-Востоке СССР // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973. С. 161—180.
4. Гельман М.Л., Крутоус М.П. О метаморфизме верхоянского комплекса в верховьях реки Колыма // Геология и рудоносность метаморфических комплексов Дальнего Востока. Владивосток, 1979. С. 56—66.
5. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты // Тр. ГИН АН СССР. 1991. С. 176.
6. Елисеев Н.А. Метаморфизм. — М.: Недра, 1963.
7. Логвиненко Н.В., Карпова Г.В., Космачев В.Г. К вопросу о генезисе карбонатов в терригенных флишевых толщах // Геология и разведка. 1963. № 4. С. 77—87.
8. Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. — Л.: Наука. 1968.
9. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. — Л., 1987.
10. Панов Е.Н., Дубик О.Ю. Об особенностях состава и строения слабометаморфизованных глинистых пород верхоянского комплекса // Отечественная геология. 2001. № 4. С. 11—13.
11. Поваренных А.С. О процессе лимонитизации минералов железа // Минералогический сборник, Львовское геол. общество. 1952. № 6. С. 87—102.
12. Рухин Л.Б. О некоторых закономерностях эпигенеза // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, 1956. Кн. 3, 4. С. 425—451.
13. Страхов Н.М. К познанию диагенеза // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, 1956. Кн. 3, 4. С. 7—26.
14. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. — М.: ИЛ, 1961.
15. Япаскурит О.В., Андреев В.С. Зональный метаморфизм и термальные купола в северном Верхоянье // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 3. С. 714—717.

О происхождении жилообразных и других сложных структур в кумулятивных слоях Бушвельдского магматического комплекса

А.П.ЛИХАЧЕВ (ЦИНГРИ)

Кроме рассмотренных ранее структур [1–3] в Бушвельдском комплексе имеется ряд других структурных сложностей, выяснение природы которых имеет ключевое значение для понимания генезиса интрузива в целом. К ним относятся жилообразные участки хромититовых и магнетитовых слоев, включения в рудных горизонтах вмещающих пород и, наоборот, рудные включения в кумулятивных породах, округлые и неправильные пироксеновые и оливковые обособления в существенно полевошпатовых слоях, волнообразные межслоевые границы. Ниже обсуждается происхождение этих загадочных образований в контексте с предыдущими работами, базирующимися в генетической части на двух главных положениях: становление интрузива сопровождалось практически постоянными сей-

смическими сотрясениями; вещество кумулятивных горизонтов длительное время находилось в подвижном («текучем») состоянии.

Жилообразные структуры наблюдаются в виде тонких (до 1 мм) ответвлений и разветвлений хромититовых и магнетитовых слоев. Наиболее наглядно они проявлены в обнажении хромититового пласта UG1, находящемся в восточной части Бушвельда, там, где р.Дварс вскрывает хромитит-анортзитовые слои узким (около 1 м) вертикальным врезом (рис. 1). В северной части этого обнажения UG1 представлен мощным (около 2 м) слоем хромитита, который перекрывается и подстилается анортзитом. В хромититовом слое содержатся отдельные тонкие фрагменты анортзита, а в подстилающем анортзите — прослойки хромитита. В южном направлении монокристаллический пласт переходит в несколько менее мощных слоев, которые далее продолжают ветвиться, превращаясь в жилы и прожилки. Большинство тонких слоев по простиранию снова объединяется с основным пластом. Но имеются примеры горизонтального выклинивания хромититовых ответвлений в окружающий анортзит. Хромититовые слои содержат 50–70% кумулятивного хромита. Интеркумуляусный материал в основном представлен плагиоклазом [6]. Кроме жилообразных структур здесь наблюдается множество других сложных соотношений хромитита с вмещающим анортзитом: дизъюнктивные и пликативные смещения слоев (рис. 2, а–в), волнообразные межслоевые границы (см. рис. 2, д, е), тонкое облекание хромититом анортзитового фрагмента, находящегося внутри хромититового слоя и выходящего за его границы (см. рис. 2, з).

Включения вмещающих пород в рудных (хромититовых и магнетитовых) горизонтах проявляются как уплощенные, округлые и неправильные обособления, размером от первых миллиметров до нескольких метров, называемых линзами, шнурками (stringers), прожилками (streakies) и другими терминами. В хромититовом слое UG1 содержатся включения подстилающего пойкилитового анортзита (рис. 3, б), в слое MG2 — подстилающего пироксенита (см. рис. 3, а), а в Главном магнетитовом слое — подстилающего анортзита (см. рис. 3, в).

Рудные включения в кумулятивных породах чаще всего представляют собой обрывки тонких слоев в подстилающем рудных горизонтах анортзите, в одних случаях еще сохраняющих види-



Рис. 1. Разветвление хромититового слоя UG1 в долине р.Дварс, восточная часть Бушвельда:

а — начало разветвления (наклонная полоса в левой части снимка — водный поток шириной около 60 см); б — продолжение хромититовых ответвлений в южном направлении

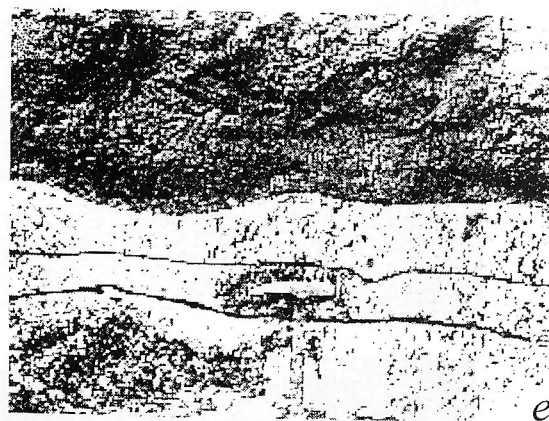
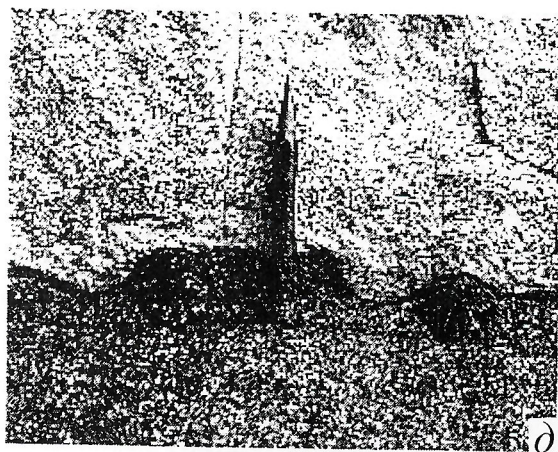
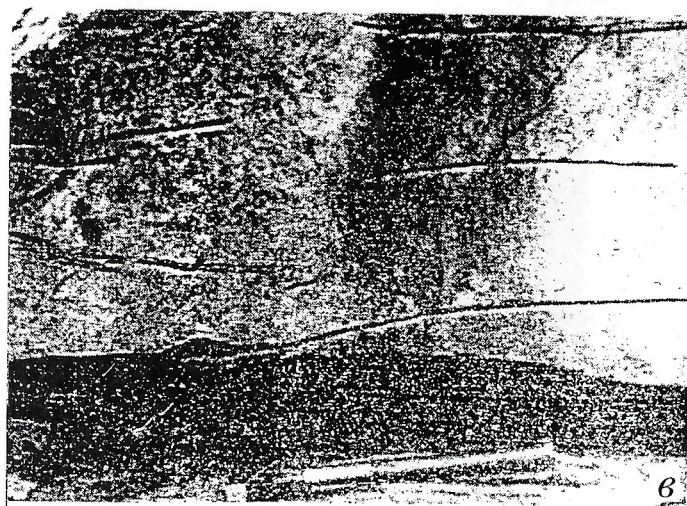


Рис. 2. Соотношения хромитовых и плагиоклазовых кумулатов [4, 6]:

a—г, е — в долине р. Дварс; *д* — тонкий хромититовый слой на контакте анортозита и пироксенита, низ верхней части Критической зоны в северо-восточном Бушвельде

мость принадлежности к разрушенному слою, а в других — потерявших такую связь и выглядевших в виде одиночных обособлений (см. рис. 3, *г, д*).

Пироксеновые и оливиновые обособления в существенно плагиоклазовых породах обычно имеют округлую и уплощенную формы, располагаясь в объеме вмещающей среды либо беспорядочно, либо с проявлением признаков слоистости, приуроченности к единому слою. Это можно видеть на примере так называемого валунного слоя (Boul-

der Bed), находящегося в 35 м ниже уровня Рифа Меренского [15]. Он состоит из пойкилитового анортозита мощностью 1,2 м (кумулясный плагиоклаз с посткумулясным пироксеном), включающего сфероидальные меланократовые агрегаты — «валуны» («boulders»). Выше него залегает слой более грубозернистого пойкилитового анортозита мощностью 1,3 м, а ниже норит. На контакте валунного слоя и норита часто наблюдается тонкий (0—10 мм) ундулирующий (волнообразный) слой хромитита [13]. «Валу-

ны» имеют вид сплюснутых, обычно округлых в плане сфероидов со средним диаметром 22,5 см и средней мощностью 10,5 см [14]. Они рассредоточены по всему объему анортозитового слоя, но проявляют тенденцию к располо-

жению вдоль определенных горизонтов внутри его и неизменно ориентируются их длинной осью параллельно общей расслоенности (см. рис. 3, *e*) [7]. Для них характерна крупнозернистая до пегматоидальной структура, образо-

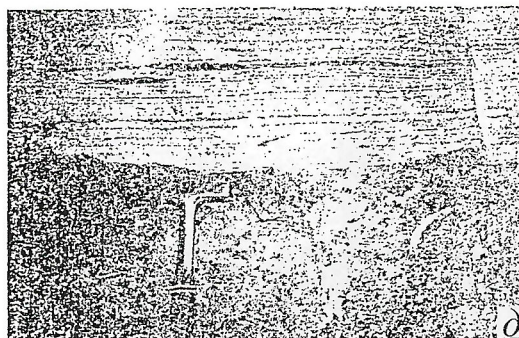
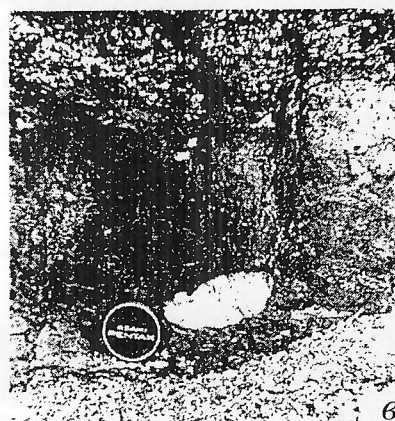
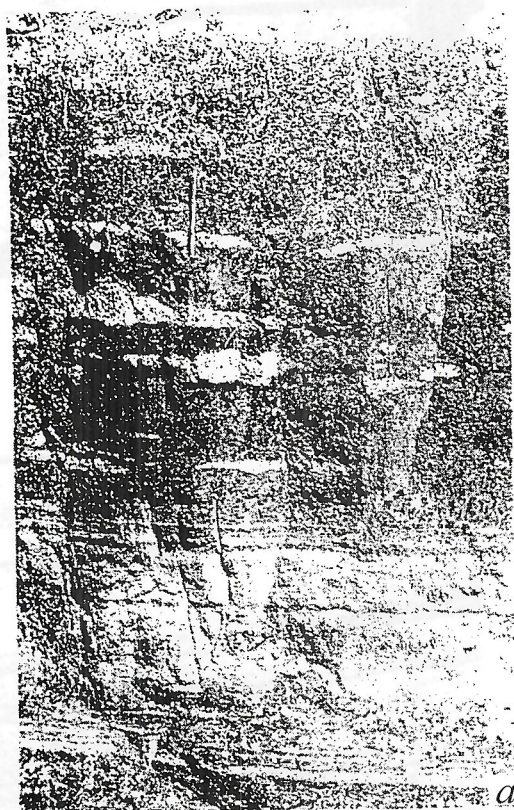


Рис. 3. Распределение и взаимоотношение кумулятивных пород:

a — линзы подстилающего анортозита в хромититовом слое MG2, восточная часть Бушвелда, район Твифонтейн [6]; *б* — фрагменты подстилающего анортозита в хромититовом слое UG1, р.Дварс [6]; *в* — включение подстилающего анортозита в Главном магнетитовом слое, восточная часть Бушвелда; *г*, *д* — включения и прослойки хромитита в анортозите, хромититовый слой UG1, рудник Растенбург, западная часть Бушвелда [15]; *е* — включения пироксенита в анортозите, «валунный слой» рудника Растенбург [16]; *ж* — проникновение хромита слоя UG1 в подстилающий анортозит, рудник Растенбург [16]

ванная преимущественно кумулусным ортопироксеном En_{77} , окруженным интеркумулусным плагиоклазом An_{78} ; присутствуют в небольших количествах клинопироксен, иногда включающий свежий оливин Fo_{78} , сульфиды, хромит и другие второстепенные минералы [13].

Волнообразные границы чаще всего проявляются на контактах рудных и силикатных кумулятивных слоев (см. рис. 2, д, е). Нередко тонкие рудные слои выполняют роль волнообразной прокладки между более мощными силикатными слоями (см. рис. 2, д).

О происхождении рассматриваемых структур высказывались самые различные мнения, в т.ч. допускались самостоятельные инъекции магм различного состава. Например, Л.Уэйджер и Г.Браун [4] при обсуждении соотношений пород в районе р.Дварс, отметив отсутствие объясняющих их гипотез, заключили, что наблюдаемая расслоенность возникла в результате аккумуляции кристаллов хромита и плагиоклаза, а расщепление хромититовых слоев обусловлено последовательным отложением материала соответствующего состава на опускающемся дне магматической камеры. Допускаются также сингенетические оползни и сбросы в кристаллических породах, перемещение первичных кумулусных кристаллов и интерстиционной жидкости вместе или раздельно [6]. В отношении существенно пироксеновых включений в «валунном слое» Дж.Джоунз [10] заключил, что они представляют собой разрушенный пироксенитовый слой. Но другие исследователи [10, 11, 13, 14] происхождение «валунов» связывают с «агрегационной диффузией», или «агрегацией» слагающих их веществ. В качестве возражения Дж.Джоунзу они отмечают большую латеральную протяженность «валунного слоя» как в восточном, так и западном секторах Бушвельдского комплекса, наблюдаемое отклонение в химическом и минеральном составах «валунов» и расположение их в соответствии с общей расслоенностью.

Во всех перечисленных выше структурных разновидностях и проявляемых в них соотношениях отсутствуют какие-либо признаки химического или термического воздействия одних составляющих на другие. Следовательно, можно полагать, что наблюдаемые структурные сложности имеют механическую природу.

Наиболее наглядно генетическая сущность рассматриваемых структур проявлена на рис. 3, ж, показывающем соотношение хромититового слоя UG1 с подстилающим анортозитом [16]. Как видно, хромитовое вещество слоя UG1 проникает в подстилающий анортозитовый горизонт, распределяясь по его многочисленным межслоевым границам и поперечным трещинам. Вверху виден отторгнутый линзообразный фрагмент анортозита, который знаменует собой начало формирования силикатных включений в рудных (хромититовых и магнетитовых) слоях. Ниже проявлены практически все формы жилородных образований хромитового вещества.

В связи с тем, что в Бушвельдском комплексе, как и в других ему подобных, хромитовый и магнетитовый материалы имеют кумулусную природу, надо допускать, что заполнение ими ослабленных границ подстилающих пород происходило в виде несцементированных зерен, находившихся в окружении интеркумулусной расплавленной жидкости, т.е. в «кашеобразном» состоянии. А наблюдаемое отторжение фрагментов подстилающих пород свидетельствует о том, что и вся остальная рудная масса также находилась в подвижном (несцементированном) состоянии.

Как было показано ранее [1—3], само по себе, находясь в спокойных условиях (под действием только силы тяжести), несцементированное вещество кумулятивных слоев не проникает существенным образом в подстилающие горизонты. Но достаточно небольших сотрясений, как оно становится подвижным и активно инжектирует во все ослабленные (менее плотные) участки нижележащих сло-

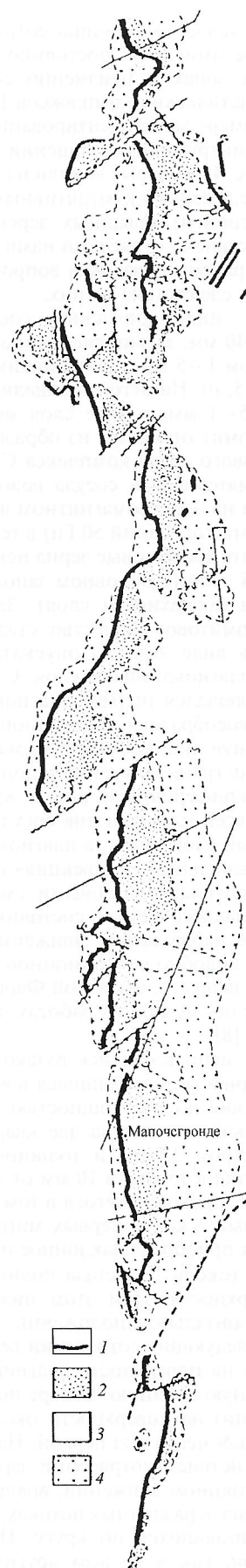


Рис. 4. Смещения Главного магнетитового слоя, рудник Мапочс, восточная часть Бушвельда [6]:

1 — рудный риф; 2 — мостовая руда; 3 — мостовая руда с тонким почвенным покровом; 4 — рудная россыпь; в 1 см примерно 600 м

ев. В природных условиях причина сотрясений в основном сейсмические импульсы, постоянно проявляющиеся в магмоактивных зонах и неизменно сопровождающие становление магматических комплексов [1]. В частности, это видно на примере задокументированных на протяжении 15 км внутриинтрузивных смещений Главного магнетитового слоя (рис. 4), которые влияли на становление последующих (вышележащих) кумулятивных горизонтов.

Поведение несцементированных зерен кумулятивных пород под воздействием сотрясений нами исследовалось в опытах [1–3]. К рассматриваемым вопросам наибольшее отношение имеют следующие из них.

В стеклянный цилиндрический сосуд, диаметром 40 мм и высотой 40 мм, засыпались зерна основного плагиоклаза, размером 1–5 мм, составившими слой мощностью 20 мм (рис. 5, а). На него помещались зерна хромита, размером 0,25–1 мм, в виде слоя мощностью 5 мм (плагиоклаз и хромит отобраны из образцов анортозитового и хромититового слоев комплекса Стиллиутер). После заполнения материала и сосуда водой они подверглись сотрясениям на электромагнитном вибраторе (мощность 17 Вт, частота колебаний 50 Гц) в течение 30 мин. В самом начале опыта хромитовые зерна немного проникли в плагиоклазовый слой (в основном заполнив межзерновые пространства поверхности слоя). Затем (примерно через 3 мин) хромитовое вещество стало смещаться в одну сторону и в виде «языка» опускаться по границе стенки сосуда и плагиоклазового слоя. С противоположной стороны наблюдался подъем плагиоклазовых зерен, т.е. создавалась своеобразная конвекционная ячейка (см. рис. 5, б). Достигнув дна, хромитовый материал активно перемещался вдоль границы стенки и донной части сосуда, заполняя ее периферию (см. рис. 5, в). Далее он распространился по всей площади дна сосуда, сформировав в итоге хромитовый слой внизу, а плагиоклазовый сверху (см. рис. 5, г). Аналогичная «конвекция» наблюдалась и в опытах с пироксен-плагиоклазовыми смесями. Причем осуществлялась она даже в сухом состоянии, в отсутствие воды. В целом же наблюдаемое движение минеральных частиц во многом подобно вибрационной конвекции зернистых (сыпучих) веществ, открытой Фарадеем [9] и описанной во многих последующих работах, в т.ч. на примере маковых зерен [8].

В другом опыте использовались только зерна плагиоклаза той же размерности, находящиеся в аналогичном сосуде. В плагиоклазовый слой мощностью 30 мм были помещены параллельно дну сосуда две кварцевые круглые пластинки, диаметром 32 мм и толщиной 2 мм, одна в 5 мм от дна, а другая в 15 мм (в 10 мм от поверхности). В ходе эксперимента, проводившегося в том же режиме, что и предыдущий опыт, уже на первых минутах (1–2 мин) верхняя пластинка приобрела наклонное положение и под небольшим углом (около 20°) стала подниматься (выталкиваться) к поверхности. При этом нижняя пластинка оставалась в горизонтальном положении. В течение примерно 10 мин последующих сотрясений верхняя пластина полностью вышла на поверхность плагиоклазового слоя, заняв горизонтальную позицию. Вскоре после этого (примерно через 15 мин) на поверхности оказалась и вторая пластинка, занявшая место под первой. На всем протяжении опыта под действием сотрясений зерна плагиоклаза находились в постоянном движении, вращаясь индивидуально и перемещаясь в различных потоках, в основном горизонтальных,двигающихся по кругу. Перекрывающий зерна водный слой, как и во всех других опытах, имел сложную волновую поверхность в виде «стоячих» волн. Аналогичный волновой рельеф имела поверхность слоя минеральных зерен, перекрытых слоем воды.

В одном из других опытов вместо кварцевых пластинок закладывалась никелевая пластина, размером 26×20×1,2 мм,

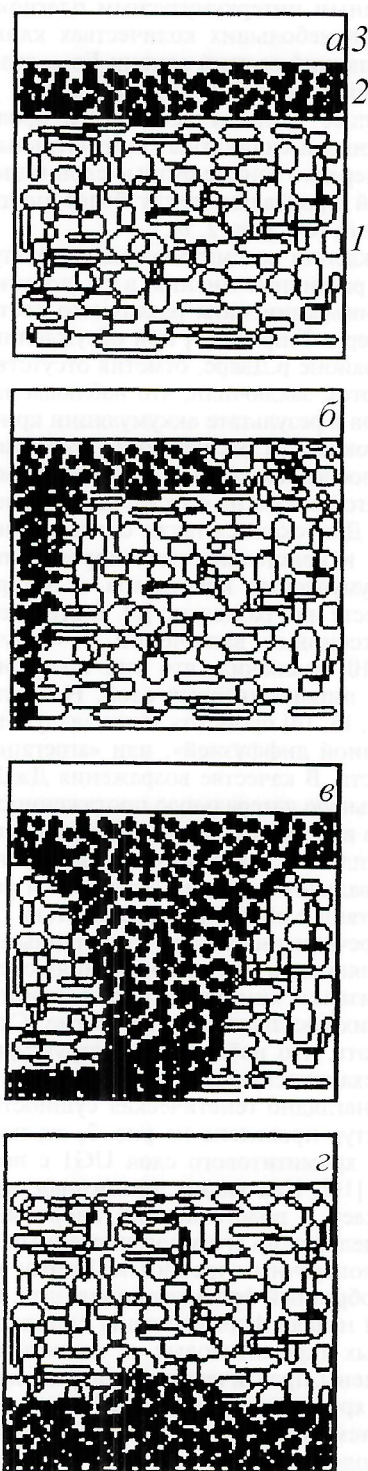


Рис. 5. Схемы поведения плагиоклазовых и хромитовых зерен под воздействием сотрясений:

а — в начале опыта; б — в период опускания хромитовых зерен по стенке сосуда; в — в ходе движения хромитового потока по дну сосуда; г — в завершающую стадию формирования хромитового слоя внизу сосуда; 1 — слой плагиоклазовых зерен; 2 — слой хромитовых зерен; 3 — водный слой

размещаемая под слоем плагиоклазовых зерен мощностью около 15 мм (подстилающий слой 15 мм). Как и в предыдущем опыте с кварцевыми пластинками никелевая пластина довольно быстро (примерно за 12 мин) была вытолкнута на поверхность слоя плагиоклазовых зерен. Однако в опытах с мелкозернистыми материалами (–0,25+0,05 мм) оливин-пи-

роксен-плагноклазового состава (примерно +5% сульфидов и магнетита) как кварцевые, так и никелевые пластины не проявляли особой подвижности. По крайней мере, в течение 30 мин сотрясений они оставались практически на исходной позиции.

В ряде опытов среди плагноклазовой основной массы прокладывались сравнительно тонкие (1—5 мм) слои зерен пироксена. В ходе сотрясений наблюдалось разрушение пироксеновых слоев с образованием округлых пироксеновых обособлений, одни из которых оставались на исходном уровне, а другие смещались вниз и вверх. Сцементированные пироксеновые обособления, как и все другие сравнительно крупные тела, находясь в относительно мелкозернистой подвижной среде, под действием сотрясений легко перемещаются вверх до самой поверхности минерального слоя.

В первом из перечисленных выше опытов моделируется перемещение вышележащего хромитового вещества на более низкий уровень под воздействием сотрясений с образованием жлообразных вертикальных и горизонтальных тел. Сначала по границе двух сред (по «трещине») хромитовый материал вертикальным потоком опускается до твердого дна («консолидированного слоя»), затем движется в горизонтальном направлении в виде одноподвижного инфильтрующего потока, развивающегося впоследствии в единый гравитационно устойчивый слой.

Наблюдаемое поведение различных по плотности веществ указывает, как отмечалось выше, на высокую степень текучести несцементированных минеральных зерен, подвергающихся сотрясениям. Но в отсутствии последних они неподвижны, даже в случае перекрытия менее плотных более плотными слоями [1—3]. При наличии сотрясений несцементированная текучая масса стремится использовать малейшую возможность для достижения плотностного и гравитационного равновесия, проникая по тончайшим вертикальным и наклонным «каналам» (ослабленным участкам, трещинам) и распространяясь по горизонтальным границам подстилающих слоев. Вполне вероятно, что подобные механизмы и причины приводили к образованию рассматриваемых жильных структур (см. рис. 1).

Опыты с пластинами указывают на неизбежное выталкивание подвижным материалом ксеногенных включений при наличии сотрясений и, следовательно, объясняют наблюдаемый отрыв и подъем хромитовым и магнетитовым веществом фрагментов подстилающих пород, в конечном счете размещаемых на различных уровнях рудного слоя (см. рис. 3, а—в). Подобный подъем и перемещение могут испытывать и фрагменты рудных слоев, находящихся в крупнозернистой силикатной массе (см. рис. 3, г, д).

Сотрясения подвижной плагноклазовой массы способны привести к разрыву находящихся в ней слоев существенно пироксенового и оливинового составов с образованием за счет них своеобразных, обычно округлых, включений. Вероятнее всего, именно такой генезис имеют существенно пироксеновые обособления в «валунном слое» (см. рис. 3, е), как это предполагал Дж.Джоунз [12]. Приведенные другими исследователями доводы в качестве противоречащих высказыванию Дж.Джоунзу имеют смысл, если считать, что пироксеновый слой разрушался локальными тектоническими нарушениями. Но если допустить, что сотрясения имели общий характер (охватывали весь объем магматического резервуара) [1], то они, наоборот, подтверждают сейсмическую природу рассматриваемых включений.

Волнообразные межслоевые границы могли сформироваться либо в результате частичного подъема менее плотной подвижной массы в более плотную, подобно тому, как это наблюдалось в опытах Дж.Элдера [5] на начальной стадии подъема подогреваемой жидкости, либо как след-

ствие влияния поперечных сейсмических волн («волн сдвига»), сопровождающих продольные сейсмические волны («волны сжатия»). Отсутствие признаков всплывания минеральных зерен нижнего слоя указывает, что сейсмическая природа границ — наиболее вероятна. Следовательно, волнообразные границы фиксируют действие поперечных сейсмических волн, тогда как продольные волны проявлены в расслоенности магматических комплексов [1]. По ним можно определять длины волн, а также интенсивность и длительность сейсмических сотрясений. Хромитовые прослойки на волнообразных границах (см. рис. 2, д) могли иметь как первичное, так и вторичное (последующее заполнение ослабленной волновой границы) происхождение.

Таким образом, на основе приведенных выше данных можно допускать, что рассматриваемые локальные структуры — составная часть результатов действия сейсмогравитационных процессов, приводящих к расслоенности магматических комплексов и накоплению в них рудных веществ [1], образованию загадочных структур типа «рытвин» (potholes) [2] и пегматоидных трубок [3]. Они формировались путем опускания и горизонтального перемещения подвижного кумулюсного материала вышележащих (обычно более плотных) в нижележащие слои за счет уплотнения последних, разрушения вмещающих и подстилающих пород с подъемом (вытеснением) их фрагментов на более высокие уровни, волнообразных колебаний пограничных слоев под воздействием поперечных сейсмических волн.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лихачев А.П. Расслоенность и рудоносность магматических комплексов как результат сейсмических импульсов и сейсмограмма становления стратифицированных интрузий // Отечественная геология. 2000. № 4. С. 66—72.
2. Лихачев А.П. О происхождении загадочных структур Бушвельдского магматического комплекса, именуемых «рытвинами» // Отечественная геология, 2001. № 3. С. 75.
3. Лихачев А.П. О происхождении пегматоидных трубок Бушвельдского магматического комплекса // Отечественная геология, 2002. № 3. С. 21.
4. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. — М.: Мир, 1970.
5. Элдер Дж. Количественное лабораторное изучение динамических моделей магматических интрузий // Механизм интрузий магмы. М., 1972. С. 213—229.
6. Cawthorn R.G., Lee C.A. Bushveld Complex excursion field guide. 8th, International Platinum Symposium. Rustenburg. 1998.
7. Cousins C.A. The Merensky Reef of the Bushveld Igneous Complex // Monogr. Econ. Geol. 1969. Vol. 4. P. 234—251.
8. Enrichs E.E., Jaeger H.M., Karczmars G.S. et al. Granular convection observed by magnetic resonance imaging // Science. 1995. 17 March. Vol. 267. P. 1632—1634.
9. Faraday M. On a peculiar class of acoustical figures; and on certain forms assumed by groups of particles upon vibrating elastic surfaces // Philos. Trans. R. Soc. London. 1831. Vol. 52. P. 299—340.
10. Ferguson J., Botha E. Some aspects of igneous layering in the Bushveld Complex // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1963. Vol. 66. P. 259—278.
11. Feringa G., Cousins C.A. Discussion on «Some aspect of igneous layering in the Basic zones of the Bushveld Complex» by J. Ferguson and E. Botha. Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1963. Vol. 66. P. 280—282.
12. Jones J.P. Pegmatoidal nodules in the layered rocks of the Bafokeng leasehold area // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1976. Vol. 79. P. 312—320.
13. Lee C.A., Sharpe M.R. Spheroidal pyroxenite aggregates in the Bushveld — a special case of silicate liquid immiscibility // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 44. P. 295—310.
14. Vermaak C.F. The Merensky Reef — thoughts on its environment and genesis // Econ. Geol. 1976. Vol. 71. P. 1270—1298.
15. Viljoen M.J., De Klerk W.J., Coetzer P.M. et al. The Union Section of Rustenburg Platinum Mines Limited with reference to the Merensky Reef // Mineral Deposits of Southern Africa. 1986. P. 1061—1090.
16. Viljoen M.J., Hiebert R. The Rustenburg section of Rustenburg Platinum Mines Limited, with reference to the Merensky Reef // Mineral Deposits of Southern Africa. 1986. P. 1107—1134.

Литобиогеохимия железа на месторождениях Ангаро-Илимского района БАМ

А.Л.КОВАЛЕВСКИЙ (Геологический институт СО РАН)

Исследования железа в почвах и растениях на железорудных месторождениях Ангаро-Илимского района были проведены в основном в 1977–1979 гг. по договору биогеохимической группы ГИН СО РАН СССР с Иркутским геологическим управлением (ИГУ). Были поставлены две задачи: разработать методику безбарьерных биогеохимических поисков рудных месторождений в ландшафтах Иркутской области и изучить возможности биогеохимической индикации скрытой золоторудной и медной минерализации на Октябрьском железорудном месторождении, выявленной в отдельных скважинах, и подобной попутной минерализации на других железорудных месторождениях.

Работы на основном объекте исследований — Октябрьском месторождении проводились с базы на ст.Таргиз, где кончалась двухпутка БАМ и за мостом через одноименную реку начиналось однопутное движение. На ст.Таргиз расположен один из многочисленных леспромхозов, осваивавших лесные богатства этой территории. Наши литобиогеохимические исследования были частью более широкого комплекса плановых геологических, геохимических, ландшафтно-геохимических, гидрогеохимических, геоботанических и других исследований, проводившихся на притрассовой территории ИГУ и институтами Иркутского филиала СО АН СССР. Кроме Октябрьского месторождения наши комплексные НИР проводились на Татьянинском, Рудногорском и Змеиногорском месторождениях железа вблизи БАМ и на Кулуктунском рудопроявлении золота в Приморском хребте вблизи оз.Байкал. Особенность работ — определение уникально большого комплекса (54) химических элементов (ХЭ) в 12 000 сопряженных проб почв, горных пород, руд и большого числа видов и частей (биообъектов) растений. Это позволило получить уникальные данные о закономерностях накопления растениями 38 ХЭ: Na, Li, Rb, Cs, Cu, Ag, Au, Be, Sr, Ba, Zn, Cd, Hg, Sc, Y, La, Yb, B, Ga, Tl, Ti, Zr, Ge, Sn, Pb, V, Nb, As, Sb, Bi, Cr, Mo, W, Mn, F, Fe, Co, Ni. Позднее в остатках проб были определены Pt и Pd. Остальные восемь микроэлементов: K, Mn, Ca, Al, Si, C, P, S не рассматривались в представленном отчете 1979 г., т.к. они установлены в небольшом количестве (десятки) проб с помощью силикатного анализа. Не рассматривались также данные о восьми ХЭ, не обнаруженных с помощью эмиссионного спектрального анализа (ЭСА) ни в одной из 12 000 проб: Hf, Ce, Th, U, In, Ta, Se, Te из-за недостаточной чувствительности.

Закономерности накопления железа растениями. Растения поглощают и выделяют ХЭ всеми органами. Поэтому наблюдаемые содержания в них, которые считают результатом накопления, — итог этих двух противоположных процессов. Поглощительно-выделительные процессы регулируются установленной нами системой безбарьерно-барьерного накопления (СББН) растений [1–3, 14]. Интенсивность биологического поглощения ХЭ, которая при корневом питании зависит от подвижности и доступности растениям их различных минеральных форм в корнеобитаемой зоне, мы рассматриваем только для безбарьерных видов и частей растений. Это обусловлено тем, что накопление ХЭ в барьерных биообъектах определяется не их доступностью растениям и интенсивностью процессов поглощения, а физиологическими особенностями различных тканей и их количественными барьерными характеристиками (КБХ). Изучение СББН позволяет выявлять безбарьерные биообъекты растений, которые дают коли-

чественную информацию о содержаниях подвижных, доступных растениям форм ХЭ в корнеобитаемой зоне. Под ними понимают контактирующие с корнями соединения твердой, жидкой и газообразной фаз, имеющие резко различную доступность растениям. Она наименьшая для минералов, сорбированных и изоморфных форм твердой фазы; значительно более высокая для ионных форм жидкой фазы и наибольшая для газообразных ХЭ. Средние растительно-почвенный РПК, растительно-водный (корневой) РВК_к и растительно-газовый (корневой) РГК_к коэффициенты, характеризующие поглощение из этих трех фаз, соотносятся между собой как 1:3000:300 000 при выражении содержаний ХЭ в расчете на золу. Этот способ мы будем использовать и в дальнейшем при рассмотрении литобиогеохимии железа.

Другие относительные биогеохимические параметры, определяющие закономерности поглощения железа растениями, рассмотрим для нескольких основных биообъектов, безбарьерных по отношению к железу и имеющих стабильные содержания во времени. К этим параметрам отнесены: относительное содержание железа в различных видах растений, произрастающих в одинаковых условиях — ОСВР, относительное содержание в различных частях (биообъектах) растений одного вида — ОСБО и относительное изменение содержаний железа в молодых, растущих частях растений — ОИСВ. Рассмотрение этих количественных параметров показало, что закономерности поглощения железа древесными растениями сравнительно просты. Это делает возможным использование их для биогеохимического картирования территорий, в частности железорудных месторождений, что являлось практической целью проведенных исследований.

Система безбарьерно-барьерного накопления (СББН) у растений по отношению к железу. При исследованиях на четырех железорудных месторождениях было изучено 9070 проб растений и 1060 проб почв, горных пород и железных руд. Это позволило впервые получить значительный объем фактических данных о накоплении железа большим числом изученных биообъектов растений не только Ангаро-Илимского железорудного района, но и других районов Восточной Сибири, в частности Бурятии и Читинской области. Главный результат исследований — выявление СББН у растений и внешних слоев корки стволов различных видов деревьев как биообъектов, безбарьерных по отношению к железу.

Первые данные о безбарьерном накоплении железа внешними слоями корки стволов деревьев были получены нами в 1971–1976 гг. на Ермаковском бериллиевом месторождении в Забайкалье. Здесь впервые были проведены детальные исследования распределения ХЭ в поперечных разрезах стволов деревьев и в их других частях и видах растений, цель изучения которых — СББН у растений по отношению к бериллию и спутников его месторождений [4]. Здесь неожиданно было установлено, что над флюорит-бериллиевым рудным телом среднее для четырех особей содержание железа было аномально высоким. Во внешнем слое корки стволов сосен оно составляло 4,1%, в опробованных шишках и корнях по 5%. Эти содержания в безбарьерных биообъектах сосны были больше, чем в почве (2% в горизонте А, 3% в В и 1% в С). Для этих безбарьерных биообъектов РПК железа получились необычно высокими 2–2,5. По А.И. Перельману [11], железо относится к элементам среднего и слабого биологического захвата с коэффициентами биологического поглощения

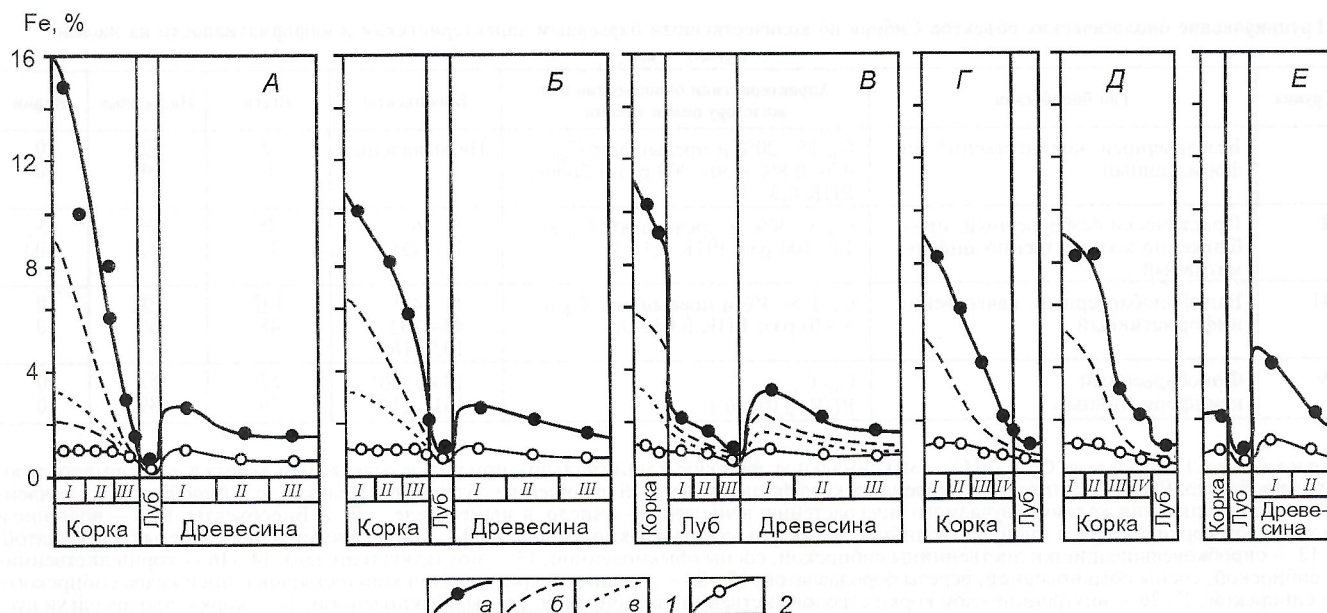


Рис. 1. Распределение железа в стволах деревьев на фоне и на ореолах железорудных тел, месторождения Октябрьское, Татьянинское и Змеиная горка:

А — лиственница; Б — сосна; В — береза; Г — кедр; Д — ель; Е — рябина; 1 — на ореолах (а — наиболее интенсивных, б — средней интенсивности, в — малоинтенсивных); 2 — на фоне

(КБП=РПК) 0, $n=0,0n$. Минимальное содержание железа на рассматриваемой ключевой точке Ермаковского месторождения 0,8% было установлено в лубе (камбии) сосен при содержании в ветвях, хвое и зеленых шишках 1,2; 2,1 и 1,4%. Для данных четырех барьерных биообъектов РПК получились равными 0,4; 0,6; 1,0; 0,7, считая среднее содержание железа в почве 2% — значительно меньшим, чем его кларк, равный приблизительно 5%. Установленные высокие РПК железа на бериллиевом месторождении связаны с пиритной формой железа во флюорит-бериллиевых рудах, содержащих 50—70% флюорита. На этом бериллиевом месторождении было установлено, что железо, подобно Be, F, Li, Pb, Zr, Ti, Si, Al, имеет наибольшие относительные концентрации во внешних слоях корки стволов деревьев в сравнении с другими слоями коры, заметно (в 2,5—4 раза) обогащает мелкую фракцию издробленной корки сосны и лиственницы и образует в корке собственные минералы: пирит, магнетит (?) и ильменит [5, 6]. Эти предварительные данные полностью подтвердились при исследованиях биогеохимии железа на его месторождениях в Ангаро-Илимском рудном районе в 1977—1979 гг.

Железо в поперечных разрезах стволов лиственницы, сосны, березы, ели, рябины оказалось распределено неоднотипно (рис. 1). Для всех изученных видов деревьев были установлены максимальные содержания железа во внешнем слое корки, а минимальные — во внутреннем слое самых молодых клеток луба, состоящем преимущественно из делящихся камбиальных клеток. Для всех видов деревьев устанавливается в 1,5—2 раза большее содержание железа в «молодой», заболонной древесине по сравнению со «старой», ядровой в центральной части ствола. На основании концентрационных кривых (рис. 2) в системе внешние слои корки стволов—другие биообъекты тех же особей деревьев и сопоставления содержаний железа в различных видах и частях растений на наиболее интенсивных биогеохимических ореолах железа впервые были сгруппированы 213 изученных биообъектов растений по их поисковой информативности на этот ХЭ (табл. 1).

Как видно (см. табл. 1), из 213 изученных биообъектов наиболее информативны надземные биообъекты растений — внешние слои корки стволов и пней лиственницы сибирской и сосны обыкновенной, их опробковевшие шиш-

ки и корка (береста) березы, а также корни всех изученных видов деревьев: лиственницы, сосны и березы и зеленый мох. Концентрации железа в их золе на его наиболее интенсивных биогеохимических ореолах превышают 10%, по данным спектрального анализа, и достигают 12—16%, по данным рентгено-радиометрического и химического

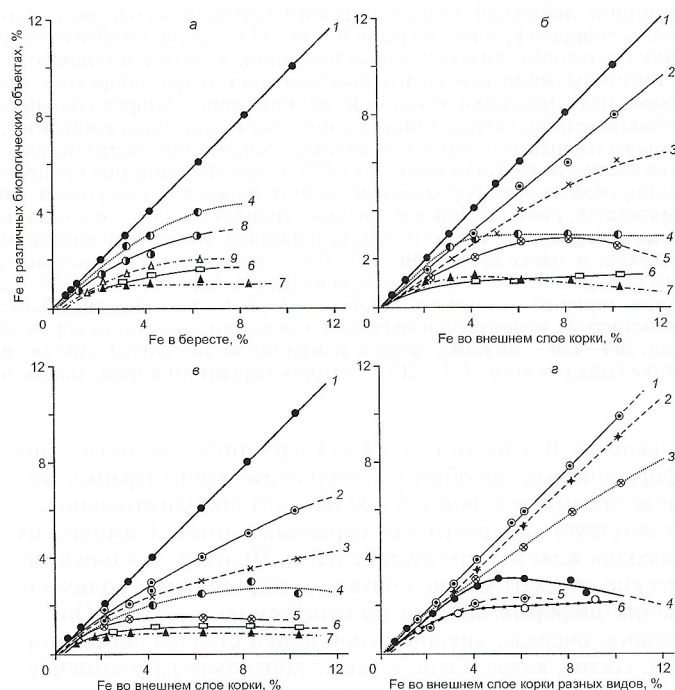


Рис. 2. Зависимости концентраций в системе известных безбарьерный биологический объект—изучаемый биологический объект для Fe на Октябрьском железорудном месторождении:

а — береза: 1 — корка, 4 — заболонная древесина, 6 — ядровая древесина, 7 — луб, 8 — листья, 9 — ветви; б — лиственница, в — сосна: 1 — внешние слои корки, 2 — то же, средние, 3 — то же, внутренние, 4 — заболонная древесина, 5 — ветви с хвоей, 6 — ядровая древесина, 7 — луб; г — внешние слои корки разных видов: 1 — лиственницы, 2 — сосны, 3 — березы, 4 — кедр, 5 — ели, 6 — осины

1. Группирование биологических объектов Сибири по количественным барьерным характеристикам и информативности на железо

Группа	Тип биообъекта	Характеристики биообъектов над железорудными телами	Биообъекты	Всего	Надземные	Корни
I	Безбарьерный, количественно-информативный	C_m 15–20% и превышают C_f 0,3–0,8% в 50–300 раз и более; РПК 0,3–3	Не выявлены	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$
II	Практически безбарьерный, приближенно количественно-информативный	C_m 3–30% и превышают C_f в 10–100 раз; РПК 0,1–1	1–16 17–42*	$\frac{29}{13}$	$\frac{26}{12}$	$\frac{3}{100}$
III	Близкобарьерный, качественно-информативный	C_m 1,5–4% и превышают C_f в 3–10 раз; РПК 0,03–0,3	17–42* 43–102 103–160*	$\frac{102}{48}$	$\frac{102}{49}$	$\frac{0}{0}$
IV	Фоновый, неинформативный	$C_m < C_a$; РПК $\leq 0,01$ –0,1	103–160* 161–213	$\frac{82}{39}$	$\frac{82}{39}$	$\frac{0}{0}$

Примечания. 1. Здесь и далее C_m , C_f и C_a — максимальное, фоновое и минимально-аномальное содержание железа в золе соответствующего биообъекта; РПК — растительно-почвенный коэффициент, равный отношению содержания железа в золе биообъекта и в почвенном горизонте питания железом изучаемого вида растения; в числителе — число, в знаменателе — %. 2. Биообъекты: 1–8 — внешние и средние слои корки стволов и пней лиственницы сибирской, сосны обыкновенной; 9, 10 — корка стволов и пней березы бородавчатой; 11, 12 — опробковевшие шишки лиственницы сибирской, сосны обыкновенной; 13 — мох (кукушкин лен); 14–16 — корни лиственницы сибирской, сосны обыкновенной, березы бородавчатой; 17–24 — внешние и средние слои корки стволов и пней кедра сибирского, ели сибирской; 25, 26 — внутренние слои корки стволов лиственницы сибирской, сосны обыкновенной; 27 — корка стволов ольхи кустарной; 28 — опробковевшие шишки ели сибирской; 29, 30 — заболонная древесина стволов лиственницы сибирской, сосны обыкновенной, кедра сибирского, ели сибирской, пихты сибирской, березы бородавчатой, осины дрожащей; 31–38 — древесина ольхи кустарной, рябины сибирской; 39 — молодая поросль сосны обыкновенной; 40–42 — листья (хвоя) березы бородавчатой, ивы козьей, сосны обыкновенной; 43 — корка ивы козьей; 44, 45 — внутренние слои корки кедра сибирского, ели сибирской; 46, 47 — опробковевшие шишки кедра сибирского, пихты сибирской; 48–55 — ядровая древесина стволов лиственницы сибирской, сосны обыкновенной, кедра сибирского, ели сибирской, пихты сибирской, березы бородавчатой, осины дрожащей; 56–60 — молодая поросль кедра сибирского, ели сибирской, пихты сибирской, березы бородавчатой, ивы козьей; 61–63 — листья (хвоя) рябины сибирской, таволги средней, пихты сибирской; 64–69 — побеги с листьями (хвоей) березы бородавчатой, ивы козьей, смородины красной, смородины черной, ели сибирской, пихты сибирской; 70–77 — ветви (стебли) лиственницы сибирской, сосны обыкновенной, кедра сибирского, березы бородавчатой, княжика сибирского, смородины красной, смородины черной, таволги средней; 78 — брусника с корнями; 79–87 — надземные части клевера красного, клевера лугового, осоки дернистой, осоки лесной, осоки стоповидной, плауна, поповника обыкновенного, саранки, черники; 88–95 — ветошь клевера красного, осоки дернистой, осоки лесной, саранки, кипрея узколистного, пажитки обыкновенной, полыни обыкновенной, тысячелистника азиатского; 96–101 — надземные части багульника болотного, голубики, княжика сибирского, смородины красной, смородины черной, таволги средней; 102 — зеленые семена ольхи кустарной; 103–106 — корка стволов и пней осины дрожащей, пихты сибирской; 107 — корка рябины сибирской; 108 — корка с лубом ольхи кустарной; 109, 110 — молодая поросль лиственницы сибирской, рябины сибирской; 111–117 — листья (хвоя) ели сибирской, багульника болотного, жимолости татарской, ольхи кустарной, рябины сибирской, таволги средней; 126–132 — ветви (стебли) ели сибирской, пихты сибирской, ивы козьей, рябины сибирской, багульника болотного, жимолости обыкновенной, жимолости татарской; 133 — сухие семена ольхи кустарной; 134–138 — зеленые шишки лиственницы сибирской, сосны обыкновенной, кедра сибирского, ели сибирской, пихты сибирской; 139–149 — надземные части аконита бородавчатого, брусники, вейника наземного, ириса, кипрея узколистного, кровохлебки аптечной, пажитки обыкновенной, плауна, полыни обыкновенной, скерды тонколистной, тысячелистника азиатского; 150–160 — ветошь аконита бородавчатого, аконита Чекановского, бобового гигантского, вики, борщевика, василистника байкальского, василька, зопника клубненосного, кровохлебки аптечной, полыни, тысячелистника азиатского; 161–170 — луб лиственницы сибирской, сосны обыкновенной, кедра сибирского, ели сибирской, пихты сибирской, березы бородавчатой, осины дрожащей, ивы козьей, рябины сибирской, ольхи кустарной; 171–173 — корка с лубом осины дрожащей, пихты сибирской, рябины сибирской; 174 — молодая поросль осины дрожащей; 175–178 — листья (хвоя) лиственницы сибирской, кедра сибирского, осины дрожащей, жимолости обыкновенной; 179 — побеги с листьями осины дрожащей; 180, 181 — ветви о. дрожащей, ольхи кустарной; 182–184 — листья, побеги с листьями и ветви черемухи Максимовича; 185 — ягоды с плодоножками рябины сибирской; 186 — зеленые семена березы бородавчатой; 187–203 — надземные части аконита Чекановского, бобового гигантского, вики, горошка мышиного, горошка заборного, василистника байкальского, борщевика, василька, зопника клубненосного, костяники каменистой, кровохлебки аптечной, кувшинки, марьяного корня, папоротника орляка, хвоща лесного, чемерицы острокопной, черемши; 204–210 — нижние, средние и верхние части стеблей, листья нижнего, среднего и верхнего ярусов, цветы с цветоножками василистника байкальского; 211–213 — ветошь марьяного корня, хвоща лесного, черемши.

анализов. В этих 16 (7% из 213 изученных) наиболее информативных биообъектах ореольные концентрации железа превышают фон в 5–20 раз, что приблизительно соответствует контрастности первичных литогеохимических ореолов железа в его рудных телах. Поэтому эти биологические объекты можно считать безбарьерными, количественно-информативными по отношению к железу. Они, в первую очередь, внешние слои корки стволов лиственницы, сосны, кедра и ели, а также корка березы рекомендуются для различных исследований биогеохимии железа. Особенно это относится к использованию железа в качестве элемента-индикатора магнетитовых руд, а также зон пиритизации и сидеритизации, железо которых более доступно растениям в сравнении с железом магнетитовых руд.

Относительное содержание железа в различных биообъектах растений (ОСБО). Второй количественный параметр, необходимый для интерпретации получаемых биогеохимических данных, — относительное содержание желе-

за в биообъектах, отобранные на тех же точках наблюдения — ОСБО. Значения ОСБО, установленные для биообъектов изученных железорудных месторождений, показывают отсутствие значительной дифференциации между ними, превышающей $\pm 20\%$ (табл. 2). Поэтому во многих практических случаях поправками за неоднородность этих биообъектов можно пренебречь. Это значительно упрощает обработку получаемых аналитических данных и их визуализацию путем построения профилей, планов и карт. Биообъекты, включенные в табл. 2, использовались при обработке аналитических данных по изученным железорудным месторождениям.

Интенсивность биологического поглощения железа. На четырех изученных железорудных месторождениях и на всех других ключевых участках, данные которых использовались в настоящем сообщении, поглощение железа растениями имело место по литобиогеохимической модели [3]. По этой модели свободные грунтовые воды в корнеобитаемой зоне отсутствуют, и ХЭ поглощаются только из ее твер-

2. Относительные содержания железа в биообъектах, рекомендуемых для биогеохимических исследований на этот элемент

Биологические объекты	Железорудные месторождения			Среднее
	Октябрьское	Татьянинское	Змеиняя горка	
Корка стволов:				
сосна (эталон)	1,0	1,0	1,0	1,0
лиственница	1,1	1,1	1,1	1,1
кедр	1,2	1,3	1,1	1,2
ель	0,9	1,0	0,9	0,9
береза	0,8	0,9	0,8	0,8
Опробковевшие шишки:				
сосна	1,1	1,1	1,2	1,1
лиственница	1,2	1,3	1,1	1,2
ель	0,7	1,3	0,8	0,9
Молодая поросль сосны	0,7	0,9	0,8	0,8

дой фазы. Интенсивность биологического поглощения в данном случае определяется с помощью растительно-почвенного (РПК) и растительно-горно-породного (РГПК) коэффициентов. В последние годы РГПК был введен нами для условий, характерных для жильных рудных месторождений. На них часто горизонт питания растений, определяемый по специальным методикам [1, 3], изучаемых ХЭ оказывался приуроченным к самому нижнему почвенному горизонту Д — элювию коренных горных пород. Это было установлено, например, для платины и палладия, которые интенсивно выщелачивались из верхних почвенных горизонтов и обогащали горизонт Д [7].

Мы определили РПК ХЭ как отношение его содержания в золе безбарьерного биообъекта растения и в почве на горизонте его питания, что имеет большое значение для легко подвижных ХЭ, часто обогащающих нижние и изредка верхние (азот, фосфор, марганец) почвенные горизонты. Для водораздельных элювиальных ландшафтов существенной дифференциации содержаний железа в почвенных разрезах не наблюдалось. Для склоновых ландшафтов над маломощными железорудными телами часто наблюдалось обеднение верхних почвенных горизонтов за счет их горизонтального смещения относительно элювия. Поэтому, так же как и для других рудных элементов, мы для расчета РПК использовали обычно нижний почвенный горизонт С на стандартной глубине наших почвенных разрезов 0,8—1 м.

Согласно имеющимся данным, РПК зависят от минеральных и химических форм изучаемых ХЭ. Главные — зависимости от растворимости минералов и крупности их зерен. В наших исследованиях были изучены четыре основные формы железа в почвах: магнетитовая (основная), гематитовая, пиритная и изоморфная (неминеральная). Значительный интерес представляет легкорастворимая сидеритовая (карбонатная) форма железа, но в изученных условиях такие железные руды, известные на Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении, были окислены на значительную глубину и превращены в корнеобитаемой зоне в гидроксидные формы.

На всех изученных нами железорудных месторождениях в районе БАМ в рудах преобладает магнетитовое железо. Только на Октябрьском месторождении известны гематит-магнетитовые рудные тела. Магнетитовые руды имеют

различную структуру, текстуру и крупность зерен, что проявилось в интенсивности поглощения железа безбарьерными биообъектами растений. Наиболее дисперсный, труднообогащаемый магнетит установлен на Татьянинском месторождении. Биогеохимические аномалии железа в безбарьерных биообъектах, которыми здесь являются внешние слои коры (корка) стволов сосны, лиственницы и березы, хорошо соответствуют железорудным телам. При фоновых содержаниях железа в золе корки деревьев 0,4—1,6%, а в почвах 2—8%, его РПК на фоне был равен в среднем 0,2. Над железорудными телами с концентрациями 25—45% были установлены биогеохимические аномалии железа с его концентрациями в золе безбарьерных биообъектов 10—16% при среднем РПК 0,3, т.е. здесь доступность растениям железа дисперсного магнетита была в 1,5 раза больше, чем на фоне, что очень благоприятно при использовании аномалий железа в растениях для индикации железорудной минерализации.

На Октябрьском месторождении биогеохимические аномалии железа характерны не для всех известных руд. Такие аномалии не были выявлены над преобладающими здесь массивными гематит-магнетитовыми рудными телами, что свидетельствовало о недоступности растениям железа, входящего в состав гематита и массивного магнетита. Средние РПК железа над гематит-магнетитовыми рудными телами составляли 0,01—0,02 при содержаниях его в корке березы, сосны и лиственницы 0,2—1%, не отличающихся от фоновых, а в гематит-магнетитовых рудах 25—55%. Над различными разновидностями магнетитовых руд с содержаниями 25—45% наблюдались биогеохимические аномалии железа с его содержаниями 3—7%, достигающими 8—10%. РПК железа здесь 0,1—0,4, приблизительно в 20 раз больше, чем над массивными гематит-магнетитовыми рудами. Над дисперсными магнетитовыми рудами Октябрьского месторождения средние РПК железа были такими же, как на Татьянинском и составляли 0,3—0,4. Неожиданно были выявлены четыре наиболее интенсивные биогеохимические аномалии с 7—12% железа за пределами известных железорудных тел. Эти аномалии оказались связанными с тремя зонами пиритизации и халькопиритизации внутри трубки взрыва и одной зоной пиритизации за ее пределами. При содержаниях железа в этих зонах 5—7% его РПК над зонами пиритизации составляют 1,4—1,7, в среднем 1,5. Таким образом, на Ок-

тябрьском железорудном месторождении впервые была установлена четкая зависимость РПК железа от его трех минеральных форм. Минимальные РПК над массивными гематит-магнетитовыми рудами (0,01—0,02) при отсутствии биогеохимических аномалий свидетельствуют о практической недоступности гематита и массивного магнетита растениям. Средние РПК 0,1—0,4 соответствуют рудам с дисперсным магнетитом, а максимальные 1,4—2,5, в среднем около 2 — зонам пиритизации, т.е. сульфидным формам железа в корнеобитаемой зоне. Для участков с неминеральными, изоморфными формами железа, характерными для фона, средняя РПК 0,2 при его содержаниях в золе безбарьерных биообъектов 0,5—1%, а в почвах 3—6% при кларке, близком 5%.

Изменения содержания железа в растениях во времени нами специально не изучались. По приведенным данным о его содержаниях в ветвях, хвое, зеленых шишках, заболонной и ядровой древесине видно, что в старых, особенно опробковевших тканях содержания железа увеличиваются во времени. Наиболее велико это увеличение при суберинизации, опробковении корки, образующейся из луба, и опробковении шишек. В первом случае содержание железа в течение десятков и сотен лет увеличивается в несколько раз на фоне и в 10 раз и более на биогеохимических аномалиях. При опробковении шишек, которое происходит в течение первых месяцев, содержание железа увеличивается в 4 раза. Очевидно, что скорость увеличения содержания железа здесь контролируется скоростью опробковения соответствующих тканей.

Железо, находящееся в листьях, присутствует в них в основном в водорастворимой форме, по-видимому, в протоплазме клеток. По нашим данным, до 40% железа, находящегося в листьях и хвое, переходит в раствор при настаивании в дистиллированной воде [2, 14]. Это объясняет наблюдавшееся еще в ранних исследованиях биогеохимии железа [12, 13] его значительное (до 50—80%) уменьшение содержаний в листьях после интенсивных дождей. Вымытые из листьев количества железа восстанавливаются почти до исходного уровня в течение 2—4 дней. Эта значительная динамика содержаний железа и других ХЭ в листьях, связанная с дождями, — одна из главных причин отказа от опробования листьев при различных биогеохимических исследованиях. Простая рекомендация опробовывать старые, в основном опробковевшие биообъекты снимает проблемы изменения содержаний железа в растениях во времени и обеспечивает получение стабильных во времени данных, необходимых при биогеохимическом картировании. Интересно, что железо накапливается листьями деревьев и зелеными надземными частями трав по практически безбарьерному типу. Максимальные концентрации железа в них достигают 6—12%. Поэтому эти биообъекты заслуживают дальнейшего изучения, включая динамику содержаний железа во времени.

Из сказанного можно сделать следующие выводы:

1. Полученные данные свидетельствуют о том, что железо, подобно большинству ХЭ, характеризуется безбарьерным накоплением в опробковевших тканях деревьев, в частности, во внешних слоях корки стволов. Поэтому при использовании корки в качестве основного объекта опробования железо следует включить в список ХЭ, устанавливаемых высокопроизводительным эмиссионным спектральным анализом.

2. Доступность железа растениям при литобиогеохимической модели корневого питания в зависимости от его минеральных форм в корнеобитаемой зоне изменяется в 10—100 раз. Определения с помощью РПК дали следующий ряд доступности железа растениям пяти изученных форм в почвах: пиритное (РПК 2)>>дисперсный магнетит (0,3), >фоновые, неминеральные (0,2), >> крупнозернистые магнетит и гематит (0,015). Весьма вероятно, что максимальные РПК

железа будут получены при его нахождении в корнеобитаемой зоне в виде легкорастворимого сидерита. Это предположение требует специальной проверки.

3. В связи с относительно широким распространением в Забайкалье подземных питьевых вод с избыточными, превышающими ПДК концентрациями железа необходимо провести исследования растений с определениями растительно-водного коэффициента (РВК) железа и влияния этих вод на содержания железа в сельскохозяйственных растениях. Здесь вероятно выявление безбарьерных биообъектов с концентрациями железа, превышающими его ПДК для продуктов питания растительного происхождения, равного 50 мг/кг для сырого, приблизительно 250 мг/кг для сухого и 5000 мг/кг — 0,5% для озолонного вещества.

4. В связи с относительно высокими содержаниями на фоне и над рудными телами железа в корке деревьев можно определять экспрессными и высокопроизводительными флюоресцентными рентгено-радиометрическими методами (ФРПМ) без трудоемких операций отбора и озолонения проб непосредственно на точках наблюдения. Одновременно с железом с помощью ФРПМ могут быть определены Zn, Ba, Mn, Fe, Na и другие макроэлементы [8—10], имеющие поисковое или экологическое значение. При организации полевого озолонения проб, что мы практикуем в течение 40 лет, комплекс ХЭ, определяемых в полевых условиях с помощью экспрессного ФРПА, может быть значительно увеличен за счет их 5—50-кратного обогащения.

5. Установленное нами образование биогенных минералов железа (магнетит, ильменит и пирит) в корке стволов необходимо учитывать при проведении минералогических исследований почв и осадочных горных пород.

6. Полученные данные — существенный вклад в литобиогеохимию железа, особенно в отношении выявления и изучения системы его безбарьерно-барьерного накопления у растений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ковалевский А.Л. Особенности формирования рудных биогеохимических ореолов. — Новосибирск: Наука, 1975.
2. Ковалевский А.Л. Биогеохимические поиски рудных месторождений. Изд. 2-е, перераб. и дополн. — М.: Недра, 1984.
3. Ковалевский А.Л. Биогеохимия растений. — Новосибирск: Наука, 1991.
4. Ковалевский А.Л., Ковалевская О.М. Биогеохимические поиски бериллиевых месторождений. — Новосибирск: Наука, 1979.
5. Ковалевский А.Л. Выделение биолитов в живых организмах как результат безбарьерно-барьерного накопления химических элементов при их избытке во внешней среде // Матер. междунар. минерал. семинара «Минералогия и жизнь». Сыктывкар, 1993. С. 44—47.
6. Ковалевский А.Л. Биогенное минералообразование в растениях // Тез. докл. 2-го междунар. семинара «Минералогия и жизнь: биоминерал. Взаимодействия». Сыктывкар, 1996. С. 37—38.
7. Ковалевский А.Л., Ковалевская О.М., Татьянакина Э.М., Прокопчук С.И. Особенности биогеохимической миграции платины и палладия в ландшафтах южной тайги Забайкалья // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 248—251.
8. Ковалевский А.Л., Томский И.В., Сериков И.В. Об определении элементов-индикаторов в живых растениях и их неозолонных пробах // Тез. докл. конф. «Повышение эффективности геохимических поисков на территории притрассовой полосы БАМ». Улан-Удэ, 1977. С. 27—28.
9. Ковалевский А.Л., Томский И.В. Определение цинка в коре деревьев полевыми рентгеновскими анализаторами // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 1. С. 173—176.
10. Макеев С.М. Ядерногеохимический метод: опыт применения в Красноярском крае // Геофизические исследования в Средней Сибири. Красноярск, 1997. С. 286—298.
11. Перельман А.И. Геохимия. — М.: Высшая школа, 1989.
12. Ткалич С.М. Содержание железа в растениях как поисковый признак (месторождений) // Ботанический журнал. 1953. Т. 37. № 1. С. 93—95.
13. Ткалич С.М. Фитогеохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых. — Л.: Недра, 1970.
14. Kovalevskii A.L. Biogeochemical Exploration for Mineral Deposits. 2nd Ed. Revised and Supplemented. Utrecht. The Netherlands: VNU Science Press, 1987.

Особенности гидрогеохимии месторождений алмазов

А.И.МАЛОВ (Институт экологических проблем Севера УрО РАН)

Особенности гидрогеохимии коренных месторождений алмазов рассматриваются на примере месторождения им. М.В.Ломоносова в Архангельской области. Месторождение расположено в западной части Беломорско-Кулойского плато. Абсолютные отметки рельефа от 90—100 м в долинах рек до 130—160 м на водоразделах.

Кимберлитовые трубки, имеющие в верхней части линейные размеры 0,4—1 км, сложены в основном ксенотуфобрекчиями и автолитовыми брекчиями. Верхние кратерные части некоторых трубок выполнены осадочно-туфогенными образованиями. Коэффициент фильтрации последних около 1 м/сут. Водопроницаемость ксенотуфобрекчии в среднем $1,5 \text{ м}^2/\text{сут}$ (коэффициент фильтрации 10^{-2} м/сут); она определяется главным образом содержанием в брекчии ксенолитов песчаников осадочного чехла, достигающим 30% (в среднем 14%). Кроме того, для ксенотуфобрекчии характерна система редких, тонких и невыдержанных трещин. Автолитовые брекчии практически водонепроницаемы (коэффициент фильтрации $n \cdot 10^{-4} \text{ м/сут}$).

Вмещающие породы по отношению к кимберлитовым трубкам — песчаники, алевролиты и аргиллиты венда: падунской свиты мощностью 120—200 м, мезенской (мельские и ергинские слои) 250 м, усть-пинезской (зимнегорские, вайицкие, сюзыминские, верховские, архангельские, лямичские, тамичские слои) 500 м и рифея до 150 м (рис. 1, 2).

Падунская свита состоит в основном из мелко- и тонкозернистых песчаников (60—80%) и алевролитов (20%); они разделяются прослоями аргиллитов. По данным расходомерии, в разрезе свиты выделены пять—восемь прослоев мощностью 1—7 м, через которые и проходит весь приток воды в скважину. Суммарная мощность фильтрационно-проницаемых слоев в толще падунской свиты составляет (по данным расходомерии) порядка 20%; распределены эти слои довольно равномерно по разрезу. Во-

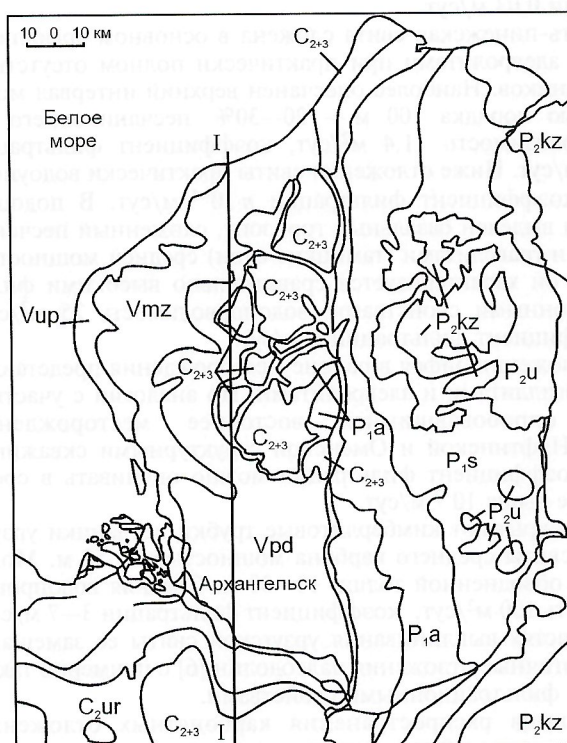


Рис. 1. Геологическая схема Юго-Восточного Беломорья:

свиты венда: Vup — усть-пинезская, Vmz — мезенская, Vpd — падунская; C2ur — урзугская свита среднего карбона; C2+3 — подольский и мячковский горизонты московского яруса среднего карбона, касимовский и гжельский ярусы верхнего карбона; ярусы нижней перми: P1a — ассельский, P1s — сакмарский; ярусы верхней перми: P2u — уфимский, P2kz — казанский; I—I — геологический разрез

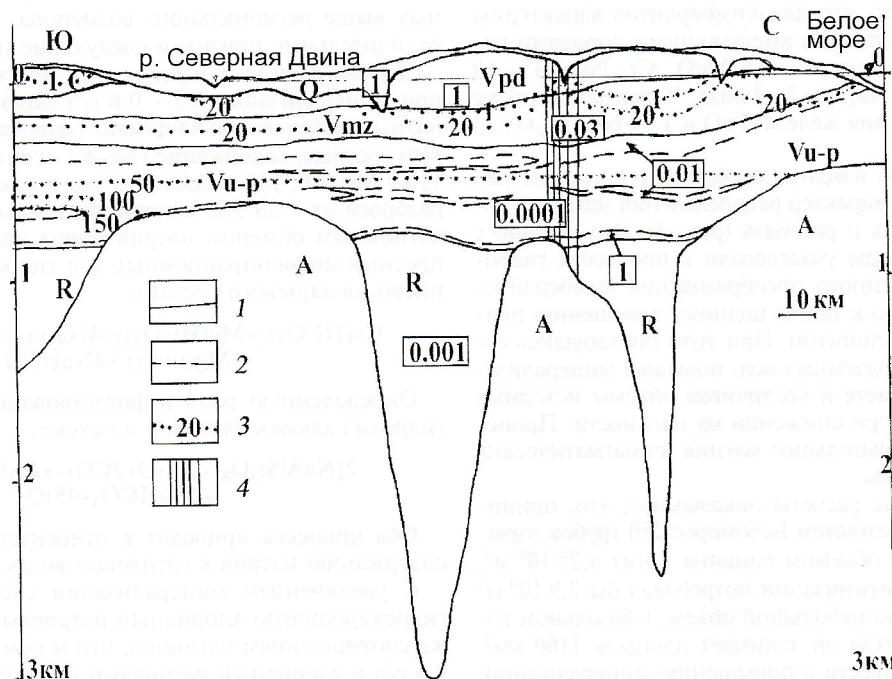


Рис. 2. Гидрогеологический разрез по линии I—I:

1 — геологические границы; 2 — границы опесчаненных слоев в усть-пинезской свите венда; 3 — изолинии минерализации, г/л; 4 — трубки взрыва месторождения им. М.В.Ломоносова; 5 — коэффициент фильтрации отложений, м/сут

допроводимость свиты 210 м²/сут; средний коэффициент фильтрации 1—1,5 м/сут.

Мезенская свита характеризуется более тонким составом водовмещающих пород: 70—80% алевролитов и аргиллитов. Ее водопроводимость 8 м²/сут; коэффициент фильтрации 0,03 м/сут.

Усть-пинезская свита сложена в основном аргиллитами и алевролитами при практически полном отсутствии песчаников. Наиболее опесчанен верхний интервал мощностью порядка 100 м — 20—30% песчаников; его водопроводимость 1,4 м²/сут, коэффициент фильтрации 10⁻² м/сут. Ниже отложения свиты практически водоупорны: коэффициент фильтрации $n \cdot 10^{-4}$ м/сут. В подошве свиты выделен базальный горизонт, сложенный песчаниками и гравелитами (тамицкие слои) средней мощностью 25 м; он характеризуется сравнительно высокими фильтрационными свойствами: водопроводимость 25 м²/сут, коэффициент фильтрации 1 м/сут.

Отложения рифея в районе месторождения представлены аргиллитами и алевролитами. По аналогии с участками, опробовавшими восточнее месторождения Усть-Няфтинской и Оменской структурными скважинами, коэффициент фильтрации можно оценивать в среднем не выше 10⁻³ м/сут.

Перекрывают кимберлитовые трубки песчаники уругской свиты среднего карбона мощностью до 50 м. Мощность обводненной толщи 10—30 м. Средняя водопроводимость 100 м²/сут, коэффициент фильтрации 3—7 м/сут. В областях выклинивания уругской свиты ее замещают четвертичные отложения палеодолин [6] с примерно такими же фильтрационными свойствами.

Граница распространения карбонатных отложений трассируется в 8 км западнее месторождения; однако в пределах месторождения они практически повсеместно уничтожены эрозионными процессами, сохранившись только на водоразделах в виде останцов, диаметром 1—10 км, частично сдренированных. Граница обводненных карбонатных пород удалена от месторождения на 3—4 км к востоку и югу; водопроводимость их составляет там от 100 до 800 м²/сут; коэффициент фильтрации 20—30 м/сут.

Анализ химического состава кимберлитов и вмещающих пород показывает, что для кимберлитов характерны повышенные по сравнению с вмещающими породами падунской свиты венда содержания MgO, Cr, Ni в 15—60 раз; CaO в 8—20 раз; Na₂O в 2—4 раза. Характерны также повышенные содержания железа: FeO в 4—8 раз; Fe₂O₃ до 4 раз.

Наиболее проявлено влияние особенностей состава пород месторождения на характер распределения магния в соленых подземных водах и рассолах (рис. 3). Это связано с тем, что подземные воды участвовали в процессах гидротермального и гипергенного преобразования кимберлитовых пород, что привело к почти полному замещению оливина серпентином и сапонитом. При этом поглощались существенные объемы подземных вод, повышая минерализацию остающихся в пласте и увеличивая объемы исходных магматических пород при снижении их плотности. Происходил также интенсивный вынос магния из магматических пород в подземные воды.

Условные оценочные расчеты показывают, что, принимая наличие в Юго-Восточном Беломорье 250 трубок взрыва с общим исходным объемом оливина в них 6,25·10⁹ м³, процесс полной серпентинизации потребовал бы 2,9·10⁹ м³ воды. Это сравнительно небольшой объем, в базальном горизонте осадочного чехла он занимает площадь 1160 км². Изъятие его может привести к повышению минерализации подземных вод только на локальных участках большого скопления магматических тел.

Иначе выглядит ситуация с выносом магния. Принимая, что на стадии прорыва осадочного чехла содержание

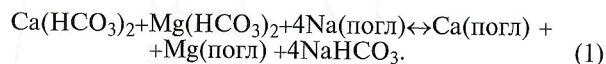
MgO снижается в среднем на 10%, получим, что из 250 трубок взрыва общим исходным весом 2,5·10¹⁰ т будет вынесено 1,5·10⁹ т магния. В базальном горизонте осадочного чехла на площади юго-восточного склона Балтийского щита концентрация его при этом могла при отсутствии потерь возрасти на 7,9 г/л. Это в среднем в 3,5 раза выше наблюдаемых сейчас значений. Если же принять, что процесс серпентинизации и сапонитизации оливина практически полностью проходил на стадии прорыва осадочного чехла, получим максимально возможное повышение концентрации магния в базальном горизонте до 16—20 г/л.

На рис. 3, д выделена область повышенных содержаний магния (более 10 мг-экв.%). Все точки, попадающие в эту область, приурочены к юго-восточному склону Балтийского щита, совпадая с площадями развития палеозойского кимберлитового магматизма, т.е., по всей видимости, несут информацию о процессах магматизма и постмагматических преобразований кимберлитовых пород.

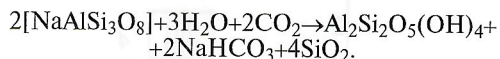
Повышенные содержания магния, связанные с процессами гидротермального метаморфизма кимберлитовых пород, смогли сохраниться только в нижней части осадочного чехла — в зоне застойных вод. В водоносных комплексах, расположенных выше регионального водоупора, представленного аргиллитами усть-пинезской свиты венда, специфическое, т.е. связанное с составом кимберлитовых пород распределение магния отмечено только в подземных водах, содержащихся непосредственно в кимберлитовых трубках (см. рис. 3, а) или же во вмещающих породах на площади месторождения (см. рис. 3, б). На удалении от месторождения характер распределения магния изменяется (см. рис. 3, в, г). На рис. 3, а продемонстрирован процесс гипергенного выноса магния из кимберлитовых пород: содержание его в миллиграмм-эквивалент процентах увеличивается пропорционально увеличению минерализации подземных вод. Поведение натрия в подземных водах кимберлитовых пород обратное: в слабосолоноватых и солоноватых водах содержание натрия максимально 70—90 мг-экв.% и выше; с увеличением же минерализации снижается до 45—50 мг-экв.% при минерализации 20 г/л.

Анализ состава подземных вод на месторождении им. М.В.Ломоносова в водоносных комплексах, расположенных выше регионального водоупора, показывает, что их отличительные признаки следующие (рис. 4).

В кимберлитовых породах: для пресных подземных вод при минерализации 0,5—0,6 г/л характерны гидрокарбонатный натриевый и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый составы; содержание (Na+K) около 80%, Ca примерно 11%; Mg 9%; pH подземных вод в среднем 7,7—7,9, при разбросе от 7 до 9,2. Состав подземных вод определяется катионным обменом натрия пород на магний и кальций пресных инфильтрационных вод гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава:



Определенную роль в формировании этих вод играет гидролиз алюмосиликатов по схеме:



Оба процесса приводят к относительно повышенному содержанию натрия в грунтовых водах.

С увеличением минерализации состав изменяется на гидрокарбонатно-хлоридный натриевый (0,6—1 г/л) с тем же соотношением катионов, что и при минерализации до 0,6 г/л и хлоридный натриевый при минерализации более 1 г/л за счет смешения инфильтрационных вод с реликтами морских трансгрессий. С увеличением минерализации до 10—20 г/л наблюдается рост содержаний магния и кальция до 20—25 мг-экв.% каждого из этих катионов

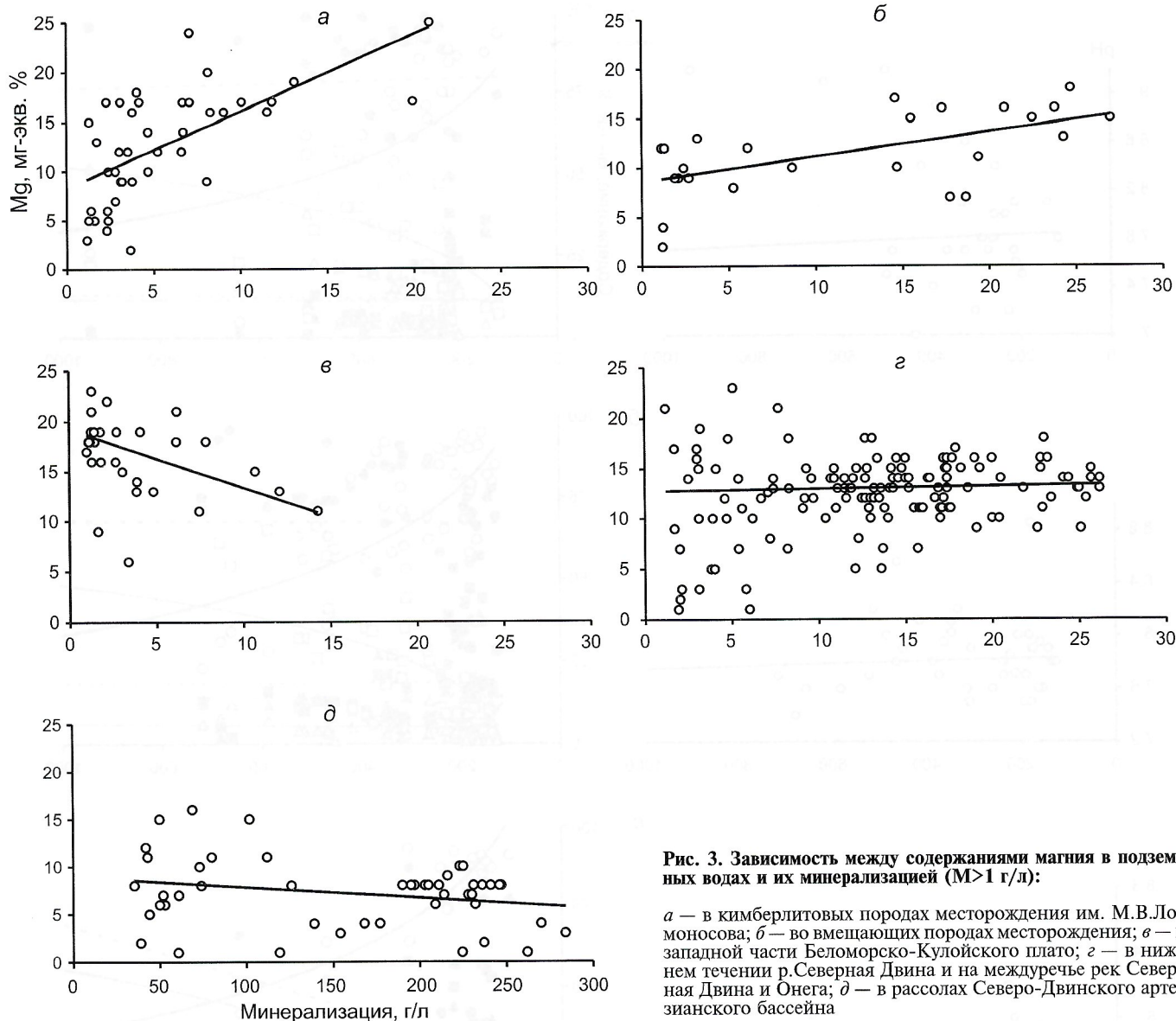
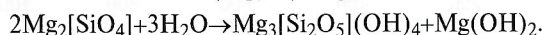
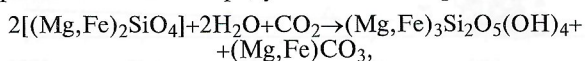


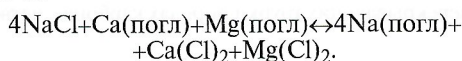
Рис. 3. Зависимость между содержаниями магния в подземных водах и их минерализацией ($M > 1$ г/л):

а — в кимберлитовых породах месторождения им. М.В. Ломоносова; *б* — во вмещающих породах месторождения; *в* — в западной части Беломорско-Кулойского плато; *г* — в нижнем течении р. Северная Двина и на междуречье рек Северная Двина и Онега; *д* — в рассолах Северо-Двинского артезианского бассейна

при соответствующем снижении содержания натрия до 50 мг-экв.%. Этот процесс связан с выносом магния при гидролизе оливина и продуктов его выветривания:



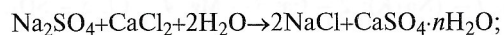
Также имеет место катионный обмен, направленность которого противоположна процессу, характерному для катионного обмена в водоносных горизонтах, содержащих пресные воды гидрокарбонатного магниевых-кальциевого состава (1), что связано с хлоридным натриевым составом морских вод:



Содержание сульфат-иона во всем диапазоне изменения минерализации подземных вод остается в среднем на одном уровне 10–12 мг-экв.%; pH до 7.

Для водных вытяжек характерны гидрокарбонатный натриевый и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый составы при минерализации до 1,5 г/л; при минерализации более 1,5 г/л состав быстро становится хлоридным натриевым. Для всего диапазона изменения минерализации (до 7,3 г/л) характерно очень высокое значение $(\text{Na} + \text{K})$ 90–93% и соответственно низкое Mg 4% и Ca 3%; pH в среднем 7,6–8,1 при разбросе от 7 до 9.

Существенная отличительная особенность состава водных вытяжек — высокое содержание сульфат-иона 20–30%, что связано с небольшой огипсованностью разреза. Процессы осаждения гипса и кальцита проходили в периоды поднятий территории и снижения пластовых температур и давлений. Также огипсование и кальцитизация пород осуществлялись в эти периоды и в связи с денудацией карбонатно-сульфатных толщ на поверхности и транспортировки сульфатов и карбонатов кальция в глубь кимберлитовых тел и вмещающих их пород преимущественно падунской и мезенской свит. В местах встречи соленых хлоридных кальциево-натриевых выпадали соли:



Во вмещающих трубки породах: для пресных подземных вод при минерализации 0,6–0,7 г/л характерны гидрокарбонатно-натриевый и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый составы; но содержание $(\text{Na} + \text{K})$ ниже, чем в кимберлитовых породах: в среднем 67%; Ca 19%; Mg 14%, т.е. выше, чем в кимберлитовых породах; pH примерно тот же, что и в кимберлитовых породах 7,8 при несколько меньшем разбросе 7,4–8,9. С увеличением минерализации состав изменяется на гидрокарбонатно-хлоридный натри-

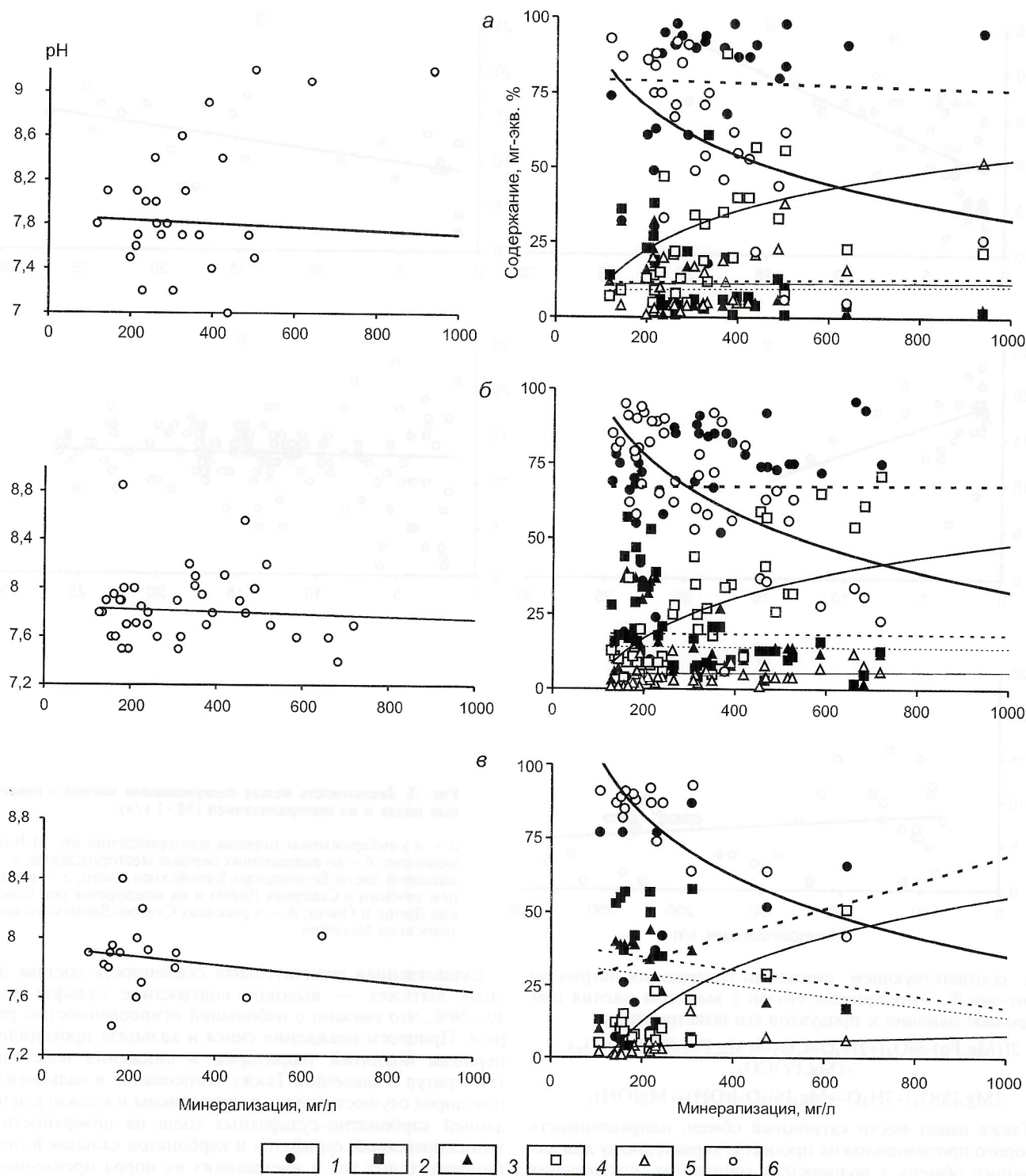


Рис. 4. Состав пресных подземных вод (справа) и их pH (слева) на месторождении алмазов им. М.В.Ломоносова:

a — в кимберлитовых породах; *б* — во вмещающих трубки породах венда; *в* — в перекрывающих трубки породах карбона—четвертичного периода; 1 — (Na+K); 2 — Ca; 3 — Mg; 4 — Cl; 5 — SO₄; 6 — HCO₃

евый (0,7—1 г/л) и хлоридный натриевый при минерализации более 1 г/л. С увеличением минерализации до 20—27 г/л содержания магния и кальция увеличиваются несколько меньше, чем в кимберлитовых породах до 15—20 мг-экв.%, а натрия снижаются до 65 мг-экв.%. Содержания сульфат-иона 10—14%.

В перекрывающих трубки породах поведение анионов в пресных подземных водах аналогично таковому в пресных подземных водах кимберлитов и вмещающих пород. Для

катионов же наблюдается присутствие двух типов вод: с высоким на уровне 80% содержанием (Na+K) («трубочно-го» типа) и повышенными содержаниями Ca 50—60% и Mg 30—40% (связанных с растворением карбонатов). Водородный показатель пресных вод в среднем 7,7—7,9 при разбросе 7,4—8,4.

Отмеченные особенности гидрогеохимии коренных месторождений алмазов могут использоваться при поисковых работах на алмазы.

Волластонит Южного Прибайкалья

Л.З.РЕЗНИЦКИЙ, С.И.ШКОЛЬНИК, Е.А.НЕКРАСОВА (Институт земной коры СО РАН)

Волластонит относится к индустриальным минералам многофункционального типа, главные области применения которого можно определить как производство обширного спектра силикатных и композиционных материалов. В мировой промышленности волластонит используется с 40-х годов, и за прошедшие десятилетия установилась четкая тенденция стабильного роста добычи, числа стран-производителей и потребителей при непрерывном расширении областей применения волластонита и высокой стоимости продукции. Так, с середины 1970-х до начала 1990 г. мировая добыча волластонита почти утроилась, с 1990 по 1998 г. производство товарной волластонитовой продукции выросло в 2 раза и по прогнозам сохранит высокие темпы роста, а мировые цены на качественную волластонитовую продукцию в среднем в 2—3 раза выше стоимости талька и магнетита [11, 12, 16, 18, 19 и др.].

В бывшем СССР в 60—80-х годах были исследованы десятки проявлений и месторождений волластонита, но все крупные и подготовленные к освоению объекты расположены на территориях среднеазиатских республик СНГ. В итоге природный волластонит в России практически не используется и не добывается, что может рассматриваться как еще один показатель отставания нашей страны не только от передовых, наиболее индустриально развитых, но и от многих не входящих в эту категорию государств (например, Китая, Мексики и Индии).

Только в последние два—три года начато освоение месторождений Горного Алтая. Между тем, в России известна еще одна крупная сырьевая база волластонита — Слюдянская провинция в Южном Прибайкалье, интенсивно изучаемая с начала 70-х до середины 80-х годов [3, 4]. Впоследствии, после прекращения собственно геологоразведочных работ на волластонит был выполнен большой комплекс технологических исследований. Их важнейшим результатом было установление и апробирование, наряду с волластонитом, технологических свойств природного диопсида, особенно безжелезистого, как нового вида минерального сырья, области применения которого во многом аналогичны волластониту [2, 5, 6, 9, 15]. Поскольку диопсид — один из главных компонентов волластонитовых руд Прибайкалья, полученные результаты позволяют внести существенные коррективы в оценку Слюдянской провинции.

Слюдянская волластонитовая провинция расположена в пределах одноименного кристаллического комплекса, входящего в состав Саяно-Байкальского складчатого пояса. Слюдянский комплекс охватывает осадочно-вулканогенную метаморфическую толщу и сопряженные с метаморфической эволюцией интрузивные и метасоматические образования [10]. Слоистая толща, включающая разнообразие гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы и карбонатно-силикатные породы, подразделена на две серии (четыре свиты): слюдянскую (култукская и перевальная свиты) и хангарульскую (харагольская и безымянная свиты). Уровень и тип метаморфизма комплекса соответствуют гранулитовой фации умеренных давлений.

К настоящему времени в Южном Прибайкалье выявлены многие десятки проявлений волластонита, в совокупности составляющие провинцию, вытянутую по генеральному простиранию толщ на 70 км и охватывающую в известных сейчас пределах площадь более 700 км² (рис. 1). Геологоразведочными работами с разной степенью детальности изучено несколько проявлений (участков), два из которых разведывались на глубину и квалифицированы как месторождения (Асямовское и Андреевское) [3, 4, 10].

Волластонитовые руды провинции представлены тремя основными петрографическими группами или типами, относящимися к двум генетическим классам — метаморфогенному (карбонатный и скарноидный типы) и скарново-му [3, 10].

Карбонатный тип руд включает серию разновидностей, отличающихся только количественными соотношениями породообразующих минералов — кальцита, волластонита, диопсида и кварца. По содержанию кальцита выделяются волластонитовые мраморы (более 70% CaCO₃), кальцифиты (30—70% CaCO₃), кальцит-волластонитовые и существенно волластонитовые породы (5—30% CaCO₃) и кварц-волластонитовые, не содержащие кальцит типы. Во всех разновидностях обычен диопсид (10—15%), но, кроме того, присутствуют кальцит-волластонит-диопсидовые разности (30% и более диопсида). Все разновидности волластонитосодержащих пород находятся в переслаивании и совместно образуют согласные протяженные пласты и горизонты. В целом гамма волластонитовых пород карбонатного типа рассматривается как метаморфические аналоги кремнисто-известковых, в разной степени доломитистых осадков «чистой линии», т.е. не содержащих глинистых и кластогенных примесей [3, 10].

Химический состав руд карбонатного типа четко согласуется с минеральным и полностью определяется четырьмя компонентами — CaO, SiO₂, MgO и CO₂. Концентрации прочих петрогенных оксидов незначительны (табл. 1), а из редких элементов в заметных количествах (20—500 г/т) фиксируются только Ba и Sr, изоморфно входящие в кальцит, а концентрации прочих обычно составляют 1—10 г/т. Волластонит в рудах образует призматические и столбчатые кристаллы 2—6 мм в длину, редко шестоватые и волокнистые агрегаты. Минерал совершенно бесцветен, в массе белый, идеально отвечает стехиометрическому CaSiO₃, без каких-либо примесных компонентов, в т.ч. типоморфных для природных волластонитов примесей Fe и Mn. Подчеркнем, что ни на одном из эксплуатирующихся месторождений мира подобного по чистоте волластонита нет. Ассоциирующий с волластонитом диопсид (как и кальцит) также практически не содержит примесей Ti, Al, Mn, Fe, Na, K.

Исследования по обогащению показали, что при получении высокочистых волластонитовых концентратов извлекаемость волластонита из руд не превышает 60%, а при выработке волластонит-диопсидового концентрата достигает 90%. Волластонит карбонатного типа пригоден для большинства известных для волластонита областей применения [4, 7, 8]. Но учитывая уникальную чистоту минерала и руд, использование их в производстве грубой керамики и подобных направлений явно нецелесообразно. Оптимальные для «стерильного» слюдянского волластонита назначения, где жестко лимитируются содержания примесей, влияющих на белизну (элементы-хромофоры), электрофизические свойства изделий, медицинские показания (Fe, Mn, Ti, щелочные и тяжелые металлы). Это производство глазурей, фарфора, керамических пигментов, электрофарфора и высокочастотных диэлектриков, биокерамики (имплантантов), композитных материалов (белый наполнитель бумаги, лаков, красок, пластмасс). В большинстве перечисленных направлений успешно апробирован и безжелезистый слюдянский диопсид [5—7], следовательно, могут применяться неразделенные диопсид-волластонитовые концентраты. Третий главный компонент руд — карбонат кальция относится к числу традиционных, широко используемых наполнителей [14, 17].

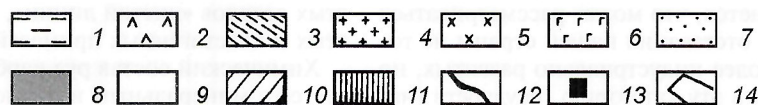
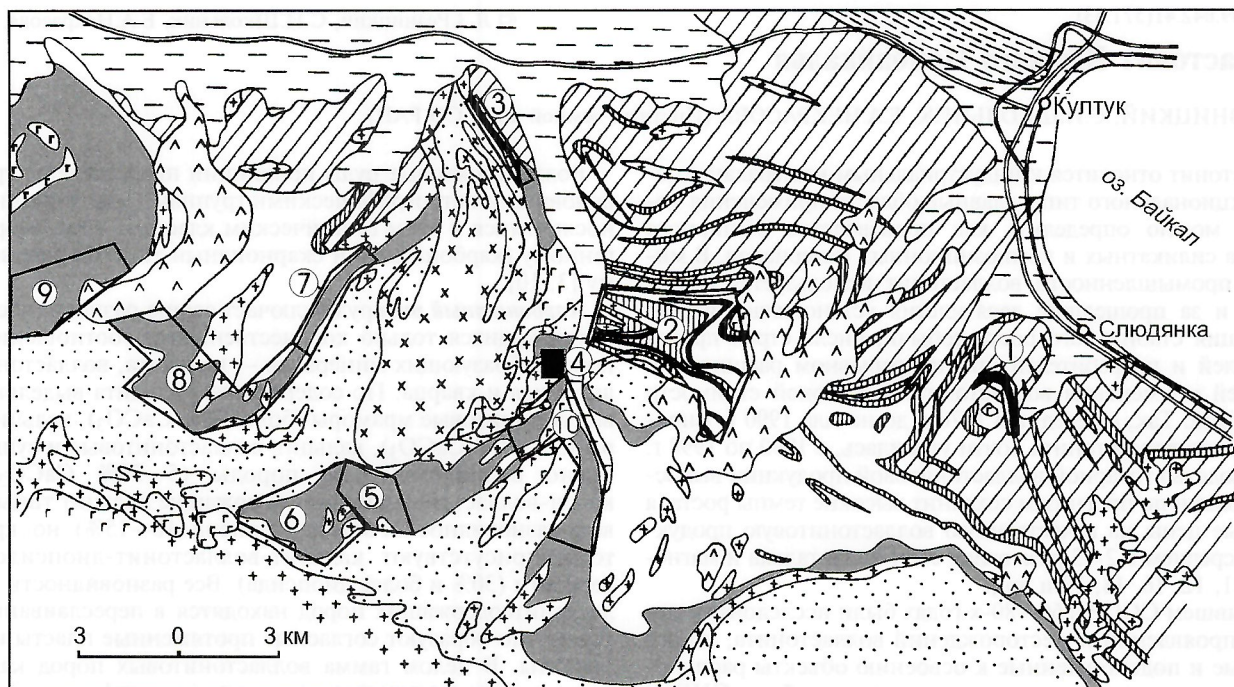


Рис. 1. Схема размещения основных месторождений и проявлений волластонита в центральной части Слюдянской провинции:

1 — кайнозойские отложения; 2 — неогеновые базальты; 3 — зона Главного Саянского разлома; 4 — гранитоиды; 5 — сиениты; 6 — габброиды; свиты: 7 — безымянская, 8 — харагольская, 9 — перевальная, 10 — куптукская; горизонты кремнисто-карбонатных литологических типов: 11 — магнезиальные (диопсидсодержащие породы), 12 — известковистые (волластонитсодержащие породы карбонатного типа); 13 — Андреевское месторождение скарновых руд; 14 — контуры месторождений и участков; цифры в кругах: 1 — Асямовское месторождение, 2 — Бургутуйский, 3 — Нижнебыстринский участки волластонитовых руд карбонатного типа и безжелезистых диопсидовых руд, 4 — Андреевское месторождение, 5, 6 — Малобыстринский (Лазурский), 7 — Тулутуйский, 8 — Хархантинский, 9 — Тибельтинский участки (скарноидный тип руд), 10 — Среднебыстринский участок (скарновые и скарноидные руды)

1. Химические и минеральные составы (в %) ведущих разновидностей волластонитсодержащих пород (руд) карбонатного типа

Оксид	1(21)	2(109)	3(93)	4(59)	5(19)	6(39)	7(108)
SiO ₂	15,63	24,13	32,69	41,62	50,23	49,37	47,22
TiO ₂	0,01	—	—	—	—	—	0,01
Al ₂ O ₃	0,08	0,09	0,15	0,11	0,19	0,18	0,34
Fe ₂ O ₃	0,03	0,06	0,07	0,06	0,02	0,09	0,16
MnO	—	0,01	0,01	0,01	0,01	—	0,01
MgO	0,88	2,4	3,11	3,2	1,18	3,61	8,15
CaO	50,26	48,02	45,09	43,16	45,71	34,45	32,33
Na ₂ O	0,09	0,11	0,12	0,14	0,04	0,13	0,18
K ₂ O	0,06	0,06	0,08	0,08	0,02	0,06	0,07
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
CO ₂	32,52	24,98	18,21	11,12	2,32	11,67	11,03
H ₂ O ⁻	0,07	0,08	0,09	0,03	0,12	0,08	0,06
H ₂ O ⁺	0,13	0,21	0,23	0,22	0,27	0,19	0,18
Сумма	99,79	100,17	99,87	99,77	100,13	99,79	99,85
<i>Минеральный состав</i>							
Волластонит	15,8	26,1	37,3	52,9	85,2	31,6	15,1
Кальцит	75,3	57,4	41,7	25,4	5,3	26,5	25,2
Диопсид	4,7	12,9	16,5	17,2	6,4	19,6	44,1
Кварц	4,2	3,6	4,5	4,5	3,1	22,3	15,6

Примечание: 1 — волластонитсодержащие мраморы; 2, 3 — кальцифиты (кальцита 50—70 и 30—50%); 4 — кальцит-волластонитовые породы; 5 — волластонитовые, 6 — кварцсодержащие диопсид-волластонитовые, 7 — волластонит-диопсидовые породы; все железо приведено в форме оксида III; в скобках — число проб.

Таким образом, в ряде конкретных технологий в качестве белых наполнителей можно использовать необогащенные микронизированные руды, состоящие из кальцита, волластонита и диопсида, с небольшой примесью кварца.

Волластонит карбонатного типа связан почти исключительно со слюдянской серией, значительную часть протолита которой составляли кремнисто-карбонатные отложения. Типичным примером строения, морфологии и условий залегания рудных тел может служить разведанное Асямовское месторождение (рис. 2). Оно представляет собой мощную крутопадающую сложнослоистую пачку чередующихся известковых и магнезиальных кремнисто-карбонатных пород с разбудинированными прослоями гнейсов и кристаллических сланцев. Пачка волластонитоносна на протяжении 1,6—1,7 км, в ее составе выделяются несколько пластов волластонитсодержащих пород мощностью до 25 м. По бортовому содержанию волластонита 20% оконтурено и прослежено на глубину 100—150 м пять рудных тел со средним минеральным составом: волластонит 29,9%; кальцит 42,2%; диопсид 20,1%; кварц 3,6%, при общих запасах руды по категории C_2 2,16 млн. т. При включении в подсчет убогих по волластониту, но богатых диопсидом руд запасы можно увеличить не менее чем в два раза. Асямовское месторождение расположено в охранный зоне оз. Байкал, где создание новых горных предприятий запрещено. Но северный фланг месторождения находится рядом с промплощадкой действующего мраморного карьера «Перевал», куда подведена железнодорожная ветка. Поэтому возможна экологически безопасная подземная отработка месторождения (горно-технические условия благоприятны) с вывозом руды за пределы природоохранной зоны.

Другие перспективные проявления руд карбонатного типа размещены вне охранный зоны на территории так называемого Быстринского рудного узла [1]. Крупнейшее из них — Бурутуйское, где горизонты волластонитовых пород установлены на нескольких стратиграфических уровнях при площади развития более 15 км² (см. рис 1). Территориально Бурутуйское проявление частично совмещено с одноименным крупным месторождением безжелезистых диопсидовых пород. Часть месторождения разведана, на нем действует опытно-промышленный карьер. В целом Бурутуйский участок можно рассматривать как комплексное, более крупное, чем Асямовское, месторождение волластонит-диопсидовых руд. Еще одно интересное проявление — Нижнебыстринское, на котором волластонитоносный горизонт прослежен на 1 км и более. Проявление уступает по размерам Бурутуйскому и Асямовскому месторождениям, но привлекательно высоким качеством руд. Последние не содержат кварца, а содержание волластонита в них 50—90%.

Скарноидный тип представлен волластонитсодержащими полиминеральными гнейсами и кристаллосланцами. Главные минералы наряду с волластонитом — маложелезистый диопсид (20—30%), скаполит, полевые шпаты, кварц и кальцит, в переменных соотношениях; в небольших количествах могут быть гранаты, эпидот-клинозоит, титанит. По химическому составу скарноиды — кальцево-алюмосиликатные породы, соответствующие метаморфизованным мергелям или известковым туфам, со значительными вариациями петрогенных компонентов (табл. 2). Скарноиды залегают согласными прослоями и слоями мощностью от сантиметров до первых десятков метров и на порядок большей протяженностью по простиранию. В разрезах они переслаиваются с близкими по парагенезисам и химизму диопсидовыми гнейсами и кристаллосланцами. Для самих волластонитовых скарноидов характерны гнейсовато- и слоисто-полосчатые текстуры.

В скарноидных рудах волластонит образует игольчатые и длиннопризматические кристаллы от 0,5 до 5 мм дли-

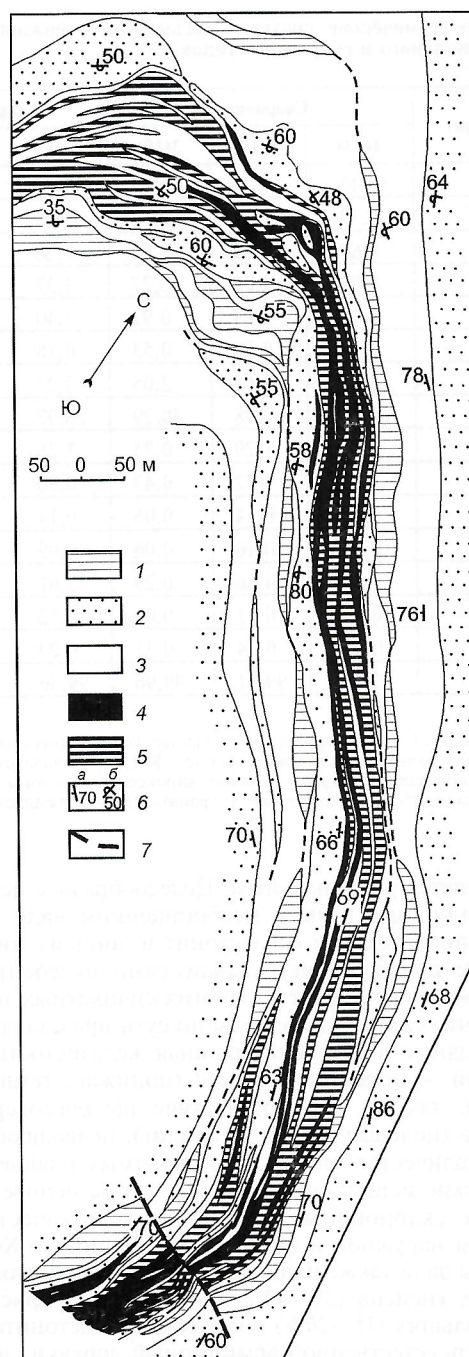


Рис. 2. Геологическая схема Асямовского месторождения волластонита и безжелезистого диопсида:

1 — кристаллосланцы амфибол-пироксеновые; 2 — гнейсы биотит-гранатовые; 3 — мраморы и кальцифиры с диопсидом, форстеритом; 4 — волластонитовые породы и мраморы; 5 — диопсидовые, кварц-карбонат-диопсидовые породы; 6 — залегание слоистости (а — нормальное, б — опрокинутое); 7 — разрывное смещение

ной, в перекристаллизованных участках до 3 см. Состав волластонита непостоянен, меняясь от слоя к слою. Обычны небольшие примеси FeO, MgO, но особенно MnO (табл. 3). Ассоциирующий диопсид также изменчив по составу, но преимущественно маложелезистый. Для скарноидных руд испытывались несколько вариантов обогащения; наилучшие дала схема с предварительным отжигом (дополнительно синтезируется псевдоволластонит) и извлечением диопсид-волластонитового концентрата. Учитывая невысокое качество и низкие содержания волластонита в рудах, получение из них концентратов не

2. Средние химические составы волластонитсодержащих пород (руд) скарноидного и скарнового типов, %

Компонент	Скарноиды			Скарны	
	1(23)	2(31)	3(19)	4(17)	5(19)
SiO ₂	55,45	49,26	45,44	49,19	50,79
TiO ₂	0,37	0,31	0,13	1,93	0,45
Al ₂ O ₃	8,69	7,88	2,89	8,26	11,07
Fe ₂ O ₃	1,04	1,03	0,27	2,37	1,07
FeO	2,41	2,24	0,92	3,40	1,39
MnO	0,24	0,30	0,53	0,18	0,13
MgO	3,38	2,69	2,05	2,23	0,75
CaO	21,35	27,98	40,29	26,97	25,12
Na ₂ O	1,07	1,29	0,25	1,28	1,82
K ₂ O	1,87	1,32	0,43	0,80	2,38
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,05	0,14	0,18
SO ₃	0,16	0,16	0,04	0,09	0,26
CO ₂	2,94	4,86	6,29	2,61	4,27
H ₂ O ⁻	0,13	0,11	0,07	0,12	0,13
H ₂ O ⁺	0,23	0,24	0,31	0,29	0,34
Сумма	99,78	99,81	99,96	99,86	100,15

Примечание: 1 — волластонит-диопсидовые (волластонита до 15%), 2 — диопсид-волластонитовые (волластонита 15–30%), 3 — волластонитовые (более 30%) кристаллосланцы; 4 — гранат-пироксен-волластонитовые, 5 — пироксен-скаполит-волластонитовые и гранат-скаполит-волластонитовые скарны.

представляется рациональным. Целесообразнее использовать скарноидные руды в необогащенном виде. Дело в том, что дополняющие волластонит и диопсид минералы — полевые шпаты, кварц и кальцит сами по себе традиционные компоненты шихт во многих силикатных технологиях, так что скарноидные руды по сути представляют собой природную шихту. Повышенная железистость в ряде технологий — полезное свойство (понижает температуру спекания), так же как присутствие щелочесодержащих минералов (полевые шпаты, скаполит), позволяющих сократить количество специально вводимых плавней. Технологические испытания показали, что на основе необогащенных скарноидных руд получается качественная плитка для наружной и внутренней облицовки. Хорошие результаты дали также испытания безволластонитовых диопсидовых гнейсов (30–40% диопсида), но присутствие даже небольших (15–20%) количеств волластонита, играющего роль естественной армирующей добавки, значительно повышает прочностные свойства керамики. Необходимо отметить, что к скарноидным диопсид-волластонитовым рудам Слюдянки частично приложимы результаты технологических исследований умеренно железистых диопсидовых руд Алданских месторождений [6]. Наряду с

существенно диопсидовыми в производстве грубой керамики испытывались полиминеральные алданские руды с примесями слюды, амфибола, скаполита (до 25%), гранитоидных кварц-полевошпатовых включений (10–15%), близкие по составу рассматриваемым скарноидным рудам. Можно заключить, что оценку скарноидных руд необходимо вести по суммарному содержанию волластонита и диопсида и наиболее рационально использовать необогащенные руды для производства разнообразной строительной керамики, поризованных и волокнистых (минераловатных) материалов [6].

Проявления скарноидного волластонита известны во всех четырех свитах комплекса, но подавляющая масса проявлений сконцентрирована в харагольской свите, большая часть разреза которой сложена известково-алюмосиликатными породами. Наиболее изучено Малобыстринское (Лазурское) проявление, представляющее собой поле развития пород харагольской свиты с обильным оруденением скарноидного типа. Наблюдается типичное для свиты разномасштабное переслаивание диопсид-волластонитовых пород с повышенным (более 25%) содержанием волластонита (выделяемых как рудные тела), более бедных и собственно диопсидовых гнейсов и кристаллосланцев (рис. 3). Поисково-оценочными работами на трех фрагментах участка оконтурено несколько линзовидно-пластовых рудных тел, включенных в подсчет ресурсов (табл. 4). Ресурсы можно многократно увеличить за счет охвата всей площади, разведки на глубину и выделения рудных тел по суммарному содержанию диопсида и волластонита. Близки Малобыстринскому Тултуевский, Хархантинский и Тибельтинский участки, также приуроченные к выходам харагольской свиты (см. рис. 1).

Скарновые руды отличаются грубозернистыми структурами, массивными и пятнистыми текстурами. Главные минералы: волластонит (20–80%), диопсид-геденбергит, железистые гранаты и скаполит, по количественному соотношению которых выделяются несколько типов руд. В качестве второстепенных компонентов все они содержат полевые шпаты (10–15%), титанит, эпидот, кальцит. Мелкие проявления волластонитовых скарнов встречаются по всей площади провинции; крупные тела известны в двух пунктах — на Бурутуйском участке (вблизи проявлений руд карбонатного типа) и Андреевском месторождении.

Андреевское месторождение расположено в поле развития метаморфитов харагольской свиты (диопсидовые гнейсы, кальцифиры, волластонитовые скарноиды), прорванных интрузивами габброидов и более поздних гранитоидов. С последними генетически связаны волластонитовые скарны, отнесенные к малоглубинному контактово-инфильтрационному типу. Горными выработками оконтурены несколько крутопадающих сложных по морфологии рудных тел (рис. 4), наиболее крупное из которых (250 м по протяженности) разведано на глубину до 60 м. Оценки запасов и ресурсов по нему составляют от 500 до

3. Составы волластонита из разных типов руд Слюдянской провинции (по данным микрозондовых анализов), %

Компонент	Карбонатный тип	Скарноидный тип	Скарновый тип
	1(7)	2(17)	3(23)
SiO ₂	51,50–52,55 (51,85)	51,02–51,93 (51,49)	51,29–52,50 (51,79)
TiO ₂	Не обн.	0–0,07 (0,03)	0–0,05 (0,02)
Al ₂ O ₃	Не обн.	0–0,06 (0,03)	0–0,03 (0,02)
FeO	0–0,04 (0)	0–0,35 (0,02)	0–0,37 (0,19)
MnO	Не обн.	0,22–0,76 (0,47)	0,11–0,26 (0,19)
MgO	Не обн.	0,02–0,04 (0,01)	0–0,04 (0,02)
CaO	46,51–48,12 (47,57)	46,62–47,99 (47,49)	45,50–48,38 (46,84)

Примечание: Na₂O и K₂O ни в одном типе руд не обнаружены; в скобках — число проб и средние значения.

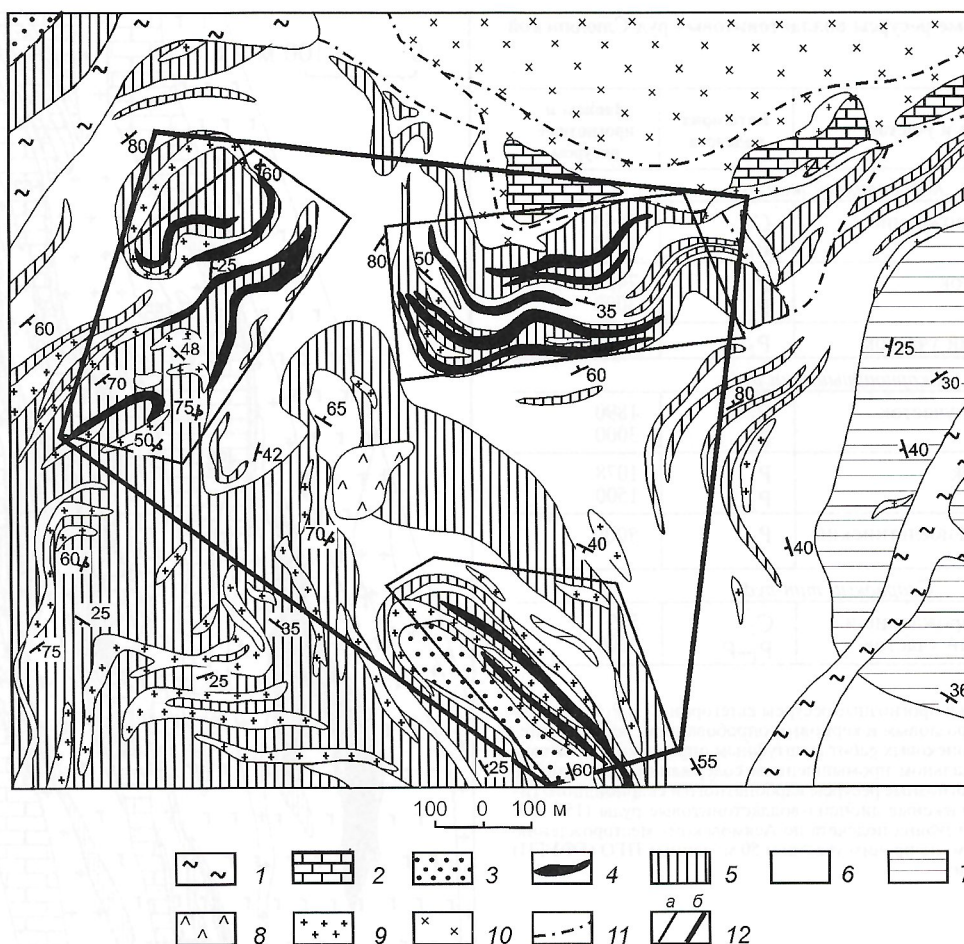


Рис. 3. Геологическая схема Малобыстринского (Лазурского) проявления волластонита:

1 — аллювиальные отложения; безьянская свита: 2 — магнезиальные мраморы, 3 — гранат-биотитовые гнейсы; харагольская свита: 4 — диопсид-волластонитовые кристаллосланцы (руды) с содержанием волластонита более 25%, 5 — волластонит-диопсидовые кристаллосланцы с содержанием волластонита менее 25% и нерасчлененные; 6 — кальцифиры с диопсидом и волластонитом; 7 — диопсидовые кристаллосланцы, местами с волластонитом; 8 — базальты; 9 — гранитоиды; 10 — сиениты; 11 — разрывные смещения; 12 — контуры площадей поисково-оценочных работ (а) и общий контур участка (б)

1200 тыс. т в зависимости от принимаемых бортовых и минимальных средних содержаний. Прирост запасов возможен на глубину, за счет разведки других рудных тел и обнаружения новых на прилегающих площадях (Среднебыстринский участок) (см. рис. 1).

Главные типы руд месторождения — скаполит-гранат-волластонитовые, гранат-пироксен- и пироксен-волластонит-скаполитовые (см. табл. 2). Волластонит в них образует крупные (2—3 см и более) таблитчатые кристаллы и сноповидные агрегаты; постоянно содержит примесь MnO и FeO (см. табл. 3), но в умеренных количествах (в сумме не более 0,5%, ниже чем в алтайском волластоните); цвет минерала белый. Обогащенность скарновых руд не исследовалась, неоднократно проводились успешные испытания необогащенных руд в производстве керамических облицовочных плиток [4, 7]. Но морфологический тип волластонита в скарнах обеспечивает длинноигольчатый тип концентратов с $K_{удл}$ более 15—20, пригодный для замены коротковолокнистого асбеста. Поэтому есть смысл для скарновых руд разработать схему обогащения.

В целом Слюдянскую провинцию следует признать крупной и перспективной сырьевой базой волластонита в России (см. табл. 4), так же как диопсид-волластонитовых и диопсидовых руд. Первоочередного внимания заслуживает уникальный по чистоте карбонатный тип руд. Из разрабатываемых месторождений ближе всего этому типу месторождение Лаппенранта в Финляндии, несколько

уступающее Асямовскому по запасам, чистоте волластонита и содержанию его в рудах. Лаппенранта успешно эксплуатируется десятки лет; из руд получают отдельные высококачественные волластонитовые и кальцитовые концентраты. Для слюдянских руд карбонатного типа возможны три пути безотходной переработки: получение трех отдельных концентратов (волластонитового, диопсидового и кальцитового), двух — диопсид-волластонитового и кальцитового и микронизация необогащенных руд с использованием как белого наполнителя пластмасс, лаков, красок. Последний путь представляется наиболее легко реализуемым и вполне перспективным, если учесть постоянный рост потребности в минеральных наполнителях, в т.ч. волластоните [13, 18]. В то же время качественные концентраты слюдянского безжелезистого волластонита конкурентоспособны на мировом рынке и могут быть предметом экспорта. Скарноидные диопсид-волластонитовые руды, уступающие большинству скарновых месторождений по содержанию волластонита, целесообразно использовать в необогащенном виде в производстве строительных материалов (преимущественно грубая керамика). Их достоинство — площадь распространения и практически неограниченные ресурсы, что дает возможность широкого выбора объектов под разведку и эксплуатацию исходя из наиболее благоприятных горнотехнических условий и запросов конкретных потребителей. Скарновые руды интересны как источник длинноигольчатого волластонита, заменяющего асбест.

4. Запасы и прогнозные ресурсы волластонитовых руд Слюдянской провинции, тыс.т

Месторождение и участок	Категория подсчета	Запасы и прогнозные ресурсы
<i>Карбонатный тип руд</i>		
Асямовское месторождение	C ₂ P ₁	2160 4500
Бурутуйский участок	P ₁ P ₂	740 3000
Нижнебыстринский участок	P ₂	1500
<i>Скарноидный тип руд</i>		
Малобыстринский участок	P ₁ P ₂	1890 3000
Тултуйский участок	P ₁ P ₂	1078 1500
Хархантинский и Тибельтинский участки	P ₂	5000
<i>Скарновый тип руд</i>		
Андреевское месторождение и Среднебыстринский участок	C ₂ P ₁ +P ₂	529 2000

Примечание: запасы и прогнозные ресурсы категории C₂ и P₁ по результатам горных работ с бороздовым и керновым опробованием; ресурсы категории P₂ для участков поисковых работ со штучным опробованием; запасы подсчитаны при минимальном промышленном содержании волластонита 25% и бортовом 20%, прогнозные ресурсы карбонатного и скарноидного типов руд включают комплексные диопсид-волластонитовые руды (15–25% волластонита); средняя глубина подсчета по Асямовскому месторождению 120 м, Андреевскому 60 м, по прочим участкам 50 м; данные ПГО (ГФУГП) Иркутскгеология и наши.

В заключение отметим, что Слюдянский район, в пределах которого находится основная часть провинции, один из старейших горно-промышленных районов Восточной Сибири с развитой инфраструктурой (Транссибирская магистраль, автомагистрали, ЛЭП, три действующих горнодобывающих предприятия). За исключением Асямовского месторождения все перспективные объекты расположены в пределах Быстринского рудного узла, вне охраняемых зон бассейна оз. Байкал, в ансамбле с рядом месторождений других полезных ископаемых [1]. Все это создает благоприятные предпосылки освоения провинции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 01-05-06059.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Демьянович Н.И., Некрасова Е.А. Перспективы рационального использования минеральных ресурсов Южного Прибайкалья // География и природные ресурсы. 1995. № 4. С. 57–64.
- Верещагин В.И., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Алексеев Ю.И. Диопсидовые породы — сырье многоцелевого назначения // Стекло и керамика. 1989. № 1. С. 18–19.
- Вишняков В.Н., Резницкий Л.З. Слюдянская волластонитовая провинция (Южное Прибайкалье) // Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, 1978. С. 63–66.
- Волластонит / Под ред. В.П.Петрова. — М.: Наука, 1982.
- Геолого-технологические исследования безжелезистых диопсидовых пород / Под ред. А.А.Конева. — Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1990.
- Диопсидовые породы — универсальное сырье для производства керамических и других силикатных материалов / Под ред. Г.М.Матвеева. — М.: ВНИИЭСМ, 1991.
- Перспективы использования диопсидового и волластонитового сырья Южного Прибайкалья: Матер. Всесоюз. межвед. совещ. — Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1987.
- Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Некрасова Е.А. и др. Перспективы использования волластонитового и диопсидового сырья Слюдянского района в производстве новых видов конструкционных и функциональных материалов // Горно-добывающие комплексы Сибири и их минерально-сырьевая база. Новосибирск, 1990.
- Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Васильев Е.П. и др. Безжелезистые диопсидовые породы — новый вид минерального сырья // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 6. С. 1434–1438.
- Слюдянский кристаллический комплекс / Под ред. С.М.Замараева. — Новосибирск: Наука, 1981.
- Fattan H. Wollastonite: New aspects promise growth // Ind. Miner. 1994. № 326. P. 21–32.
- O'Driscoll M. Wollastonite production. Tempo rises as markets grow // Ind. Miner. 1990. № 279. P. 15–23.
- Hawley J. The future of mineral enhancers in plastics // Ind. Miner. 1994. № 319. P. 86.
- Reverie I., Vidal J. CaCO₃ fillers: market trends and developments // Ind. Miner. 1994. № 326. P. 63–65.
- Rezniitskiy L.Z., Vasilyev E.P., Vishnyakov V.N. et al. Quartz-diopside rocks of South Cisbaykalia // Int. Geol. Review. 1989. № 31. P. 353–361.
- Rieger K.C., Virta R.L. Wollastonite // Amer. Ceram. Soc. Bull. 1999. Vol. 78. № 8. P. 146–148.
- Smith M. Calcium carbonate fillers — plastics and paper to grow // Ind. Miner. 1984. № 198. P. 23–35.
- Wollastonite // Ind. Miner. 1998. № 365. P. 13.
- Wollastonite price additions // Ind. Miner. 1992. № 303. P. 70.

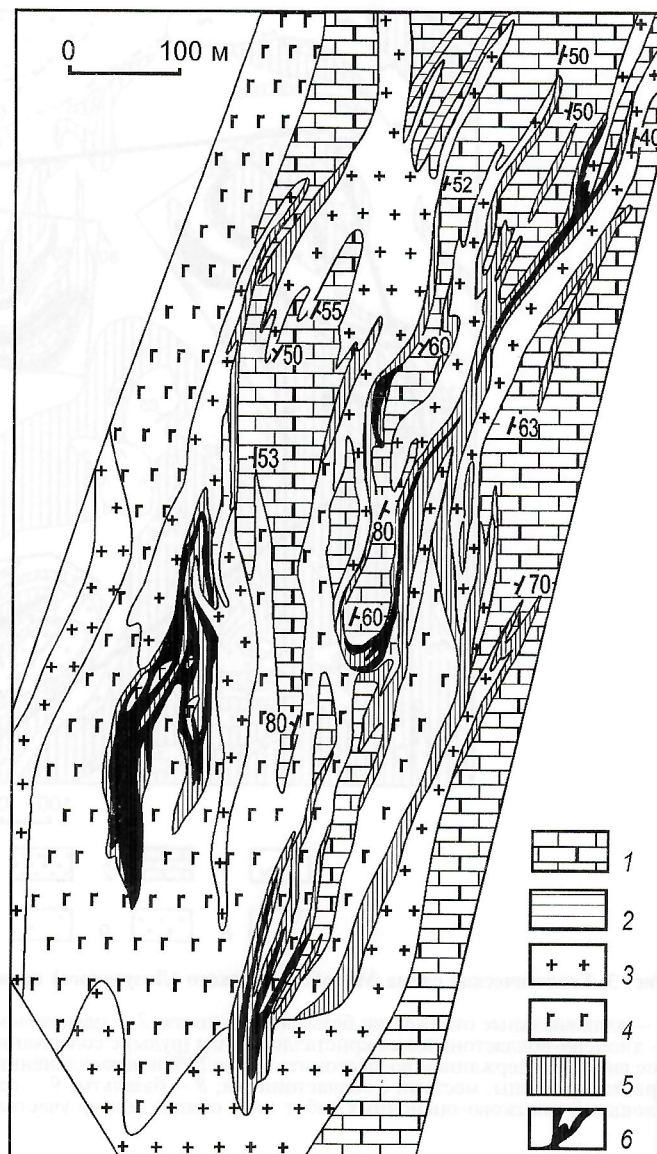


Рис. 4. Геологическая схема Андреевского месторождения волластонита:

1 — кальцифиты и мраморы с диопсидом, местами волластонитом; 2 — кристаллосланцы волластонит-диопсидовые; 3 — гранитоиды; 4 — габброиды; 5 — волластонитовые скары и скарнированные кристаллосланцы с содержанием диопсида менее 25%; 6 — волластонитовые скары, содержащие более 25% волластонита (рудные тела)

Комплексные геофизические исследования литосферы Среднего Урала по Артинскому профилю

В.С.ДРУЖИНИН (Институт геофизики УрО РАН), Ю.С.КАРЕТИН (Институт геологии и геохимии УрО РАН), А.Г.ДЬЯКОНОВА (Институт геофизики УрО РАН), С.Н.КАШУБИН (Департамент природных ресурсов по Уральскому региону), Т.В.КАШУБИНА (Баженовская геофизическая экспедиция), В.В.КОЛМОГорова (Институт геофизики УрО РАН), С.У.КУХМАЗОВ (Центр ГЕОН), Г.И.ПАРЫГИН, В.Ю.ОСИПОВ (Институт геофизики УрО РАН)

Впервые на Урале Баженовской экспедицией, Институтом геофизики и Уралсейсмоцентром по линии одного и того же профиля выполнены комплексные геофизические исследования, включающие сейсмологические наблюдения с регистрацией продольных и обменных волн удаленных землетрясений (МОВЗ), непродольное профилирование методом ГСЗ на P - и S -волнах и электромагнитные зондирования в широком диапазоне частот. Артинский широтный профиль (первоначальное название Арти—Байкалово) проходит вблизи Свердловского профиля ГСЗ и Михайловского профиля ОГТ и пересекает главные структурно-тектонические зоны Среднего Урала от Восточно-Европейской платформы до Восточно-Уральского поднятия (рис. 1). Наблюдения на профиле проводились с 1994 по 1999 г. в несколько этапов, окончательная интерпретация полученных данных выполнена в 2001 г. Результаты этих исследований, методика которых подробно описана в работах [3, 6, 9], представлены в виде глубинных разрезов вдоль линии профиля.

Непрерывные **сейсмологические наблюдения** осуществлялись одновременно 17 станциями записи при среднем

расстоянии между ними около 11 км с августа по ноябрь 1995 г. За это время были зарегистрированы 100 землетрясений, 30 из них с импульсной формой записи и четкими первыми вступлениями приняты к обработке для построения сейсмического разреза по методу МОВЗ и томографического скоростного разреза. При интерпретации использован разработанный в центре ГЕОН пакет программ, позволяющий формализовать весь цикл обработки данных.

На разрезе МОВЗ (рис. 2) указаны основные границы обмена, отождествляемые с поверхностью мантии M , поверхностью древнего кристаллического фундамента Φ , а также другие границы в коре и верхней мантии. Зоны предполагаемых тектонических нарушений (разломов) выделялись по критериям резкого смещения точек обмена от одного пункта наблюдения к другому, по нарушению волновой корреляции. Самая устойчивая (надежно коррелируемая) и самая выразительная по амплитуде PS -волн граница обмена — граница раздела кора—мантия (поверхность M). Глубина ее залегания увеличивается от 35 км на западном конце профиля до 57 км в Тагильском прогибе. Довольно выразительна поверхность древнего фундамента Φ , глубина которой изменяется по профилю от 5 до 11,5 км. Отчетливо видны различия в волновой картине, наблюдаемой в западной и восточной частях профиля, для которых характерна повышенная расслоенность и коры, и верхней мантии. Самая выразительная граница обмена в верхней мантии — граница M_2 , регистрируемая на временах запаздывания 8–9 с, что соответствует глубине залегания 80–90 км. Между пунктами наблюдения 5–8 (в районе Манчажской магнитной аномалии) наблюдается резкий подъем границы M_2 с 80 до 65–70 км, при этом образуется некий локальный прозрачный блок шириной около 40 км и такой же мощности. Интересно, что в этом же месте профиля выявлен хорошо выраженный подъем внутрикоревой границы, которую при сопоставлении со Свердловским профилем ГСЗ можно отождествить с границей K_2 .

По временам пробега продольных волн от удаленных землетрясений из разных эпицентральных зон построена томографическая скоростная модель земной коры. Исходные данные при картировании скоростных неоднородностей в этом методе [13] — невязки времен пробега, для определения которых рассчитывают теоретические времена пробега от источника колебаний к приемной станции и сопоставляют их с наблюдаемыми. Чтобы исключить влияние далеких источников, находящихся вне области эксперимента, анализируются не сами невязки, а отклонение от средней, вычисленной по совокупности пунктов наблюдения для каждого сейсмического события. В результате решения обратной задачи получаем распределение вдоль профиля относительных аномалий скорости P -волн (в %) по отношению к начальной, априорно заданной (с учетом информации по Свердловскому профилю ГСЗ) модели (рис. 3). В пределах профиля выделяются высоко- и низкоскоростные блоки. Скоростные аномалии в верхней части земной коры (0–15 км), для которой получены наиболее надежные данные, изменяются от +5,5% на запад-

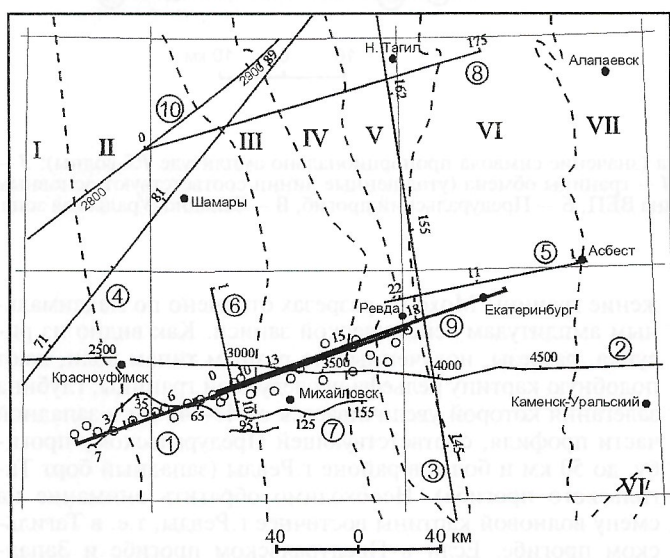


Рис. 1. Схема расположения профиля Арти—Байкалово и других региональных сейсмических профилей в районе исследований:

1 — профиль МОВЗ Арти—Байкалово (кружки — пункты наблюдения МТЗ); 2 — Свердловский (ГСЗ); 3 — Нижняя Тура—Орск (ГСЗ); 4 — Рубин-II (ГСЗ); 5 — профиль «рассечка» Билимбай—Асбест; 6 — профиль МОВЗ Лысьва—Арти—Новогорный (участок Арти); 7 — Михайловский профиль ОГТ; 8 — профиль UWARS 1 (ГСЗ); 9 — профиль UWARS 2 (ГСЗ); 10 — Гранит (ГСЗ); тектонические структуры, по И.Д.Соболеву, С.В.Автонееву: I — Восточно-Европейская платформа, II — Предуральский прогиб, III — Западно-Уральская зона складчатости, IV — Центрально-Уральское поднятие, V — Тагильско-Магнитогорский прогиб, VI — Восточно-Уральское поднятие, VII — Восточно-Уральский прогиб; цифры на линиях профилей — пикеты

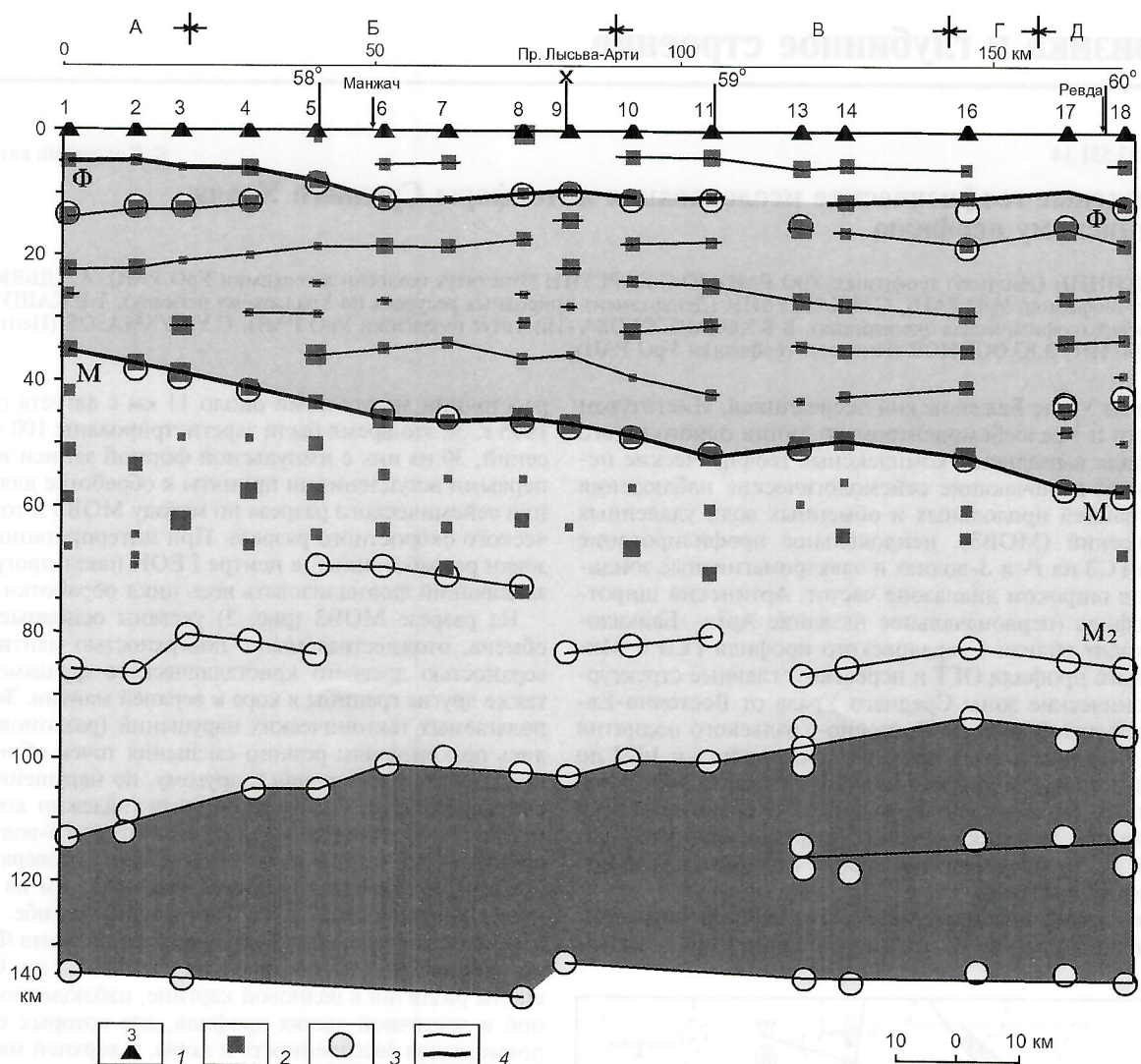


Рис. 2. Сейсмический разрез МОВЗ по профилю Арти—Байкалово:

1 — сейсмические станции (пункты наблюдения); 2 — точки обмена (значение символа пропорционально амплитуде PS -волны); 3 — границы обмена по результатам визуальной обработки сейсмограмм; 4 — границы обмена (утолщенные линии соответствуют основным границам); основные геологические структуры: А — восточная окраина ВЕП, Б — Предуральский прогиб, В — Западно-Уральская зона, Г — Центрально-Уральское поднятие, Д — Тагильский прогиб

ном конце профиля в пределах платформенного блока до —5,7% в восточной части профиля, соответствующей западному борту Тагильского прогиба.

Непродольные наблюдения методом ГСЗ на P - и S -волнах выполнены в 1994 г. по профилю UWARS-2, который совпадает с линией профиля Арти—Байкалово на участке от пос.Арти (ПН8) до г.Ревды (ПН18). Непродольное профилирование вкост наблюдемой структуры позволяет изучить резкий рельеф глубоко залегающих границ по закрытическим отражениям при использовании минимального числа пунктов возбуждения. В данном эксперименте в качестве таких опорных отражений использованы закрытические отраженные волны продольного (P) и поперечного (S) типов от подошвы земной коры (поверхности М), регистрируемые на удалениях 120—180 км. Технология построения глубинных сейсмических разрезов состоит в редуцировании сейсмических трасс в глубинный масштаб. Разрезы построены на рабочей станции SUN с использованием обрабатывающей системы FOCUS (коммерческая обрабатывающая система фирмы Paradigm Geophysical) при средней скорости для Z -компонент 6,5 км/с, для X - и Y -компонент 3,75 км/с.

Результаты исследований в виде сводных глубинных разрезов по P - и S -волнам представлены на рис. 4. Поло-

жение границы Мохо на разрезах отмечено по максимальным амплитудам сейсмической записи. Как видно из рисунка, разрезы, полученные по разным типам волн, дают подобную картину рельефа исследуемой границы, глубина залегания которой увеличивается от 43—44 км в западной части профиля, соответствующей Предуральскому прогибу, до 50 км и более в районе г.Ревды (западный борт Тагильского прогиба). Необходимо обратить внимание на смену волновой картины восточнее г.Ревды, т.е. в Тагильском прогибе. Если в Предуральском прогибе и Западно-Уральской зоне отражения от границы М очень четкие, выразительные, то в зоне Тагильского прогиба они становятся менее выразительными из-за обилия волн разной интенсивности выше и ниже по разрезу.

Электромагнитные исследования. Исследования вариаций электромагнитного поля проведены в два этапа. На первом этапе работ в 1995 г. были выполнены магнитотеллурические зондирования традиционным комплексом МТЗ—ГМТЗ, на втором — в 1999 г. с помощью новой высокочастотной цифровой аппаратуры, разработанной в Институте геофизики, проведены исследования методами аудиоманнитотеллурического (АМТЗ) и индукционного зондирования с искусственным источником поля (ИЭМЗ). Внедрены новые приемы обработки фактически-

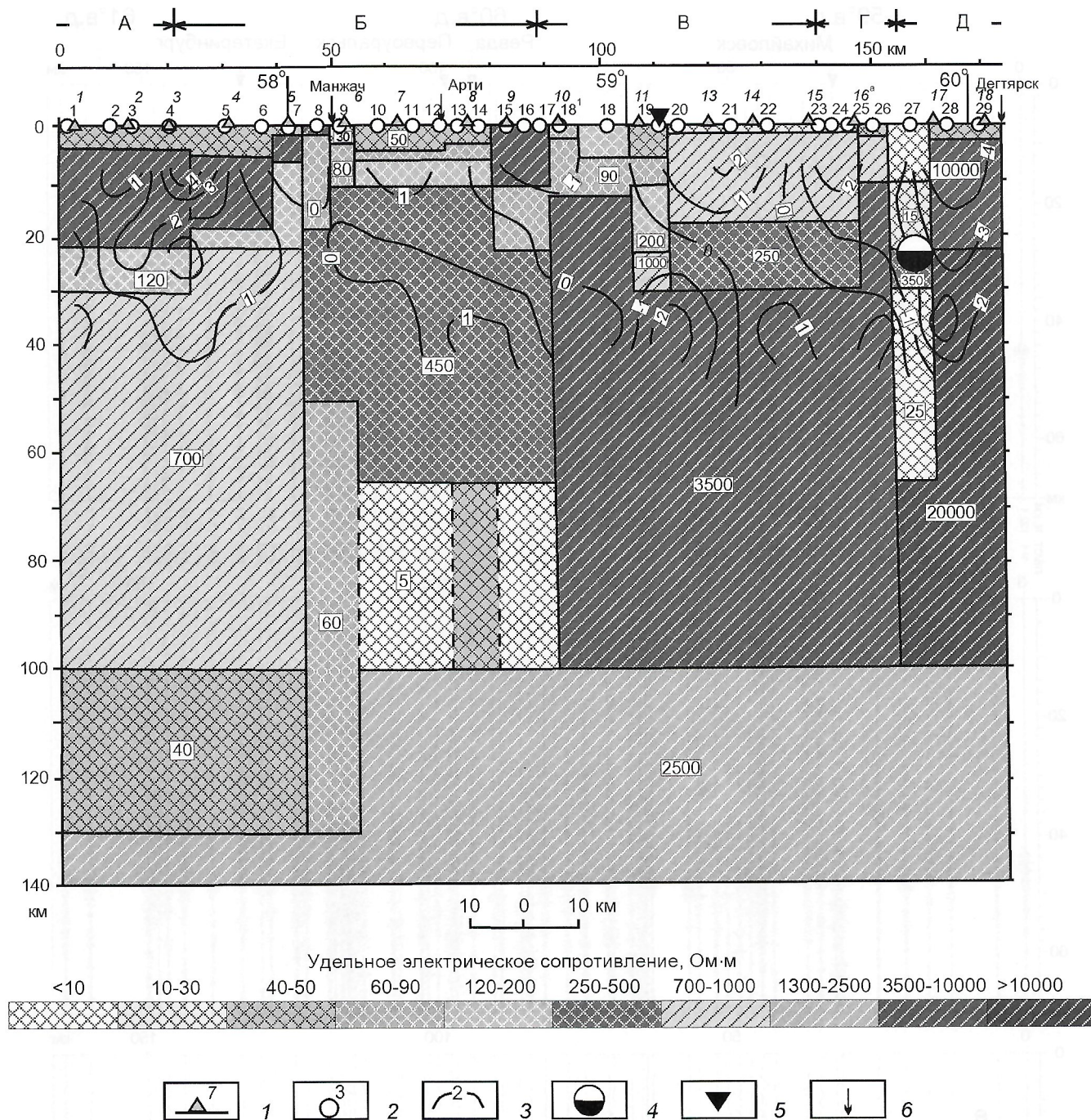


Рис. 3. Фрагмент геоэлектрической модели (2D) земной коры и верхней мантии и распределение относительных аномалий скорости P -волн по профилю Арты—Байкалово:

1 — линия опорного сечения с проекциями пунктов наблюдений МОВЗ (Арты—Байкалово); 2 — пункты наблюдений МТЗ; 3 — изолинии относительных аномалий скорости P -волн (в %), по данным сейсмотомографии; 4 — гипоцентр Билимбаевского землетрясения; 5 — точка пересечения со Свердловским профилем ГСЗ; 6 — пересечение линии профиля с меридианами и проекции населенных пунктов; остальные условные обозн. см. рис. 2

го материала с использованием сервисных программ численного моделирования электромагнитных полей.

В результате выполненных исследований построена геоэлектрическая модель литосферы по профилю в диапазоне глубин от 10 м до 600 км (см. рис. 3). Выделены три крупных литосферных блока, включающих: восточную окраину Восточно-Европейской платформы, Предуральский краевой прогиб, западный сектор Уральской складчатой области. К границам мегаблоков приурочены участки с резким изменением электрических параметров на глубину. В первых двух блоках надежно выделяется поверхность древнего кристаллического фундамента. Главная

особенность модели пространственно связана с Манчжеской магнитной аномалией. Здесь на глубинах 60—100 км выделен проводящий слой ограниченных размеров, отличающийся очень низкими удельными сопротивлениями (ρ 5—60 Ом-м). По результатам выполненного анализа данных МТЗ по профилю Березники—Кытлым—Серов сделано предположение [4, 7], что наблюдаемые наиболее значимые аномалии геоэлектрического разреза литосферы до глубин 100—130 км обусловлены проводящими объектами в коре и астеносфере (астенолинзами), возникшими в результате послепалеозойской активизации глубоких недр Урала, которая на отдельных участках сохраняется (и, воз-

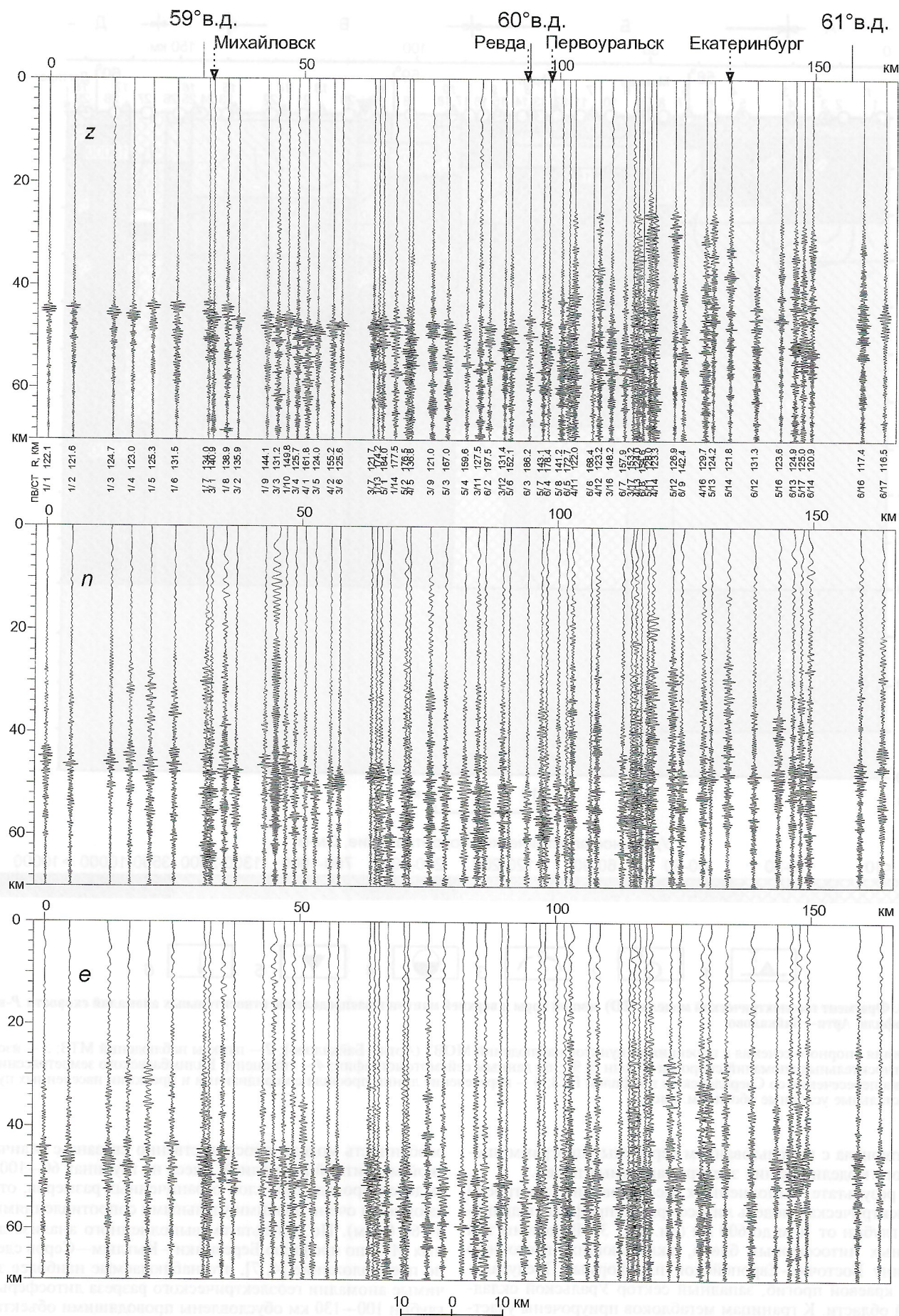


Рис. 4. Глубинные сейсмические разрезы по результатам непродольных наблюдений, эксперимент IC3 UWARS-2.

z — вертикальная компонента (вверх), P -волны, V_{cp} 6,5 км/с; n , e — горизонтальные компоненты (север, восток), S -волны, V_{cp} 3,75 км/с

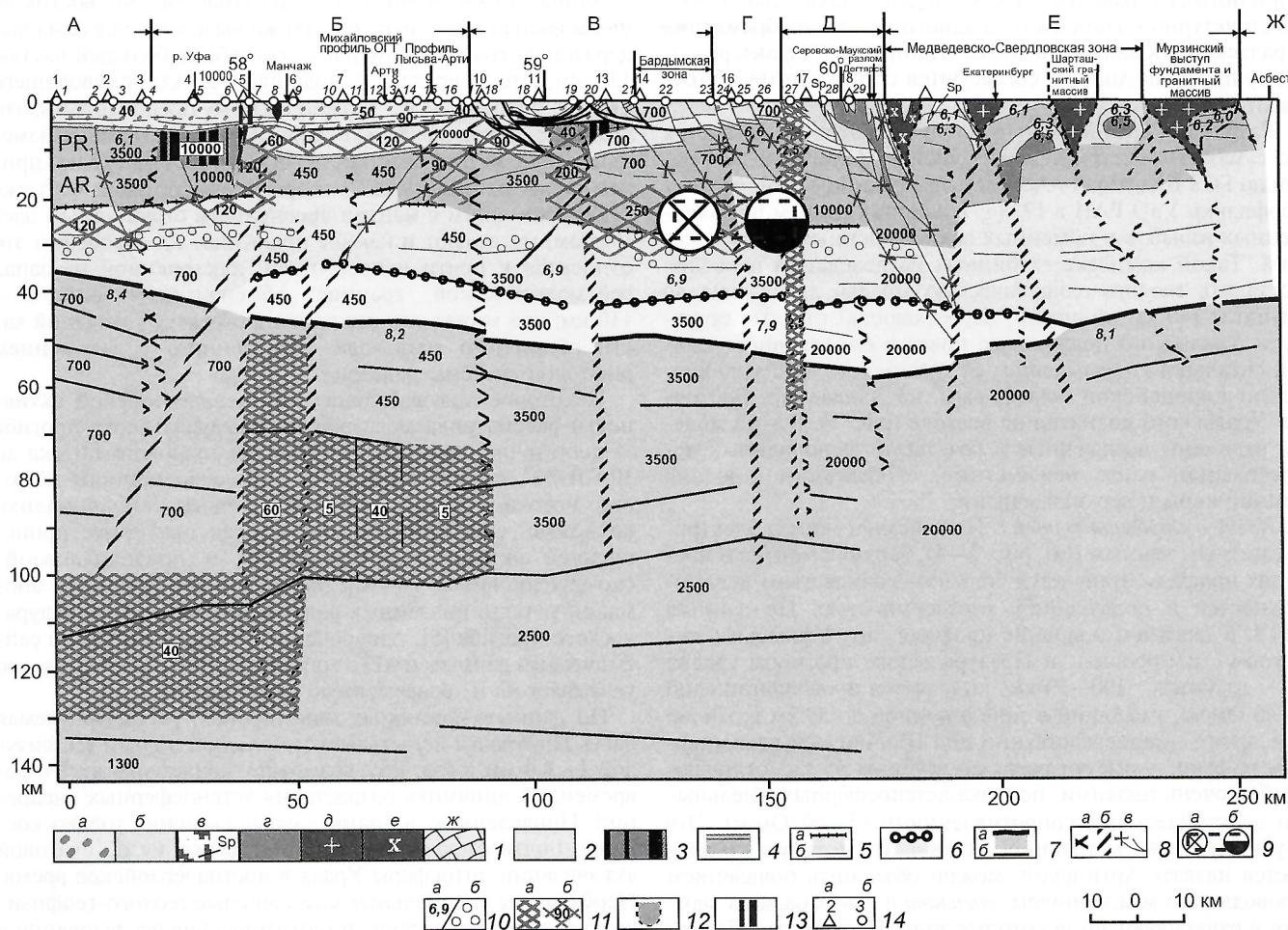


Рис. 5. Комплексная геолого-геофизическая модель литосферы по профилю Артин—Байкалово:

1 — палеозойский осадочный чехол (а) и магматические образования палеозоя: базитовые (б), габбро (в), серпентиниты Sp (з), граниты (д), гранитоиды (е), известняки и другие осадочные породы (ж); 2 — рифейский осадочный комплекс системы авлакогенов (под палеозоем); 3 — возможная интрузия высокоомных пород, соответствующих эпицентру Малтажской магнитной аномалии габбро-диоритов вендского (?) возраста; 4 — поверхность дорифейского (большой частью раннеархейского) фундамента и слагающие его метаморфиты; 5 — вероятная поверхность раздела верхней и нижней частей кристаллической коры K_2 (а) и другие границы в коре по МОВЗ (б); 6 — поверхность переходного мегакомплекса К—М в нижней части коры; 7 — основной сейсмогеологический раздел М между земной корой и мантией (а) и другие границы в мантии по МОВЗ (б); 8 — пограничные структуры между блоками в литосфере, большей частью разломы разного масштаба (а, б), наиболее отчетливые разломы и надвиговые швы (в); 9 — проекция гипоцентра Билимбаевского землетрясения 1914 г. по данным каталога (Кашубин, 1998) (а), макросеймики (Вейс-Ксенофонт, Попов, 1940) (б) и контур возможного положения гипоцентра; 10 — пластовые скорости распределения продольных волн (в км/с), по данным Свердловского профиля ГСЗ (а), зоны пониженных скоростей (б); 11 — астеносферные проводники (5–60 Ом·м) по МТЗ (а), проводники (100–400 Ом·м) пластового типа в верхней части кристаллической коры, связанные с метаморфизмом и возможными выделениями магнетита (б); 12 — проводящие зоны по МТЗ (100–200 Ом·м) — тектонически нарушенные и флюидонасыщенные, возможно, с проявлениями гранитизации перми—мезозоя; 13 — локальные объекты-изоляторы в верхах коры (предположительно трубки эксплозивных брекчий); 14 — пункты наблюдения МОВЗ (а) и МТЗ (б); внизу разреза приведен пикетаж (в км) от начала (западного края) профиля; цифры на рисунке — удельное электрическое сопротивление, Ом·м; Е — Восточно-Уральское поднятие; Ж — Восточно-Уральский прогиб; остальные условные обозн. см. рис. 2

можно, подновляется) и на современном этапе его развития. Тем самым информация о неоднородностях геоэлектрического разреза литосферы представляется важной для изучения современной сейсмичности Урала, геодинамики и минерализации его недр. Значимость этой информации значительно повышается при ее анализе в комплексе с сейсмическими и геологическими данными.

Комплексный геолого-геофизический разрез по Артинско-му профилю составлен по результатам описанных выше сейсмологических и электромагнитных исследований с учетом ранее полученных данных по участку Артинского профиля МОВЗ Лысьва—Артин—Новогорный [12], Свердловскому профилю ГСЗ, отработанному по системе непрерывного многоволнового профилирования [5], и Михайловскому профилю ОГТ Баженовской геофизической экспедиции (Ю.З.Сегаль и др., 2000), а также геологической информации по району нефтегазоносных структур Пермско-

го Предуралья [8, 11]. Привлечены результаты по сейсмогравитационному моделированию — комплект разрезов и составленная нами в 1999–2000 гг. схематическая карта глубинного строения Среднего Урала и Приуралья, на которой увязаны между собой данные ГСЗ, сейсмологии, ОГТ, гравитационного и магнитного полей [1, 2]. На этой основе на карте уточнены рельефы поверхности Мохо и дорифейского фундамента, контуры авлакогенных структур рифея, включая впервые выделенное Шалинское звено, а также Серебрянское, Кунгурское и Улсовско-Печорское кулисно расположенные подобные же звенья и зоны крупнейших продольных и поперечных разломов. Кроме того, уточнены глубинные контуры Уфимского выступа, ограничиваемого (и образованного) рифтовыми врезами системы рифейских авлакогенов и представляющего собой выступ Восточно-Европейской платформы, в малой степени подвергнутый деструкции рифтовыми процесса-

ми и потому игравший важную, но пассивную роль одного из структурных элементов западного жесткого обрамления Уральского подвижного пояса. Данные по характеризующему профилю хорошо согласуются с этой картой и уточняют ее.

Разрез по Артинскому профилю продолжен на восток до г.Асбест с учетом сейсмической информации по профилю ГСЗ Билимбай—Асбест, отработанному Институтом геофизики УрО РАН в 1978 г. с использованием промышленных взрывов и обменных волн удаленных землетрясений. Такой комплекс глубинных исследований позволил составить геолого-геофизическую модель литосферы до глубины 140 км по линии, пересекающей главные структуры Уральского подвижного пояса и его западного континентального обрамления: от Уфимского выступа Восточно-Европейской платформы на западе до Восточно-Уральского поднятия на востоке (рис. 5). В этой модели отражены выявленные в результате выполненных исследований, ранее неизвестные, особенности строения земной коры и верхней мантии.

Новое о строении мантии. По сейсмическим и электромагнитным данным (см. рис. 2—4), верхняя мантия в пределах профиля отличается большим количеством неоднородностей и повышенной расслоенностью. По данным МТЗ, в западной половине профиля, под Уфимским выступом платформы и Предуральским прогибом уралид на глубинах 100—30 км выделяется проводящий слой (ρ 40 Ом·м), имеющий в зоне шириной до 50 км в районе пос.Арти — непосредственно под Шалинским палеорифтом рифейд — выступ вверх до глубины 65 км, отличающийся очень низкими, порядка астеносферных, удельными электрическими сопротивлениями (5—60 Ом·м). Эту глубинную зону мантийной активности, которую предлагается назвать Артинской, можно объяснить появлением проводящего межзернового *расплава* в ультрабазитах мантии в охватывающей некоторые зоны Предуралья области мезо-кайнозойской активизации в связи с проникновением (послойным и локализованным в субвертикальных зонах) горячих, более глубинных флюидов или, возможно, даже внедрениями частично расплавленного вещества астеносферы. В восточной половине профиля, начиная от Западно-Уральской зоны складчатости и надвигов, нижняя часть коры и верхняя мантия — низкопроводящие (ρ 10 000—20 000 Ом·м) и представляют собой своеобразный целик литосферы, наименее переработанной процессами активизации в мезо-кайнозое по сравнению с мегаблоком западной половины профиля.

Снизу проводящую зону интервала глубин 100—130 км ограничивает непрерывно распространенный менее проводящий слой, в котором ρ порядка 1300 Ом·м. Ниже 300 км электросопротивления уменьшаются в градиентной зоне, достигая очень малых значений в слое Голицына на глубине 600 км (под Западно-Сибирской впадиной с более активной в мезо-кайнозое мантией, по данным МТЗ, кровля слоя Голицына закономерно занимает более приподнятое положение на уровне 450 км).

Под всей западной частью профиля обнаружена насыщенность верхней мантии протяженными границами обменных волн до 130 км и глубже*. На профиле МОВЗ выделена обменная граница в мантии, которая резко поднимается с глубины 80 до 65 км между пунктами 5—8, т.е. как раз в области упомянутой аномалии электропроводности, и совпадает с ее кровлей. Другая, более глубинная обменная граница в мантии от западного края профиля с

глубины 110 км монотонно воздымается на восток до 95 км вблизи меридиана 60°. Ниже выделена еще одна выдержанная граница обмена — на глубине большей частью 135 км, что совпадает с подошвой электропроводящего слоя на профиле МТЗ. Можно поэтому предположить, что границы обмена связаны с зонами разуплотнения и изменения параметров жесткости—пластичности среды, причем такие границы раздела скорее всего соответствуют уже существовавшим в мантии древнейшим структурным элементам, наследуют и как бы проявляют их. Особенно это относится к почти непрерывной, наклоненной на запад сейсмологической границе обмена на глубинах 95—110 км: она может соответствовать структуре западной части обширного мегасвода, обрушенного с заложением рифтовой системы палеозой.

Некоторое подтверждение позднепалеозойской активности рассматриваемого района Предуральского прогиба — достаточно локальная аномалия теплового потока до 10 мВт/м², представленная на карте современного теплового потока, составленной В.А.Щаповым. Эту аномалию, возможно, следует рассматривать как *след* ранее происшедшей активизации литосферы в позднепалеозойско-юрское время. Другой признак — значительные аномалии гелия в подземных водах краевых частей Предуральского прогиба [5], приуроченные к выделенным по сейсмическим данным и МТЗ зонам глубинных разломов, что указывает на их современную активность.

По данным повторных нивелировок, рассматриваемая часть Приуралья испытывает небольшой подъем амплитудой 1—1,4 мм в год, что, возможно, свидетельствует о современной динамике разрастания астеносферных внедрений. Приведенные дополнительные сведения только косвенно подтверждают выдвинутое положение об очаговой активизации литосферы Урала в постпалеозойское время. Необходимы специальные комплексные геолого-геофизические, теплофизические и геохимические исследования в этом направлении. Например, выявленный на Серовском профиле МТЗ очаговый центр астеносферной проводимости в литосфере Сосвинско-Лозьвинского района совпадает с аномалией теплового потока и крупной геохимической аномалией, выявленной по донным отложениям водотоков Г.А.Вострокнутовым с соавторами в ЦМ ГХП УГОМЭ в 2000 г.

Новые данные о строении земной коры. В результате совместного анализа данных по Свердловскому профилю ГСЗ и новых сейсмических материалов по профилю Арти—Байкалово уточнены представления о мощности земной коры: она увеличивается от 35 км на западе профиля до 47 км под Предуральским прогибом, где граница Мохо четко выражена в полях обменных и отраженных волн, и до 57 км под Тагильским прогибом, где отражения и обменные волны от границы М более слабые, более прерывистые. Восточнее Тагильского прогиба глубины плавно уменьшаются до 50—40 км. Таким образом, и на новом материале подтверждается наличие «мантийного трога» под центральными структурами Урала на всем их протяжении.

Почти на всем профиле четко прослеживается кровля кристаллического фундамента от глубины 5 км в области Уфимского выступа на западе (где верхняя его часть мощностью до 5 км предположительно отнесена нами к наслоненным метабазальтоидным и метаосадочным образованиям раннего протерозоя, как это показано на профиле) и до 11 км под осевой частью Шалинского авлакагона рифея (где под осадки рифея выходит раннеархейский серогнейсовый комплекс, как на Ново-Елховской скважине Татарстана), поднимаясь снова до 5 км под Центрально-Уральским поднятием (ЦУП) и западным бортом Тагильского палеорифта (где верхняя часть фундамента снова представлена раннепротерозойскими амфиболитовыми метаморфитами, выступающими на поверхность в Уфалейском масси-

*Данные о границах обмена в мантии на восточном конце профиля (от Дегтярска до Асбеста) отсутствуют, поскольку здесь была использована другая методика исследования.

ве). В области Предуральского прогиба оценки глубины докристаллического фундамента по данным ГСЗ и МОВЗ на меридиональном и широтном профилях хорошо согласуются между собой и с независимыми данными ОГТ по Михайловскому профилю. Увеличение глубины происходит за счет развития карбонатно-доломитовых комплексов R с прослоями терригенных пород, аналогичных отложениям нижнего рифея Калтасинского авлакогена.

Контур крупной отрицательной гравитационной аномалии в Шалинском районе Предуралья резко не соответствует геологическим структурам поверхности, а также контурам и вариациям мощности осадочных бассейнов фанерозоя района. Поэтому наиболее вероятный источник аномалии — крупный массив гранитов и гранитизированная кора сверху дорифейского кристаллического фундамента с вариациями залегания его кровли от 11 до 4 км. Вероятно, такую же природу имеют аналогичные и еще более интенсивные аномалии Башкирского, Актюбинского Предуралья и аномалии его более северных областей, образуя в совокупности протяженный погребенный гранитоидный пояс, симметричный Салехардско-Верхотурско-Салдинско-Восточноугоджарскому к востоку от осевой зоны Урала.

По данным МОВЗ, на профиле Арти—Байкалово выявлен подъем поверхности мегакомплекса нижней коры (K_2) с глубины от 28 до 20 км в западной и средней частях профиля (скорости продольных волн под границей K_2 на Свердловском профиле ГСЗ 6,5 км/с и выше). Таким образом, вырисовывается картина «утоенности» до 9—13 км сиалической части кристаллической коры в области Шалинского авлакогена рифея, что можно считать закономерным обусловленным ее эродированностью вследствие процессов сводообразования, предшествовавших заложению этого континентального рифта.

Информация по данным непродольного профилирования методом ГСЗ на P - и S -волнах на профиле UWARS-2 согласуется с данными профиля МОВЗ. По отраженным волнам на этом профиле четко прослеживается кровля мантии на глубинах от 44 км в районе пункта 9 (Арти) с погружением к востоку до 47 км в районе г.Ревды (см. рис. 4). Еще восточнее, под Тагильским палеорифтом, волновая картина резко изменяется, интенсивные отражения прослеживаются здесь уже с глубины 27 км, и выделяемые среди них волны от переходного мегакомплекса приходятся на глубины 40, 46, 55 км с подъемом восточнее г.Екатеринбург.

Земная кора под Западно-Уральской и Бардымской зонами до глубины 30 км в основном высокопроводящая (ρ порядка 50—250 Ом·м; в интервале глубин 600—1300 м до 15 Ом·м; 22—30 км 250 Ом·м). С запада этот блок ограничен Михайловской субвертикальной границей тектонической зоной высокой проводимости (ρ 40—200 Ом·м) до глубины 22 км. Лишь глубже 30 км среда становится низкопроводящей (более 3500 Ом·м) в широком сплошном массиве.

На геоэлектрическом разрезе хорошо выделяются блоки с разными электрическими параметрами. Над упомянутым выше Артинским активным центром в мантии электросопротивления в мантийной и нижнекоревой частях литосферы — пониженные (450 Ом·м), а выше в коре еще более низкие, тогда как в смежном к западу блоке Уфимского выступа платформы ρ изменяются в основном от 700 до 1000 Ом·м. В верхней части кристаллического фундамента в граничной с этим блоком зоне выделяются узкие проводящие объекты (100—200 Ом·м), возможно, обусловленные проявлениями гранитизации в перми и более поздней активизацией и флюидонасыщением. Такие же локальные аномалии зафиксированы симметрично в восточном обрамлении Артинского глубинного центра мантийной мезо-кайнозойской активности.

Вероятно, не случайно к западному флангу этой же зоны приурочен и высокоомный объект под горизонтальными залегающими осадками палеозоя Предуральского прогиба в центре Манчажской аномалии. Данные МТЗ проливают свет на природу этой крупной аномалии магнитного поля, источником которой может быть низкопроводящий монолит, выдвинутый под осадки чехла. Возможно, это крупные по площади, но маломощные силы высокомагнитных *кварцевых долеритов* — траппоидов невысокой плотности в низах палеозойского чехла, как и в случаях Нижне-Сергинской, Лысьвенской и других подобных более северных аномалий в широкой зоне очагово проявленной мезозойской активизации во всем Предуралье до полярных широт. В гравитационном поле они не выражены, и потому не могут быть связаны, например, с ультрабазитами. С учетом высокой интенсивности и непрерывности на больших площадях эти магнитные аномалии вряд ли могут быть связаны и с магнетитосодержащими гнейсами архейской коры, в которых известны лишь узколокальные зоны перераспределения магнетита, связанные с процессами диафореза амфиболитовой ступени (в разрезах архея Кольской сверхглубокой и Ново-Елховской скважин).

В западной части профиля МТЗ под Уфимским выступом краевой части Русской плиты (ПК 1—3) в интервале глубин 22—30 км выделяется высокопроводящая (120 Ом·м) зона шириной не менее 50 км. Как и в упомянутом выше блоке, мощность и глубина указанных высокопроводящих зон слишком велики, чтобы их можно было связывать с флюидонасыщенными тектоническими нарушениями послыфойного, надвигового типа. Скорее нужно предполагать их связь с процессами гранитизации и последующей активизацией либо же с зоной наложенного на сухие архейские гнейсы метаморфизма амфиболитовой ступени с выделением магнетита при поступлении водных флюидов из центров мантийной активности. Об этом свидетельствуют установленные на профиле МТЗ пониженные удельные электрические сопротивления (700 Ом·м) во всем нижележащем массиве коры и верхней мантии этого блока, подстилаемого на глубине 80—100 км упоминавшейся зоной проводника астеносферного типа. От смежного на восток еще более высокопроводящего Артинского блока его на профиле МТЗ ограничивает субвертикальная разломная зона до глубины 130 км. То есть вся область нижней части литосферы в этом и в еще большей степени в Артинском блоке представляет собой зону влияния глубинных процессов энерго- и флюидопереноса, вероятно, мезо-кайнозойского этапа активизации, и это все область Предуральского прогиба. В более северных частях данной активной области Предуралья, в западной части Серовского профиля МТЗ [7] установлен слой астеносферной проводимости (ρ 1—3 Ом·м) на глубинах 80—100 км. В целом устанавливается *очаговая* природа выявленных крупных аномалий электропроводности в литосфере. Возможна мантийная плюмовая их природа.

В связи с вышесказанным изменяются прогнозные оценки изучаемой территории на нефть и газ. Можно прогнозировать, что Шалинско-Артинская часть Предуральского прогиба имеет перспективы промышленной нефтегазоносности. С новых позиций необходимо специальное изучение верхней части коры и минерализации таких зон очаговой активности мантии. Пока же данных о тепловом потоке, геохимических аномалиях, возможных проявлениях алмазоносного кимберлитового магматизма недостаточно. Отметим лишь, что в районе пос.Манчаж почти до поверхности до глубины 7 км выделены очень локальные тела-изоляторы, подстилаемые проводящими зонами. Наиболее вероятное геологическое объяснение — это магматические тела, возможно, трубки эруптивных (кимберлитовых?) брекчий, секущие осадки перми.

По данным профиля МТЗ можно выделить также ряд крупных, ранее неизвестных разломных структур в коре. Прежде всего, это субвертикальная узкая шириной 5 км, сужающаяся с глубиной до 2—3 км, проводящая зона почти на всю мощность коры в восточной части профиля. По геологической позиции она оказалась пограничной структурой между Центрально-Уральским поднятием и Тагильским палеорифтом палеозойского, расположена под его западным бортом. Видимо, это тектонически нарушенная и флюидонасыщенная граничная структура, прослеживающаяся на разрезе МТЗ в виде субвертикального канала. В геологии поверхности она ничем не примечательна — представлена сверху комплексами терригенных пород ордовика и докембрия, в основном кварцитопесчаниками, но пронизанными живообразными интрузиями щелочных гранитоидов позднепалеозойского или/и мезозойского возраста. Последнее обстоятельство, видимо, и определяет ее выраженность на профиле МТЗ как подновленной активизацией палеозойской граничной структуры с гранитоидами.

На Михайловском профиле ОГТ в Бардымской системе надвигов наиболее четко выражен фронтальный Михайловский надвиг с падением сместителя порядка 25—30° на восток. Траектории общей амплитуды Бардымских надвигов неоднозначны (от 5 до 25 км и более у разных авторов). По нашим данным, Бардымская зона — первичное ответвление на запад от главной Тагильской рифтовой структуры, и ее ордовикские и силурийские магматические и осадочные образования имеют здесь, по данным Свердловского профиля ГСЗ, *глубинные корни*, находятся на своем первоначальном месте, лишь сорваны небольшими по амплитуде взбросо-сдвигами (перемещения в северном направлении) и надвигами на запад небольшой до 4 км глубины заложения (упомянутым Михайловским и др.), связанными с выдвиганием с глубины пермских гранитных интрузий. В современном эрозионном срезе они представлены только мелкими граносиенитовыми апофизами. В такой геологической ситуации трудно ожидать, что под чешуями Бардымских надвигов могут проследиться осадочные толщи карбона Предуральского прогиба, в т.ч. его нефтеносного бобриковского горизонта карбона. Отражающие горизонты на глубине 4—5 км на Михайловском профиле могут соответствовать другим геологическим объектам. Поэтому, прежде чем бурить глубокую скважину на поднадвиговую нефть, необходимо провести дополнительные сейсмические детализационные работы, в т.ч. пройти профиль ОГТ по простиранию на север (до выхода в поле пород карбона на поверхности) и построить скоростной разрез.

Хотя остается недоказанным присутствие на глубине под Бардымской зоной гранитных интрузий, предлагаемая трактовка привлекательна тем, что позволяет объяснить развитие сложной надвиговой системы именно в Бардымской зоне, которая на юг по простиранию не прослеживается в область сочленения осадков палеозоя Предуральского прогиба с допалеозоем Башкирского поднятия: по системе профилей ОГТ, выполненных ГУП «Башнефтегеофизика», четко установлено, что осадки Предуральского прогиба там врезаны в докембрий поднятия по системе *сбросов*, примыкают к ним, оставаясь горизонтально залегающими, никак не деформированными. На разрезах эти сочленения выглядят как система сбросов первичного восточного борта грабенного бассейна Предуральского прогиба.

Скоростной томографический разрез по профилю (см. рис. 3) хорошо согласуется с отстроенной нами моделью глубинного строения: на нем выделяются относительно низкоскоростные Бардымская и Манчжская зоны верхней части коры, обе восточного падения, и крупный высокоскоростной массив (блок) Уфимского выступа платформы (ПК 1—4 в западной части профиля). Выделяется так-

же низкоскоростная пограничная структура в западном борту Тагильского прогиба (палеорифта), совпадающая с высокопроводящей по данным МТЗ зоной. Ширина этой низкоскоростной структуры, возможно, несколько завышена из-за краевого эффекта.

В результате данной работы выявлены закономерные неоднородности строения литосферы, важные для регионального минерагенического прогнозирования. Частью они рассмотрены выше. Возвращаясь к этой проблеме, отметим, что в последние годы активно исследуется потенциальная алмазонасность восточных окраин Восточно-Европейской платформы. Непосредственно вблизи отчетного профиля, 15—20 км западнее Красноуфимска (в центре Уфимского выступа) А.Ю.Кисин [10] путем изучения тяжелого шлиха аллювия мелких рек водораздельной части плато выявил признаки ближнего размыва трубок, диаметром эруптивных брекчий с минералами-спутниками алмазов (муассонит, хромшпинелиды, рутил), обломками серпентинитов и минералами залегающего на глубинах 3,5—4 км метаморфического фундамента (силлиманита, кианита, циркона и т.д.). Для поисков алмазонасных трубок, как известно, большое значение имеют данные о глубинном строении литосферы и узлах пересечения разломных структур. В связи с этим представляет интерес впервые устанавливаемый нами факт, что упомянутая площадь (и возможные в этом районе другие, ей подобные, потенциально перспективные на коренные источники алмазов) приурочена к крупной зоне проводимости в мантии — очаговой области глубинной мантийной активности в связи с мезо-кайнозойской активизацией данной области восточной окраины Русской плиты. Правда, эта активность, возможно, недостаточно глубинна — определяется по данным МТЗ на астеносферном уровне (60—130 км). Хотя вероятны и более глубинные корневые системы (и более ранние проявления, сформировавшие Манчжскую и другие аномалии). Для поисков потенциально алмазонасных структур в районе необходима постановка специальных комплексных геофизических и геохимических исследований.

Из всей совокупности полученных данных отметим наиболее существенные:

1. Установлено независимыми данными на еще одном комплексном сейсмическом пересечении увеличение мощности земной коры в осевой структуре Урала до 55—60 км при 40—45 км на обоих флангах подвижного пояса.

2. Получен материал для совершенствования геолого-структурного и минерагенического районирования Урала на глубинной основе.

3. Выявлен сходный с Калталинским, ранее неизвестный Шалинский рифт-авлакоген двухэтажного строения, что в сочетании с установленной под ним по МТЗ зоной очаговой тепловой активности мантии открывает новые перспективы промышленной нефтегазонасности Свердловской области (выделены перспективные площади Шалинская и Сухановская).

4. Выявлены локальные проводники в толще литосферы Предуралья, вероятно, связанные с очаговой мантийной активизацией в мезо-кайнозое и имеющие важное значение для оценки потенциальной нефтегазонасности осадочных бассейнов этих территорий и возможной их алмазонасности.

5. Использование комплекса геофизических данных (ГСЗ, ОГТ, МОВЗ, МТЗ) открывает новые возможности в познании строения литосферы Урала и способствует повышению достоверности геофизической информации. Поэтому при дальнейших исследованиях необходимо реализовать такой комплекс по ряду уже отработанных профилей ГСЗ на Среднем и Северном Урале. Это постановка исследований МОВЗ на Серовском профиле, МТЗ на сей-

смотографическом профиле Уральский (через СГ-4), продолжение исследований МОВЗ и МТЗ по восточной части профиля Арты—Байкалово и субмеридиональному профилю Лысьва—Арты—Новогорный. Целесообразно провести наблюдения МОВЗ и МТЗ на субмеридиональном профиле ГСЗ Вижай—Нижняя Тура—Орск. При применении указанных методов используются естественные источники поля и по этой причине требуется значительно меньше затрат и, следовательно, не наносится ущерб окружающей среде. Исследования по методу глубинного ОГТ целесообразно проводить только на отдельных участках, где необходимо знать детали глубинного строения в рамках уже имеющейся информации о комплексной геофизической модели литосферы.

Реализация намеченной программы будет способствовать решению принципиальных задач глубинной геологии, геодинамики, минерогенеза, а также сейсмического районирования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, 01-05-65208, 01-05-96438, 01-05-65190.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.Н. Использование результатов геофизических исследований на региональных профилях ГСЗ для глубинного геокартирования // Разведка и охрана недр. 2000. № 2. С. 2—7.
2. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.Н. Разработка методики объемного моделирования верхней части литосферы Урала // Уральский геофизический вестник. 2000. № 1. С. 56—60.
3. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Дьяконова А.Г. и др. Геолого-геофизическая модель литосферы по западной части про-

- филя Арты—Байкалово // Уральский геофизический сборник. 2002. № 4.
4. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Дьяконова А.Г. и др. Модель литосферы района Уральской сверхглубокой скважины // Разведка и охрана недр. 2002. № 2. С. 9—14.
5. Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. — М.: Недра, 1976.
6. Дьяконова А.Г., Вишнев В.С., Астафьев П.Ф. и др. Новые данные о геологическом строении Предуральского прогиба и природе Манчжурской магнитной аномалии (по результатам электромагнитных исследований) // Уральский геофизический сборник. 2002. № 4.
7. Дьяконова А.Г., Конопкин А.Д., Вишнев В.С. и др. Результаты электромагнитных исследований на профиле Яйва—Кытлым—Серов—Гари (Северный Урал) // Уральский геофизический вестник. 2001. № 2. С. 30—36.
8. Извин В.М., Заварзин Б.А. Сейсморазведка древних протерозойских толщ и поверхности кристаллического фундамента // Геофизика. Спец. выпуск. Пермнефтегеофизика — 50 лет. 2000. С. 99—105.
9. Кашубин С.Н., Кашубина Т.В., Маковский В.В. и др. Опыт не-продольного профилирования методом ГСЗ на Р и S волнах на Среднем Урале // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург, 1996. С. 147—161.
10. Кисин А.Ю. Новые доказательства наличия эруптивных брекчий на Уфимском плато // Ежегодник-1998 (ИГГ УрО РАН). Екатеринбург, 1999. С. 45—49.
11. Неганов В.М., Родионовский В.И., Зотеев М.С. Геологическое строение Пермского Прикамья по данным геолого-геофизических исследований // Геофизика. Спец. выпуск. Пермнефтегеофизика — 50 лет. 2000. С. 11—22.
12. Хачай О.А., Дружинин В.С., Парыгин Г.И. Система мониторинга природно-технических источников аварий и катастроф // Разведка и охрана недр. 2001. № 2. С. 22—26.
13. Aki K., Christofferson A., Husebye E.S. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. № 2. P. 277—296.

Геоэкология

УДК 55; 504.75; 574

© Т.А.Барабошкина, Д.Г.Зилинг, 2003

Макет легенды среднемасштабной карты эколого-геохимических условий горнодобывающего региона

Т.А.БАРАБОШКИНА, Д.Г.ЗИЛИНГ (МГУ им. М.В.Ломоносова)

При проведении геолого-съёмочных работ предусматривается составление двух типов эколого-геологических карт (схем) — эколого-геологических условий и схемы районирования территории по эколого-геологическим опасностям. При этом оценка загрязнения компонентов литосферы (геохимическая составляющая карты) осуществляется на основе предельно-допустимых концентраций (ПДК).

В предлагаемой статье рассматривается макет легенды среднемасштабной карты эколого-геохимических условий осевой зоны Большого Кавказа в качестве геохимической составляющей интегральной эколого-геологической карты. Структура и содержание макета разработаны на основе концептуальных основ эколого-геологического картографирования [13—15].

В соответствии с определением В.Т.Трофимова, Д.Г.Зилинга, Н.С.Красиловой [9], эколого-геохимическая карта, представляющая собой графо-математическую модель эколого-геологической обстановки, позволяющая показать на топографической основе обобщенное изображение оценки состояния компонентов литосферы, которые отражают ее экологические функции (свойства). Фактически речь идет о пространственном графическом отображении системы: литосфера (в т.ч. техногенно измененная)—биота—человек с акцентом на свойства литосферы, определяющие состояние биоты и условия проживания человека.

Отображение на карте геологических характеристик и их медико-биологических последствий позволяет классифицировать ее как новый тип геологических карт [13, 14].

В отличие от классических геологических карт различной направленности эколого-геологическая карта содержит два обязательных блока (массива) информации: 1) состояние эколого-геологических условий литосферы и ее компонентов; 2) состояние экосистемы, комфортности и безопасности проживания человека. Это, по сути, позволяет отражать на эколого-геологических картах ведущие (глобальные, региональные, локальные — в зависимости от масштаба картографирования) геологические факторы экологического риска [6].

Современные типы эколого-геохимических карт. Эколого-геохимические карты — частная разновидность эколого-геологических карт и представляют собой графо-математическую модель эколого-геохимической обстановки, документально фиксирующей на топографической основе эколого-геохимическое состояние компонентов литосферы [15] и, соответственно, геохимические факторы экологического риска [6, 7].

Методологическая основа разработки эколого-геохимических карт — системный подход к анализу функциональных связей между составом литосферы и состоянием биоты, т.е. геохимической экологической функции литосфе-

ры, отражающей свойство геохимических полей литосферы природного и техногенного происхождения влиять на состояние биоты и здоровье человека. Принципиальный момент при разработке легенд эколого-геохимических карт — обязательное наличие двух блоков информации, характеризующих абиотические и биотические компоненты экосистемы (биогеоценоза).

При эколого-геохимическом картографировании, в отличие от традиционного геохимического, вещество литосферы анализируется как абиотический компонент экосистемы и оценивается по степени благоприятности для жизнеобеспечения биоты, на основе сопряженного анализа абиотических и биотических показателей. Отсутствие на картах блока информации по биотической компоненте переводит такие карты в категорию традиционных геохимических или природоохранных.

Исходя из общей классификации эколого-геологических карт [13, 14], среди современных эколого-геохимических карт можно выделить следующие типы [15, 16]:

эколого-геохимических условий — отражают фактологическую информацию, т.е. констатируют уровень содержания веществ в различных компонентах литосферы и качественный уровень состояния биоты;

эколого-геохимического районирования — карты, на которых по набору абиотических и биотических критериев выполняется ранжирование современного эколого-геохимического состояния литосферы на классы состояний в корреляции с состоянием экосистем;

эколого-геохимические прогнозные — отображают пространственно-временной прогноз развития эколого-геохимической ситуации;

эколого-геохимические рекомендательные — обосновывают комплекс мероприятий, предназначенный для стабилизации (реабилитации) эколого-геохимической ситуации в регионе.

Современный этап эколого-геохимического картографирования характеризуется отсутствием четких скоординированных подходов в отражении эколого-геохимической информации. Новаторские разработки отличаются оригинальностью, однако листы эколого-геохимических карт, составленные на сопредельные территории, трудно сопоставимы. Анализ нескольких сотен экологически ориентированных карт привел к выводу, что в настоящее время преобладают карты, на которых осуществлено раздельное картографирование содержания токсикантов в почвах, породах, подземных водах, донных осадках или состоянии биоты (по заболеваемости населения, биогеохимическим характеристикам и т.д.) без их сопоставления и корреляции. Данные карты информативны, полностью отвечают задачам, решаемым на этапах оценки воздействия техногенеза на геологическую среду, однако в эколого-геологическом аспекте их можно рассматривать только в качестве исходных для построения на их основе собственных эколого-геохимических карт.

Содержание карты эколого-геохимических условий определяется тремя составляющими — геолого-структурными особенностями территории, ландшафтно-геохимической спецификой региона и ее функциональной организацией. В зависимости от масштаба карты — это будут аномалии, включающие повышенные или пониженные концентрации элементов, обусловленные сорбционными и окислительно-восстановительными характеристиками почв и пород зоны аэрации, уровнем и характером техногенной нагрузки. Набор биотических критериев оценки будет обусловлен функциональной организацией освоенной территории или планируемой деятельностью.

Эколого-геохимическая оценка территории. Экстремальными природными эколого-геохимическими условиями характеризуются районы развития рудных месторождений [16]. В процессе разработки рудных месторождений геохи-

мическая ситуация усугубляется интенсивным наложением на высокий природный фон техногенных потоков (воздушных, водных). Примером может служить опыт построения макета легенды карты эколого-геохимических условий на территорию горно-складчатого региона, приуроченного к осевой зоне Большого Кавказа.

Выбор типового участка был обусловлен детальной изученностью данной территории специалистами различного профиля [1, 2, 3, 8, 10, 12 и др.].

Территория характеризуется резкими перепадами абсолютных высот (от 4000 до 2000 м) и широким спектром ландшафтных зон (от горно-степной до горно-луговой и гляциально-нивалной). Месторождение почти на 1,5 км приподнято над долиной реки [1—4, 17]. В пределах изученной территории развиты породы метаморфической (зеленокаменные породы и кристаллические сланцы, амфиболиты протерозоя) и интрузивной формации (гранодиорит-порфириды, трахисиениты, граниты и гипербазиты палеозоя). К ним приурочено молибден-вольфрамовое оруденение скарнового типа [12].

Исходя из особенностей геологического строения территории, парагенетическая ассоциация элементов характеризуется преобладанием молибдена, вольфрама, висмута; в меньших количествах содержатся олово, сурьма, мышьяк [1, 12, 17]. Повышенный фон перечисленных элементов предопределен природной литогеохимической аномалией, обуславливающей специфику биогеохимических особенностей района. Так, содержание молибдена в золе растений составляет до 30 мг/кг, местами до 60 мг/кг, что в соответствии с эколого-биогеохимическими критериями [5, 7, 16] превышает верхнее пороговое содержание данного элемента. Это, по сути, первый геохимический фактор экологического риска развития молибденоза (молибденовой падагры) у населения и овец. Следует подчеркнуть, что данные факты фиксировались медиками и зоологами еще до начала интенсивной разработки месторождения [8, 18].

В процессе технологического цикла на карьерах открытой добычи, в руднике, на обогатительной фабрике и в зоне хвостохранилищ сформировалась современная техногенная геохимическая аномалия [1, 2, 17]. При оценке влияния комбината на экологическую ситуацию в долине р. Баксан и прилегающей территории следует выделить два техногенных фактора экологического риска, приводящих к региональному уровню загрязнения:

1. Включение пылевых выбросов комбината в воздушные потоки, что провоцирует ингаляционное воздействие на население, формирование техногенных аномалий в почвах и растительности. Экологически важно накопление элементов высокой деструктивной активности (Bi, Sb, As, Mo, V и др.). Прекрасными индикатором этого процесса, согласно И.А. Авессаломовой (1984), служат эпифитные и накипные лишайники — показатели R_L [1, 2].

2. Включение промышленных сливов (техногенных стоков) комбината в водный поток реки с формированием гидрогеохимических аномалий и ореолов рассеивания в донных осадках [17].

Макет легенды карты эколого-геохимических условий горнодобывающего региона Большого Кавказа. В пределах рассмотренной территории на базе детального анализа и переинтерпретации разноплановой информации [1—5, 8—12, 17] выделено несколько типов эколого-геологических условий, которые отражены в макете легенды, включающем три блока [9, 18].

Первый раздел (блок) легенды включает сведения о типологических единицах районирования, характеризующих геологическую структуру региона, формационные комплексы пород и их геохимическую специализацию, тип ландшафтов, класс водной миграции в почвенном слое. По сути, это геолого-ландшафтно-геохимическая основа карты с выделением формационного комплекса пород типа и под-

1. Построение раздела «Территориальные единицы районирования и выделение типов эколого-геологических систем»

Тектоническая структура I	Морфоструктура	Формационный комплекс пород (индекс)	Тип ландшафта	Подтип ландшафта	Тип функционального использования территории	Код таксонов районирования	Тип эколого-геологической системы (ЭГС)
Мегантиклинорий Большого Кавказа	Высокогорье (V)	Метаморфические образования протерозойского возраста, PR (I)	Горно-луговые (1)	Альпийские (а)	Сельскохозяйственный (пастбища) (с)	$V_{I_{1a}-c}$	I
				Субальпийские (с)		$V_{I_{1c}-c}$	II
			Скально-примитивные (2)	Альпийские (а)	Рекреационный (р)	$V_{I_{2a}-p}$	III
				Хвойные (х)	Лесохозяйственный (с)	$V_{I_{3x}-л}$	IV
			Горно-лесные (3)	Широколиственные (ш)		$V_{I_{3ш}-л}$	V
		Гранитоиды палеозойского интрузивного комплекса, PR (II)	Горно-луговые (1)	Субальпийские (с)	Сельскохозяйственный (пастбища) (с)	$V_{II_{1c}-c}$	VI
				Альпийские (а)		$V_{II_{1a}-c}$	VII
			Горно-лесные (1)	Хвойные (х)	Лесохозяйственный (л)	$V_{II_{2x}-л}$	VIII
		Терригенно-вулканогенные отложения, PR (III)	Горно-луговые (1)	Субальпийские (с)	Сельскохозяйственный (пастбища) (с)	$V_{III_{1c}-c}$	IX
	Межгорные котловины (mk)	Четвертичные отложения, Q (природные) (IV)	Горно-луговые (1)	Лугово-степные (л)		$mkIV_{1л}-c$	X
Террасовый комплекс (tk)		Техногенно-трансформированные грунты (V)	Техногенные (1)	Трансформированные фитоценозы (т)	Промышленный (пр)	$tkV_{1т}-пр$	XI
					Селитебный (сл)	$tkV_{1т}-сл$	XII

типа ландшафтов. Предназначено для выделения типов эколого-геологических систем (табл. 1).

Второй раздел (блок) легенды карты отражает состояние абиотического и биотического компонент экосистемы. Абиотическая составляющая характеризуется через суммарное содержание токсикантов (Z_c) для пород, почв, донных осадков, снегового покрова и через ПДК для поверхностных вод. Биотическая составляющая характеризуется через растительные сообщества с указанием ассоциации типоморфных элементов в травянистой растительности для различных типов ландшафтов. Обобщающая информация дается в виде цифрового кода (формулы) через суммарное содержание элементов в породах, почвах, снеговом покрове, а сведения о содержании микроэлементов в травах приводятся через их биогеохимическую активность. По сути, в данном блоке приведены фактологические данные, характеризующие эколого-геохимические условия территории. Информация дана для ключевых участков комплексного опробования территории по абиотическим и биотическим компонентам экосистемы (табл. 2).

Здесь принципиально важно подчеркнуть, что фактологическая информация по загрязнению приводится не только в абсолютных (массовых) значениях, но и в относительных, по отношению к ПДК, ПДН, МДУ, фону, кларку или через соответствующие коэффициенты типа Z_c , БХА, A_x , R, отражающие отношение содержания химических элементов в объекте по отношению к ПДК (Z_c) или горной породе (БХА, A_x , R).

Именно это отличает содержание легенды карты эколого-геохимических условий от традиционных геохимических. Фрагмент систематизации и отображения этой информации в легенде приведен в табл. 2. Кроме того, в легенде показаны ведущие геохимические факторы экологи-

ческого риска по различным компонентам литосферы, которые удобно отображать в виде интегральной эколого-геохимической формулы:

$$[a][v] \frac{[s][c][d]}{[r]} [t][f][l][m],$$

где в числителе дроби дана характеристика содержания тяжелых металлов в почвах [s], снеговом покрове [c], донных осадках [d]; а в знаменателе — та же характеристика для горных пород [r]. Информация о качестве вод [v], атмогеохимических аномалиях [a] показана перед дробью, о состоянии биотических компонентов экосистемы дана после дроби и включает: для сельскохозяйственных угодий — содержание элементов в укосах трав [t], лишайниках [l] и биосубстратах животных (например, в шерсти овец) [f]; для селитебных районов — о структуре заболеваемости населения [m].

Информация о заболеваемости животных и населения составляет отдельный подблок информации, собранный по статистической отчетности. В отличие от перечисленных параметров она характеризует не конкретную точку на карте, а фактологическую интегральную оценку территории. По совокупности санитарно-гигиенических, геохимических, биогеохимических и медико-статистических данных выделено 18 подтипов и 31 вид эколого-геологических систем (по геохимической составляющей).

Третий раздел (блок) легенды содержит информацию об объектах техногенной нагрузки, точках комплексного опробования и другой фактический материал.

Следует отметить, что в легенде карты *цветом* отображены типы эколого-геологических систем. Эколого-геохимические формулы дают фактологическую информацию об эколого-геохимических условиях, характерных для выделенных таксонов (подтипы и виды). Специальными

2. Построение раздела «Фактологические данные, характеризующие эколого-геохимические условия территории» (фрагмент) макета легенды карты эколого-геохимических условий горно-добывающего региона

Тип эколого-геологической системы (ЭГС)	Полтип ЭГС (по геохимической составляющей)	Абиотический компонент экосистем						Биотический компонент экосистем						Интегральный индекс
		Породы [г]	Почвы [с]	Снеговой покров [с]	Донные осадки [д]	Подземные воды (питьевого назначения) [v]	Атмосферные аномалии [Rn]	Травы [т]		Накисные лишайники [л]	Элементы, фиксируемые в избытке в биосубстратах животных и человека [г]	Население [м] (преобладающий класс болезней среди населения или рабочих)	Вид ЭГС (по геохимической составляющей)	
								БХА	Мо, г/т					
VII	VII ₀	30	28	36	—	K _{лнк} ^{W,Mo} 3	100	93	9,6	18	Mo	Селикоз, молибденозис	11	VII ₀
	VII ₁	30	32	76	—		105	99	9,8	29,5	Mo, W		12	VII ₁ ²
	VII ₂	32	126	250	—		110	200	45,4	25	—		13	VII ₂ ³

Примечание: Z_c — суммарный показатель загрязнения; БХА — биогеохимическая активность вида, равна сумме коэффициентов биологического поглощения отдельных микроэлементов (Ах), где Ах — отношение содержания элементов в золе растений к его содержанию в горной породе; K — коэффициент накопления элементов — сумма отношения содержания химического элемента в объекте к его содержанию в литосфере, т.е. сумма кларков концентраций; K_{лнк} — коэффициент концентрации по ПДК.

знаками передается информация о функциональной организации территории.

Таким образом, базируясь, на концептуальных основах эколого-геологического картографирования, на макете легенды карты эколого-геохимических условий задокументированы ведущие природные и техногенные геохимические факторы экологического риска, определяющие условия существования и жизнедеятельности биоты.

Интегральная оценка компонентов литосферы дает объективную фактологическую информацию, необходимую и достаточную для построения оценочных эколого-геохимических карт (карт эколого-геохимического районирования), лежащих в основе формирования региональной экологической политики.

Работа выполнена при поддержке программы «Университеты России».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авессаломова И.А. Комплексная геохимическая оценка воздействия горнометаллургического предприятия на природную среду // Использование геохимических методов при изучении загрязнения окружающей среды. М., 1984.
2. Авессаломова И.А. Возникновение биогеохимических эндемий при техногенной трансформации Центрального Кавказа // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. 1996. № 1. С. 66—75.
3. Алексеев В.А. Геохимия ландшафта и окружающая среда. — М.: Недра, 1990.
4. Атлас Кабардино-Балкарской Республики. — М.: Роскартография, 1997.
5. Барабошкина Т.А., Махорин А.А. Критерии оценки эколого-геохимического состояния литосферы (на примере Тырныаузского вольфрам-молибденового комбината) // Экологическая геофизика и геохимия: Сб. матер. Москва—Дубна, 1998. С. 62—64.
6. Барабошкина Т.А. Диагностика и картографирование геологических факторов экологического риска // Управление рисками чрезвычайных ситуаций. М., 2001. С. 334—338.
7. Барабошкина Т.А. Методологические аспекты эколого-геохимического картографирования // Охрана и разведка недр. 2001. № 6. С. 40—43.
8. Борисенко Е.А., Желоква З.И. Некоторые черты медико-географического районирования Кабардино-Балкарии // Географическая среда и здоровье населения. Нальчик, 1970. С. 284—286.
9. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. — М.: Роскомнедра, 1995.
10. Камбачоков А.Ш. Некоторые зональные особенности в течении урוליита в КБАССР // Географическая среда и здоровье населения. Нальчик, 1970. С. 173.
11. Прокачев В.Г., Усачев В.Ф., Чутова Н.П. Зоны хронического загрязнения вокруг городских поселений и вдоль дорог по республикам, краям и областям Российской Федерации. Справочник. —С.-Пб.: Гос. гидрологический институт, 1992.
12. Старостин В.И., Кононов О.В., Соболев Р.Н., Юткин А.В. Магматизм и оруденение Тырныаузского редкометалльно-полиметаллического центра (Северный Кавказ) // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 1999. № 3. С. 102—105.
13. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г., Красилова Н.С. Концептуальные основы эколого-геологического картографирования // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. 1998. № 5. С. 61—71.
14. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. О содержании и типах эколого-геологических карт // Отечественная геология. 2000. № 3. С. 10—14.
15. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г., Барабошкина Т.А. Эколого-геохимические карты — принципы построения легенд // Новые типы инженерно-геологических и эколого-геологических карт. М., 2001.
16. Трофимов В.Т., Барабошкина Т.А. Экологическая геохимия — содержание, структура, задачи // Известия РАЕН. 2001. Вып. 7. С. 55—63.
17. Хорошев А.В. Оценка устойчивости ландшафтов бассейна реки Баксан. (Центральный Кавказ): Автореф. дисс. на соискания д-та геол.-минер.наук. М., 1997.
18. Baraboshkina T.A., Ziling D.G. Engineering-ecological aspects of investigation of urban area 8th International IAEG Congress 2000 Balkema, Rotterdam, ISBN 905410 990 4, P. 4439—4443.

Годограф планет Солнечной системы

Б.Ф.ШАРМАНОВ

Отправным пунктом всего нижеизложенного послужила наша работа в области глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), собственная оригинальная методика исследований и последующее осмысливание полученных результатов в течение 25 лет при параллельном изучении сопутствующих вопросов по всей доступным нам печатным изданиям.

Особенности методики ГСЗ. Исследования земной коры методом дискретного профилирования крестовыми установками с многократным перекрытием впервые были внедрены в Баженовской геофизической экспедиции (ПГО «Уралгеология») в 1975 г. на Красноуральском профиле [1] и успешно применялись почти 20 лет. По плотности наблюдений для поверхности «М» (поверхность Мохоровичича) такая методика адекватна двойному непрерывному профилированию, но несравненно технологичней, экономичней и экологичней. Изначально эта схема наблюдений была предложена нами.

Для обработки результатов наблюдений был задуман сложный алгоритм на базе своих ранних разработок [2, 5]. Его реализовал на самой лучшей по тем временам вычислительной технике БЭСМ-6 геофизик В.Б.Писецкий при участии Н.Л.Баранского [6]. Алгоритм включал вычисления трех координат, угла падения и азимута восстания отражающих элементов, определение средней скорости на основе статистического эффекта совпадения отражающих площадок, полученных независимо, т.е. при разных положениях пунктов взрыва и приема.

Крестовые установки принимающих сейсмостанций предназначались для отсеивания боковых отражений. Принципиальное отличие моей методики — возможность использования боковых отражений в пределах 10-километровой полосы профиля. Расположение пунктов взрыва и приема на местности позволяли это.

Результаты работы программы «Сейсмоуклад» представлялись в виде погоризонтных планов векторов отражающих элементов, причем каждый вектор представлял сумму двух—трех векторов, полученных независимо, совпадающих с точностью 2—5%. Одиночные вектора исключались из рассмотрения. Средняя скорость определялась при переборе по максимуму совпадающих отражающих элементов (наилучшему укладыванию). На основе погоризонтных планов составлялся объемный разрез в аксонометрической проекции.

Результаты ГСЗ, нигде ранее не опубликованные. Погоризонтные планы были построены:

1) для приповерхностной части разреза в интервале глубин от 0 до 15 км. Для изучения этого интервала пригодна только первая волна. За критические отраженные волны, сами по себе мало информативные, здесь еще забиты кратными волнами и отражениями от вертикальных плоскостей. На наличие последних в области после первых вступлений, обладающих значительной интенсивностью, указывала еще И.С.Берзон. Совпадающие площадки, построенные по этим волнам возле Уральского Граничного шва, образуют в разрезе как бы вертикальную лесенку;

2) на погоризонтном плане в интервале глубин 15—35 км была надежда выявить границу «К». Однако повсеместно эта граница не прослеживается, хотя все возможности программы в данном случае не были реализованы;

3) для глубин более 35 км, где применение программы «Сейсмоуклад» оказалось высокоэффективным. На Красноуральском профиле ГСЗ, в пределах Восточно-Европейской плиты (ВЕП) средняя скорость до границы «М» была определена с точностью до 50 м/с (!), а сама граница «М» впервые (на Урале точно впервые) отстроена в объемном варианте.

Бытующее представление о поверхности «М» как поверхности «колотога льда» или «разбитой тарелки» не совсем верно. Я бы назвал ее «ромбической блоковостью». Границы блоков довольно четко обозначены на погоризонтном плане отсутствием или разуплотнением информации и, что характерно, на дневной поверхности они контролируются речной сетью, морфологическими формами рельефа, кое-где фиксируются цепочками даек, прослеживаются по деформации изолиний гравитационного и магнитного полей, локальными аномалиями в местах пересечения линеаментов. Блоки приподняты или опущены относительно друг друга на 2—5 км, стороны ромбов имеют длину 8—12 км. Отмечено инверсное соотношение в залегании земных слоев: опущенным блокам на поверхности «М» соответствуют на дневной поверхности обнажения древних кембрийских пород, приподнятым — более молодых (карбоновых) отложений.

Под самим Уралом поверхность «М» обнаружить не удалось и, очень вероятно, ее здесь нет. Мантийный материал в целом поднят на 15—25 км, но очень неравномерно, с полосовыми и точечными прорывами на промежуточные глубины вплоть до дневной поверхности. К последним относятся, в частности, Платиноносный пояс и другие гипербазитовые массивы. Подтверждение этому — гравитационная ступень, скачок скоростных параметров и рельеф местности. Таким образом, весь Урал представляется в виде гигантской дайки, поднимающейся от «Моховых» глубин.

На всех профилях ГСЗ, пересекающих Урал, в т.ч. и меридиональных, поверхность «М» построена. Возможно, авторы и возмущаются, но все эти построения, мягко говоря, мало достоверны. Очень хотелось построить, вот и построили, волн-помех хватает. А что касается так называемых корней гор, то это, вероятней всего, совокупный эффект аномально высоких плотностей и скоростей продольных волн в слагающих Урал породах.

Дорогостоящие работы ГСЗ наряду с решением задач по геологическому строению региона в рассматриваемом варианте имеют конкретное прикладное значение:

1. *При геологическом картировании.* Границы блоков выделены на поверхности «М» и по геофизическим и геоморфологическим признакам на дневной поверхности. Это означает, что земная кора разбита вертикальными трещинами на всю мощность и состоит из вертикальных столбообразных блоков. Следовательно, с выявления этих границ надо начинать интерпретацию геологических и геофизических съемок, иначе их достоверность будет понижена. Кстати, аналогичная блоковая модель коры получена по гравитационным данным Н.А.Шилов [10] на северо-востоке страны.

2. *При поисках полезных ископаемых.* Наиболее эффективная стратегия поисков различных полезных ископаемых — детальные поисково-разведочные профили по линиям разломов. Например, алмазоносные трубки возмож-

ны только на разломах и их пересечениях. Нефть и газ могут мигрировать от разломов, но недалеко.

3. При сооружении крупных объектов. Строительство крупных объектов на линии разлома чревато неприятностями, поскольку разломы «дышат». Блоки смещаются относительно друг друга по принципу резинового шарика: если один блок начнет погружаться в мантию, то где-то другой блок обязательно будет подниматься.

Системный анализ полученных результатов позволил приступить к решению вопросов глобального устройства Земли. Первоначально возникли три таких вопроса: откуда взялась глобальная ромбическая тектоническая сеть? Что обусловило образование линейной структуры и именно на Урале? Как достойно объяснить парадокс — инверсию в залегании горных пород?

Ответы на эти вопросы, каковыми они нам представляются, приведены в очень кратком изложении, хотя сделаны на обширном материале, к тому же все они давно известны и опубликованы. А начать необходимо с последнего вопроса, ибо неудовлетворительное объяснение инверсии в залегании земных слоев подбрасывает сомнения ко всему остальному.

Надвиги или оползни. Надвиговые и пликативные дислокации, несомненно, имели место в геологической истории Урала, однако роль этих процессов искусственно раздута вплоть до версий образования Урала за счет этих процессов. Образовать линейную структуру на сфере, допустим, путем надвига практически невозможно. Но и вступать в дебаты бесполезно — они длятся не один год. Поэтому предлагается альтернативная гипотеза, которую можно назвать оползневой.

При внедрении вещества мантии по рифтовой трещине и общем подъеме в этой связи коры Урала на высоту порядка 10—25 км неизбежно начинаются склоновые гравитационные процессы. Сначала они носят характер катастрофического обрушения, затем приобретают черты лавин, обвалов, оползней, с пульсирующим временным фактором. Таким образом, соседние с Уралом блоки заполняются первоначально более молодыми отложениями, затем — более древними. Аналогичные процессы должны проходить и внутри Урала вследствие неравномерности и пульсирующего характера внедрения магматического материала по трещинам. При разрушении и обвале дайкообразных офиолитов образуется серпентинитовый меланж, откуда и «бескорневые» серпентинитовые лепешки, коих на Урале весьма много. В ходе эволюции отдельные блоки, наиболее нагруженные оползневым материалом, могли оказаться глубоко вдавленными в мантию и ассимилироваться, переплавиться в ней, а некоторые — наоборот всплыть.

Таким образом, инверсное залегание горных пород, в обиходе «слоеный пирог», натурально и естественно объясняется с позиций оползневой гипотезы, без привлечения надвиговой тектоники. Идеи надвиговой тектоники навязаны рудной сейсморазведкой, которой фиксируются отражающие горизонты, полого падающие на запад и восток от Урала. Они представлялись как надвиговые плоскости, но предпочтительное их определение — оползневые поверхности скольжения, или листрические разломы, с постепенно уменьшающейся глубиной заложения. Вертикальная тектоника сейсморазведкой, естественно, не фиксируется.

В заключение, как слабое утешение сторонниками геосинклинальной версии происхождения Урала, можно отметить, что пространство между двумя трещинными инъекциями офиолитов — типичная синклиналь, только происхождение ее не пликативное, а оползневое.

Глобальная ромбическая и прочая трещиноватость. О ромбической блоковости земной коры было известно еще в начале XIX в. Существовала даже гипотеза (С.И.Кислицын) о том, что земной шар — ромбодекаэдр.

В вопросе об образовании ромбической сети обратимся к тектонической карте Тихого океана, точнее к феномену,

именуемому Великими разломами. Они всеорасходятся от Австралии, имеют одинаковую структуру, сингенетичны, следовательно, являются порождением одного гигантского катаклизма. Уместно вспомнить и гипотезу Дж.Дарвина об отрыве Луны от мантии Земли. Эта гипотеза вызвала к жизни, стимулировала гипотезу А.Вегенера о дрейфе континентов с ее принципиально новыми научными идеями. Несостоятельная гипотеза не могла привести к продуктивным научным результатам, поэтому очевидно, что Дж.Дарвин ошибся лишь относительно механизма отделения Луны. Взрывной вариант снимает все причины, по которым его гипотеза была отвергнута и к тому же объясняет глобальную ромбическую и прочую трещиноватость, позволяет представить дрейф материков за счет гравитационных сил, без привлечения сомнительных конвекционных течений в мантии.

В вопросе о причинах взрыва необходимо вернуться к позициям плутонистов, представлявших внутреннее строение Земли в виде доменной печи: ядро—металл, мантия—руда, кора—шлак. На границе ядро—мантия скандий и более тяжелые элементы проникают в ядро, более легкие накапливаются на внешней стороне границы, т.е. накапливается «тело» океана с комплексом растворенных в нем солей и газов, в т.ч. углеводы, свободный кислород, галогены и т.п.

К сему — очень авторитетное мнение А.Е.Рингвуда. В заключительной части своего анализа геохимического аспекта советской и американской космических программ исследования Луны он сделал следующий вывод: «геохимические данные *однозначно требуют* (выделено нами, А.Р.), чтобы Луна тем или иным способом образовалась из мантии Земли после формирования ядра». [4, с. 258].

В условиях монолитной коры и мантии процессы на границе ядро—мантия неизбежно должны привести к взрыву с выбросом части мантии на орбиту, что и произошло через 1,6 млрд. лет после образования Земли. Это время окончания архея, начало протерозоя, время «внезапного» появления океана и образования Луны. Форма воронки взрыва повторяет форму приливной волны, т.е. по широтам — почти от полюса до полюса, по долготам на широте Австралии — порядка 90°. Расчеты объема воронки, архейских радиусов ядра и Земли приведены в работе [7]. С момента взрыва началась тектоническая жизнь планеты и всю ее можно объяснить процессами закрытия воронки. Процессы эти сложные, многоплановые, продолжают до сегодняшних дней, но все же поддающиеся анализу и моделированию в отличие от утверждений типа: «была Пангея—Пангея распалась», от которых веет холодом безысходности.

Австралия представляется как составной континент, сложенный из кусочков окружающих материков, состыковавшихся в эпицентре. На геологической и тектонической картах Австралии это видно очень отчетливо.

Возникшие в результате взрыва сквозные трещины коры и мантии на некотором удалении от эпицентра, пересекаясь, образуют ромбическую сеть. Максимальная концентрация пересекающихся разломов приходится на противоэпицентр — Бермудский многогранник.

После обрушения бортов воронки и последующего «стекания» коры на территории России первым образовался Байкальский рифт. Затем произошла серия разрывов Сибирской плиты (по ним текут главные сибирские реки) и образовался Уральский рифт с разрывом мантии до ядра и подъемом мантийного материала. Похоже, что крупные разломы случаются через каждые 60°. В дальнейшем, в связи с образованием Атлантического рифта необходимость в образовании Уральского океана отпала, произошло сжатие, и он закрылся.

Сибирские разломы коррелируются с разломами в Индийском океане, в частности с теми, по которым «Индия как по рельсам» сиганула из Антарктиды к теперешнему

своему местоположению. Чтоб погреться. Можно предположить, что самородные металлы, первичные магнетитовые и сульфидные руды в Тихоокеанской кольцевой и других металлогенических провинциях — есть вещество верхней части ядра, ибо эти элементы несовместимы ни с мантией, ни с корой. При дифференциации они бы ушли в ядро в первую очередь.

Происхождение Земли и Солнечной системы. Эта гипотеза является продолжением — распространением космогонической концепции В.Амбарцумяна о взрывном происхождении звездных ассоциаций на планетные системы, а возникла в связи с реабилитацией гипотезы Дж.Дарвина в ее взрывном варианте. Суть гипотезы: планеты образуются путем взрывного отделения вещества в виде солитонов из акваториальной области Солнца с последующим спиральным удалением.

Для Солнца образовать новую планету в буквальном смысле — раз плюнуть, но чтоб она осталась на орбите, не разрушилась надо, чтобы предыдущая удалась на приличное расстояние. Гравитационная дифференциация и образование ядра планет происходят непосредственно после выхода на самостоятельную орбиту, т.е. в раскаленном состоянии.

Формирование системы проходило в два этапа. На первом, когда Солнце было голубым гигантом, образовывались планеты-гиганты. С образованием Юпитера произошел взрывной сброс голубой оболочки, после чего Солнце стало генерировать планеты земной группы. Первым в этой серии был Фаэтон, но массивный Юпитер разрушил его в полном соответствии с существующей легендой.

Наблюдательный факт о том, что на месте взрыва голубого гиганта остается желтый карлик, в астрономии известен.

Спиральность и закон Красного Смещения. Около 80% наблюдаемых в Космосе галактик, в т.ч. и Млечный путь, имеют спиральную структуру. Однако, несмотря на свою очевидность, наглядность и повсеместную распространенность, спиральность не признается пока законом и доминантой в процессах мироздания.

В Солнечной системе спиральность орбиты доказана только для одного объекта — Луны. Доказана не только прямым измерением, но и анализом лунных затмений в прошлом, изучением ископаемых кораллов, строматолитов и т.п. Существуют, по крайней мере, три варианта эволюции орбиты Луны (рис. 1).

По аналогии можно полагать, что орбиты спутников планет-гигантов тоже спиральны. Но они устроены по образу и подобию Солнечной системы, подчиняются одним и тем же закономерностям. Следовательно, систему Земля—Луна, спутниковые системы планет-гигантов, Солнечную систему, галактики, да, вероятно, и всю Вселенную можно аппроксимировать формулой логарифмической спирали вида:

$$R=r_0 a^{kt}, \quad (1)$$

где R — радиус-вектор объекта на спирали; t — эфемеридное время; параметры спирали: r_0 — начальный радиус, а — основание логарифма, $k=ctq\phi$ для спутниковых систем планет-гигантов и Солнечной системы элементарно определяются методами наименьших квадратов (МНК) и последовательных приближений.

Для Солнечной системы найден еще другой, «экзотический» способ определения параметров спирали — по формуле А.Злобина [8]. Эта формула — та же спираль, но ее параметры выражены через фундаментальные постоянные: $e=2,7183$, $\pi=3,1416$, $\phi=0,6180$ («золотое сечение»), $j=1,0079$ (атомная масса водорода). После подстановки и применения граничного условия в виде: $R=r_0$ при $t=0$, получаем:

$$R = \frac{j\phi}{\pi} (e - 1)^{\phi t}. \quad (2)$$

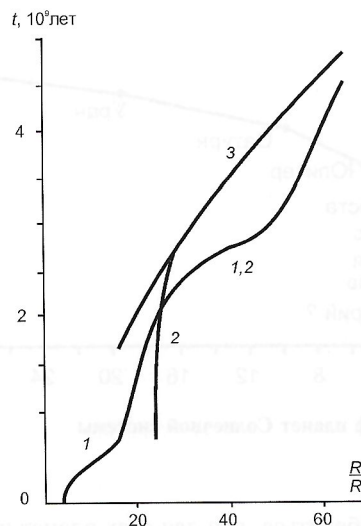


Рис. 1. Расстояние Земля—Луна в земных радиусах как функция времени:

1 — построена А.Биндером (ФРГ); 2 — В.Н.Жарковым [3]; 3 — Б.Ф.Шармановым; начальная часть кривых отражает представления авторов о происхождении Луны; при t более $1,6 \cdot 10^9$ лет кривые 1, 2 совпадают, они построены по данным об ископаемых строматолитах, кораллах и двустворчатых моллюсках; однако сброс этих данных таков, что ими можно обосновать и кривую 3, при построении которой принято, что спираль лунной орбиты разворачивалась равномерно, подобно годографу Солнечной системы; репрезентативный возраст Земли — 4,6 млрд.лет, фактически 4,8 млрд.лет; 0,2 млрд.лет ей понадобилось для остывания до солидуса

Возраст планет вычисляется по формуле:

$$t=2,9895(\ln R+1/\phi), \quad (3)$$

где R — среднее расстояние планеты от Солнца, а.е.; t — ее возраст, млрд.лет.

Числовой коэффициент имеет временной смысл. В работе [8] сделано предположение, что это продолжительность одного дня боготворчества в миллиардах лет по библейской версии мироздания.

Разница результатов вычислений МНК и через фундаментальные постоянные незначительная, т.е. можно сказать, что формула (3) получена независимо двумя способами. График формулы отображает путь планет и потому называется годографом (рис. 2). Свойства его таковы:

1) он представляет собой закон планетных расстояний как функцию времени и в этом аспекте заменяет эмпирическое правило Тициуса—Боде. В отличие от последнего не содержит никаких исключений, имеет плавную форму, соответствующую годографу рефрагированной волны;

2) для каждой планеты в любой момент времени определяется ее местоположение относительно Солнца, скорость ее убегания от Солнца как производная в этой точке, а также параметр Хаббла.

Факт разбегания космических объектов известен давно и называется законом Хаббла, или Красного Смещения. Он выражается формулой

$$V=HR \quad (4)$$

и означает, что галактики разбегаются от места Большого взрыва со скоростью V , пропорциональной расстоянию R , а коэффициент пропорциональности — параметр Хаббла в настоящее время принят равным $H=2,43 \cdot 10^{-18} \text{ с}^{-1}$.

Было подмечено, что параметр Хаббла для планет, убегающих от Солнца, и Луны, убегающей от Земли, имеет такой же порядок [9]. Определим параметр Хаббла для Земли. Расстояние ее от Солнца $R=1 \text{ а.е.}=1,495 \cdot 10^8 \text{ км}$. Скорость убегания $V=0,049 \text{ км/год}=1,5527 \cdot 10^{-9} \text{ км/с}$. $H=V/R=10,4 \cdot 10^{-18} \text{ с}^{-1}$.

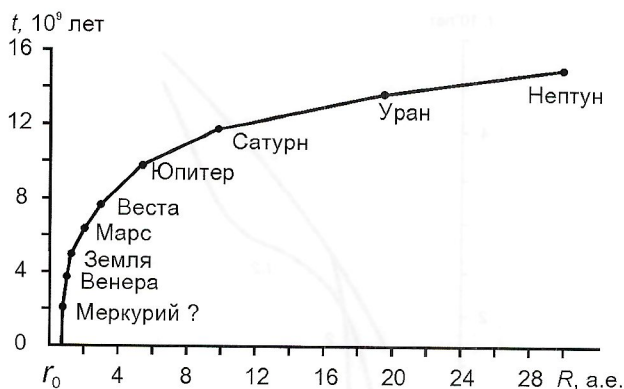


Рис. 2. Годограф планет Солнечной системы

Не трудно убедиться, что для всех планет и пояса астероидов H с точностью до трех знаков постоянно, т.е. параметр Хаббла для Солнечной системы — константа. Прямыми измерениями определена скорость убегания Луны — 4 см/год. Однако анализ всех трех кривых на рис. 1 показывает, что средняя скорость должна быть не менее 9—11 см/год, отсюда и общее для Солнечной системы значение H . Случайное совпадение величин порядка 10^{-18} представляется настолько маловероятным, что его можно не принимать во внимание. Вопрос стоит так: является ли полученное H общим для всей Вселенной или специфичным только для Солнечной системы. Но этот вопрос выходит за рамки статьи, а проблема уточнения параметра Хаббла существует и она актуальна.

Из изложенного следует:

1. Годограф планет Солнечной системы наряду с понятным общетеоретическим значением — отправной пункт для прогнозирования будущего Земли как планеты и расчета ее жизненных ресурсов.
2. Спиральность и закон Хаббла—Красного Смещения — одно и то же явление, действующее во всех точках Космоса.

Природа Большого Красного пятна. Большое Красное пятно на экваторе Юпитера впервые замечено английским астрономом Робертом Хуке в 1664 г. Это самый грандиозный ураган, бушующий и поныне почти без передышки. Скорость ветра в нем почти 500 км/ч. О природе этого явления нет даже рабочих гипотез.

Красные пятна есть на всех планетах. По своей сути — это огромные жерла вулканов, место, через посредство которого планеты эпизодически рожают и выбрасывают на спиральную орбиту своих спутников. Именно такой способ происхождения комет и планетных спутников предполагал киевский ученый С.К.Всехсвятский и автор статьи [7].

Самая древняя планета в Солнечной системе — старик Нептун уже в значительной мере утратил свою репродуктивную способность. Его внешний спутник Нереида скоро уйдет вслед за Плутоном на гелиоцентрическую орбиту. Уран вращается, лежа на боку, поэтому его пятно не видно. Сатурн жидковат, рождает в основном кольца, а не спутники. Его пятно бледное и малозаметное, поскольку плотность этой планеты самая низкая в Солнечной системе. Зато Юпитер — в расцвете сил, его пятно самое большое и яркое. Из земной группы планет Марс уже напрочь израсходовал свои внутренние ресурсы, засох и его Красное пятно замаскировалось, не сразу найдешь. У Земли Красное пятно — Тихий океан, тоже не сразу догадаешься. Первым догадался Дж.Дарвин. Юная Венера стыдливо прячет свое Красное пятно под слоем облаков, но вся ее поверхность, по данным радиолокации, сплошь катастрофическая — результат трудных родов сыночка Меркурия. Предположение о кровном родстве Венеры и Меркурия

возникло еще в 1964 г. в результате радарного исследования самым большим в мире радиотелескопом в Пуэрто-Рико («Наука и жизнь», 1965, № 4). На годографе планет (см. рис. 2) отчетливо видно, что Меркурий занимает не свое место на кривой, а гораздо ниже. Это может означать, что параметр k в спирали его орбиты имеет отрицательное значение, и что со временем он врежется в Солнце. А пока не даст возможность Солнцу образовать еще одну планету. Данный раздел — иллюстрация к вопросу о происхождении планетных спутников.

Пиковая цикличность Солнечной активности. Вспышки солнечной активности — головная боль всего человечества в прямом и переносном смысле. О природе цикличности этого явления нет никаких версий.

В центре нашей Галактики, по мнению астрономов, находится Черная дыра (в научном, а не вульгарном смысле этого понятия). Действительно, там что-то существенное и массивное. А в нашей Солнечной системе Юпитер хоть и составляет всего 2% массы Солнца, лишь немного не дотягивает до статуса звезды. Так вот, когда Юпитер пересекает линию Солнце—центр Галактики, под влиянием двойной, так сказать, гравитационной тяги Солнце начинает возмущаться и волноваться. Это происходит каждые 11,86 лет, то бишь в годы Змеи. В эти недоброй памяти змеиные годы у населения провоцируются нервные срывы, стрессовые депрессии, вспышки эйфории при одновременном помутнении разума, обострение хронических и новообретенных болезней. Ситуацию несколько усугубляют другие планеты, когда выстраиваются на той же линии. Меркурий — ничтожная песчинка по сравнению с Солнцем, но пакостит немало вследствие своей близости к светилу.

Таким образом, все очень просто, зато теперь, когда знаешь причину и виновников в лицо, переживать солнечные неприятности можно достойнее и пристойнее.

В заключение отметим, что исходя из результатов глубинного сейсмического зондирования и последующего системного анализа предлагаются несколько иные, отличные в какой-то степени от общепринятых взгляды на образование и глубинную структуру Урала, глобальную геотектонику, надвиговые дислокации происхождения планет и планетных спутников, закон спиральности и Красного Смещения в Космосе. Понимая краткость и декларативность изложения, предлагаю принять это как информацию для размышления и начало обсуждения затронутых вопросов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дружинин В.С., Постникова А.М., Рыбалка В.М. и др. Строение верхней части земной коры по Красноуральскому профилю ГСЗ // Советская геология. 1979. № 5. С. 82—88.
2. Дружинин В.С., Посашев О.В., Шарманов Б.Ф. Исследование свойств и возможностей программы «Сейсмоукладка» // Упругие волны промышленных взрывов и исследование земной коры Урала. Свердловск, 1978.
3. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. — М.: Наука, 1983.
4. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. Пер. с англ. — М.: Недра, 1982.
5. Шарманов Б.Ф. Алгоритм «Сейсмоукладка» // Упругие волны, промышленных взрывов и исследование земной коры Урала. Свердловск, 1978.
6. Шарманов Б.Ф., Писецкий В.Б., Баранский Н.Л., Юнусов Ф.Ф. Статистическая обработка отраженных волн в трехмерном варианте // Прикладная геофизика. 1984. № 108. С. 41—46.
7. Шарманов Б.Ф. О природе сил,двигающих материи // Советская геология. 1990. № 9. С. 100—106.
8. Шарманов Б.Ф. Поправка в гипотезу // Отечественная геология. 1993. № 9. С. 81—82.
9. Шарманов Б.Ф. Годограф Солнечной системы // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург, 1996.
10. Шило Н.А., Ващилов Ю.Я., Мигович И.М. Вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР по гравиметрическим данными // Геология и геофизика. 1979. № 2.

Первооткрыватели отечественных месторождений

В данном номере журнала публикуется список первооткрывателей российских месторождений до 2001 г. включительно, любезно предоставленный редколлегии журнала Госгеолслужбой России (Н.И.Никифорова).

Современная отечественная система признания первооткрывательства основана на публикуемых ниже Положениях.

Положение о нагрудном знаке «Первооткрыватель месторождений России»

Нагрудный знак «Первооткрыватель месторождений России» утвержден приказом Министерства природных ресурсов Российской Федерации от 15 октября 1997 г.

1. Нагрудный знак «Первооткрыватель месторождений России» учреждается МПР РФ с целью поощрения лиц, открывших неизвестное ранее месторождение, имеющее промышленную ценность, а также выявивших дополнительные запасы полезных ископаемых или новое минеральное сырье в ранее известном месторождении, существенно увеличивающие его промышленную ценность.

2. Нагрудным знаком «Первооткрыватель месторождений России» награждаются граждане Российской Федерации, открывшие на территории России или в пределах континентального шельфа и исключительной экономической зоны России:

новое месторождение полезных ископаемых любого вида, кроме общераспространенных, имеющее промышленное значение и отнесенное, согласно «Инструкции по вопросам выплаты вознаграждений за выявление месторождений полезных ископаемых», к первой или второй группе, а также относящееся к третьей группе рудных и россыпных месторождений металлов, топливного сырья, золота, алмазов, пьезооптического и камнесамоцветного сырья, йодо-бромных вод, калийных солей, фосфоритов, самородной серы и пресных подземных вод в районах с дефицитом водных ресурсов;

дополнительные запасы полезного ископаемого в новых, имеющих самостоятельное значение залежах, рудных телах, участках ранее известных месторождений указанных выше видов полезных ископаемых и групп при условии, что выявленные запасы увеличивают их количество не менее чем в 1,3 раз;

новое полезное ископаемое в ранее известных месторождениях указанных выше видов полезных ископаемых и групп, улучшающие экономические показатели освоения этих месторождений (увеличивающие прибыль от разработки месторождения не менее чем в 1,2 раза).

Нагрудным знаком «Первооткрыватель месторождений России» награждаются также граждане, непосредственно выявившие прямые и косвенные признаки, однозначно указывающие на наличие месторождения полезного ископаемого, при подтверждении его промышленной ценности последующим геологическим изучением.

3. Нагрудным знаком «Первооткрыватель месторождений России» отмечается каждое из открытий новых месторождений или дополнительных запасов и новых видов минерального сырья в ранее известных месторождениях.

4. Если в открытии месторождения, дополнительных запасов в ранее известном месторождении или нового минерального сырья участвовала группа лиц, нагрудным знаком «Первооткрыватель месторождений России» награждается персонально каждый из участников.

5. Подготовка материалов по награждению конкретных лиц нагрудным знаком «Первооткрыватель месторождений России» осуществляется территориальными комиссиями по вознаграждениям за открытие месторождений полезных ископаемых на основе материалов о присуждении государственного денежного вознаграждения и (или) других документов, подтверждающих участие данного лица в открытии объекта. Материалы, направляемые в Комиссию МПР России по государственным и поощрительным денежным вознаграждениям за открытие месторождений полезных ископаемых, должны содержать письмо-ходатайство и протокол территориальной комиссии о признании физических лиц первооткрывателями месторождений.

6. Награждение нагрудным знаком «Первооткрыватель месторождений России» производится МПР России по представлению Комиссии по вознаграждениям за открытие месторождений полезных ископаемых.

7. Награжденным нагрудным знаком «Первооткрыватель месторождений России» выдается специальный диплом.

Нагрудный знак носится на правой стороне груди. В случае утраты нагрудного знака или диплома дубликаты не выдаются.

8. Лица, отмеченные нагрудным знаком «Первооткрыватель месторождений России», заносятся в Книгу «Первооткрыватели месторождений и редких геологических образований России».

Денежное вознаграждение регламентируется «Инструкцией по вопросам выплаты вознаграждений за выявление месторождений полезных ископаемых».

Положение о дипломе «Первооткрыватель редких геологических образований России»

Диплом «Первооткрыватель редких геологических образований России» утвержден приказом МПР РФ от 15 октября 1997 г.

1. Диплом «Первооткрыватель редких геологических образований России» учреждается Министерством природных ресурсов Российской Федерации с целью поощрения лиц, лично выявивших неизвестное ранее (неописанное в литературе) редкое геологическое образование.

2. К редким геологическим образованиям относятся редко встречающиеся в пределах региона выходы горных пород, отражающие типоморфные особенности состава, строения, происхождения и развития земной коры, редкие минералогические, палеонтологические или иные образования, представляющие научную или культурную ценность (карсты, пещеры, экзотические формы рельефа и др.).

3. Дипломом «Первооткрыватель редких геологических образований России» награждаются граждане Российской Федерации, открывшие на территории России или в пределах ее континентального шельфа и исключительной экономической зоны редкое геологическое образование общенационального или мирового значения.

4. Дипломом «Первооткрыватель редких геологических образований России» отмечается открытие каждого редкого геологического образования.

5. Если в открытии редкого геологического образования участвовала группа лиц, дипломом «Первооткрыватель редких геологических образований России» награждается персонально каждый из участников открытия.

6. Подготовка материалов по награждению конкретных лиц дипломом «Первооткрыватель редких геологических образований России» осуществляется территориальными комиссиями по вознаграждениям за открытие месторождений

полезных ископаемых на основе поступивших заявок и других документов, подтверждающих участие данного лица в открытии объекта.

Материалы с предложениями о признании лиц первооткрывателями редкого геологического образования представляются в Комиссию МПР России по государственным и поощрительным денежным вознаграждениям за выявление месторождений полезных ископаемых и должны содержать письмо-ходатайство и протокол территориальной комиссии о признании физических лиц первооткрывателями редких геологических образований России.

7. Награждение дипломом «Первооткрыватель редких геологических образований России» производится МПР России по представлению Комиссии по вознаграждениям за открытие месторождений полезных ископаемых. В случае утраты диплома дубликаты не выдаются.

8. Лица, отмеченные дипломом «Первооткрыватель редких геологических образований России», заносятся в книгу «Первооткрыватели месторождений и редких геологических образований России».

Месторождения алмазов		
ВАСИЛЬЕВ Алексей Алексеевич	Трубка «Интернациональная»	1998
МОКЕЕВ Владимир Степанович	Трубка «Интернациональная»	1998
ПОГУДИН Игорь Александрович	Трубка «Интернациональная»	1998
ПОПОВ Михаил Иванович	Трубка «Интернациональная»	1998
ЭРИНЧЕК Юрий Маркович	Трубка «Юбилейная»	2001
Месторождения барита		
ВОДОЛАЗСКИЙ Анатолий Иванович	Хойлинское	2000
ВОЛОВИЧ Евгений Владимирович	Хойлинское	2000
ДЕМБОВСКИЙ Бруно Янович	Хойлинское	2000
ЛЮТИКОВ Николай Васильевич	Хойлинское	2000
Месторождения хризотил-асбеста		
МАЛЫШЕВ Александр Александрович	Молодежное	1969
МУТИН Виктор Павлович	Молодежное	1969
Месторождения солей		
АВТОНОМОВ Виктор Алексеевич	Тут-Булакское	1969
БЕЖАНОВ Ким Амаякович	Тут-Булакское	1989
ВАУЛИН Вадим Александрович	Тут-Булакское	1989
Месторождения серы		
БРОДСКИЙ Анатолий Яковлевич	Астраханское	1989
Месторождения газа		
АЗАРНОВ Александр Николаевич	Сузунское	1995
АКСЕНОВ Григорий Тимофеевич	Астраханское	1989
АРМИШЕВ Антонин Михайлович	Песчаноозерское	1999
БУЛГАКОВ Валерий Владимирович	Верхнечонское	1997
БУШУЕВ Александр Сергеевич	Песчаноозерское	1999
ВАСЯКИН Алексей Михайлович	Верхнечонское	1997
ВИРСТЮК Игорь Антонович	Сузунское	1995
ГРОМОВ Евгений Константинович	Дангизкуль-Хаузакское	1980
ДАНЧЕНКО Фарида Вагизовна	Песчаноозерское	1999
ДЕСЯТКОВ Владимир Матвеевич	Песчаноозерское	1999
ЗЕЛЕНКОВ Геннадий Михайлович	Ковыктинское	1997
КАБАЕВ Леонид Николаевич	Самотлорское	1976
КАЖДОЯН Юрий Степанович	Песчаноозерское	1999
КАЗАИС Владимир Исаакович	Сузунское	1995
КИЧИГИН Виктор Петрович	Сузунское	1995
КОМАРОВ Николай Васильевич	Верхнечонское	1997
КУЗНЕЦОВ Лев Леонидович	Сузунское	1995
МАЛЫЦЕВ Михаил Васильевич	Оренбургское	1972
МАНДЕЛЬБАУМ Марк Миронович	Верхнечонское	1997
МАНДЕЛЬБАУМ Марк Миронович	Ковыктинское	1997
МАРТЫНОВСКИЙ Владимир Иванович	Сузунское	1995
МОРГУНОВ Олег Евгеньевич	Сузунское	1995
НИКОЛЕНКО Валерий Петрович	Забурунь	1987
ПАНЬКОВ Александр Михайлович	Ковыктинское	1997
ПОНОМАРЕВА Валентина Михайловна	Песчаноозерское	1999
РЫБЬЯКОВ Борис Леонидович	Верхнечонское	1997
РЫБЬЯКОВ Борис Леонидович	Ковыктинское	1997
САМСОНОВ Владимир Викторович	Верхнечонское	1997
СИНЯВСКИЙ Борис Леонтьевич	Верхнечонское	1997
ШАМАЛЬ Анатолий Иванович	Верхнечонское	1997
ШАМАЛЬ Анатолий Иванович	Ковыктинское	1997
ШЕВЧЕНКО Валерий Прокопьевич	Песчаноозерское	1999
Месторождения газового конденсата		
АБИЛОВ Магомед Шихнабиевич	Димитровское	2001
АРМИШЕВ Антонин Михайлович	Песчаноозерское	1999

БЕЛОУСОВ Олег Николаевич	Димитровское	2001
БОДУНОВ Евгений Иванович	Среднетюнское	1991
БУЛГАКОВ Валерий Владимирович	Верхнечонское	1997
БУШУЕВ Александр Сергеевич	Песчаноозерское	1999
ВАРАКСИН Юрий Николаевич	Верх-Тарское	2001
ВАСЯКИН Алексей Михайлович	Верхнечонское	1997
ДАНЧЕНКО Фарида Вагизовна	Песчаноозерское	1999
ДЕСЯТКОВ Владимир Матвеевич	Песчаноозерское	1999
ДЖАБРАИЛОВ Магомед Османович	Димитровское	2001
ЗАПИВАЛОВ Николай Петрович	Верх-Тарское	2001
ЗЕЛЕНКОВ Геннадий Михайлович	Ковыктинское	1997
КАЖДОЯН Юрий Степанович	Песчаноозерское	1999
КОМАРОВ Николай Васильевич	Верхнечонское	1997
МАНДЕЛЬБАУМ Марк Миронович	Верхнечонское	1997
МАНДЕЛЬБАУМ Марк Миронович	Ковыктинское	1997
ПАНЬКОВ Александр Михайлович	Ковыктинское	1997
ПОНОМАРЕВА Валентина Михайловна	Песчаноозерское	1999
РОЖОК Николай Георгиевич	Верх-Тарское	2001
РЫБЬЯКОВ Борис Леонидович	Верхнечонское	1997
РЫБЬЯКОВ Борис Леонидович	Ковыктинское	1997
САБАНАЕВ Касум Алтекович	Димитровское	2001
САМСОНОВ Владимир Викторович	Верхнечонское	1997
СИНЯВСКИЙ Борис Леонтьевич	Верхнечонское	1997
ТРОФИМУК Андрей Алексеевич	Верх-Тарское	2001
ШАМАЛЬ Анатолий Иванович	Верхнечонское	1997
ШАМАЛЬ Анатолий Иванович	Ковыктинское	1997
ШАПИЕВ Джаватхан Шашиевич	Димитровское	2001
ШАРАФУТДИНОВ Фоат Гарафутдинович	Димитровское	2001
ШЕВЧЕНКО Валерий Прокопьевич	Песчаноозерское	1999
Месторождения золота		
БОЧАРНИКОВ Юрий Сергеевич	Нявленга	1998
ГИЛЯШЕВ Геннадий Павлович	Школьное	1998
ГОЛУБЕВ Василий Георгиевич	Васильевское	1996
ГОРШКОВ Юрий Всеволодович	Лунное	1998
ГРИГОРЬЕВ Николай Викторович	Лунное	1998
ГРИГОРЬЕВ Николай Викторович	Джульетта	1998
ДЕМИН Георгий Петрович	Карамкенское	1998
ЗАЙЦЕВ Вячеслав Иванович	Лунное	1998
ЗИННАТУЛЛИН Максут Зиннатович	Нявленга	1998
ИВАНИЩЕВ Анатолий Васильевич	Светлинское	1993
КАРАГАНОВ Виталий Васильевич	Группа россыпей долины р.Миасс	1993
КОВАЛЕВА Джульетта Салтыбековна	Джульетта	1998
КОЛЕСНИКОВ Анатолий Григорьевич	Джульетта	1998
КРАСИЛЬНИКОВ Анатолий Александрович	Карамкенское	1998
МЕНЦЕР Эрик Иосифович	Светлинское	1993
ПОКУСАЕВ Владимир Иванович	Светлинское	1993
РАДЧЕНКО Юрий Иванович	Лунное	1998
РИНДЗЮНСКАЯ Наталия Михайловна	Кожимская группа	1991
РЯБОВ Антон Михайлович	Васильевское	1996
САРАФАНОВ Леонид Владимирович	Группа россыпей долины р.Миасс	1993
СОРОКИН Евгений Иванович	Джульетта	1998
ТРОПИН Василий Алексеевич	Нявленга	1998
УСАЧЕВ Николай Андреевич	Кубакинское	1998
ФЕДОРЕЦ Игорь Васильевич	Школьное	1998
ФЕДОСЕЕВ Владилен Вячеславович	Светлинское	1993
ШАДРИН Анатолий Иванович	Толатийское	1983
ШУБ Илья Залманович	Группа россыпей долины р.Миасс	1993
ЮДИНА Вера Никитична	Карамкенское	1998
ЯСКЕВИЧ Виталий Леонидович	Карамкенское	1998
Месторождения серебра		
БИТЮЦКИХ Александр Николаевич	Гольцовое	2000
БОЧАРНИКОВ Юрий Сергеевич	Нявленга	1998
ГОРШКОВ Юрий Всеволодович	Лунное	1998

ГРИГОРЬЕВ Николай Викторович	Лунное	1998
ГРИГОРЬЕВ Николай Викторович	Джультетта	1998
ДЕМИН Георгий Петрович	Карамкенское	1998
ЗАЙЦЕВ Вячеслав Иванович	Лунное	1998
ЗАЙЦЕВ Вячеслав Иванович	Гольцовое	2000
ЗИННАТУЛЛИН Максут Зиннатович	Нявлента	1998
КОВАЛЕВА Джульетта Салтынбековна	Джультетта	1998
КОЛЕСНИКОВ Анатолий Григорьевич	Джультетта	1998
КОНОВАЛОВ Николай Борисович	Гольцовое	2000
КОРЖ Валерий Денисович	Гольцовое	2000
КРАСИЛЬНИКОВ Анатолий Александрович	Карамкенское	1998
РАДЧЕНКО Юрий Иванович	Лунное	1998
РЫЖАКОВ Николай Федорович	Гольцовое	2000
СОРОКИН Евгений Иванович	Джультетта	1998
ТРОПИН Василий Алексеевич	Нявлента	1998
ЮДИНА Вера Никитична	Карамкенское	1998
ЯСКЕВИЧ Виталий Леонидович	Карамкенское	1998
Месторождения россыпной платины		
БЕРЕЖНОЙ Владимир Александрович	руч.Пенистый	2001
ВИЛЬДАНОВА Елена Юрьевна	руч.Пенистый	2001
ЗАЙЦЕВ Вениамин Петрович	р.Левтыринываям	2000
ЗАЙЦЕВ Вениамин Петрович	руч.Ледяной и Сентябрь	2000
ЗАЙЦЕВ Вениамин Петрович	руч.Пенистый	2001
КИРЕЕВ Николай Михайлович	руч.Пенистый	2001
КРУТЯКОВ Александр Иванович	руч.Пенистый	2001
КУДРИН Александр Сергеевич	руч.Ледяной и Сентябрь	2000
ЛОГИНОВ Владимир Александрович	р.Левтыринываям	2000
ЛОГИНОВ Владимир Александрович	руч.Ледяной и Сентябрь	2000
МАТЮШИН Игорь Васильевич	руч.Ледяной и Сентябрь	2000
МЕЛКОМУКОВ Владимир Николаевич	р.Левтыринываям	2000
МЕЛКОМУКОВ Владимир Николаевич	руч.Ледяной и Сентябрь	2000
МОЧАЛОВ Александр Геннадьевич	Кондерское	1995
НИКОЛАЕВ Вячеслав Николаевич	р.Левтыринываям	2000
УВАРОВ Виктор Борисович	р.Левтыринываям	2000
УВАРОВ Виктор Борисович	руч.Ледяной и Сентябрь	2000
Месторождения олова		
БЕДОКУРОВ Евгений Иванович	Искра	1998
БЕЗРУКОВ Александр Алексеевич	Искра	1998
КОСТЕРЕВ Николай Федорович	Искра	1998
НАУМОВ Михаил Михайлович	Искра	1998
ПАРХОМЧУК Анатолий Александрович	Искра	1998
ПЛЕМА Валентин Васильевич	Искра	1998
Месторождения редких металлов		
ИВАНОВ Олег Васильевич	Нура-Танды	1969
Месторождения рения		
КАЛИНИН Сергей Ксенофонович	Джезказганское	1977
САТПАЕВА Таисия Алексеевна	Джезказганское	1977
ФАЙН Эмиль Ефаимович	Джезказганское	1977
Месторождения железных руд		
ГОМБЕРГ Георгий Львович	Вадимо-Александровское	1993
КАПИНУС Юрий Андреевич	Вадимо-Александровское	1993
Месторождения марганца		
МЕЗДРИН Поликарп Петрович	Полуночное	1996
Месторождения меди		
ГОМБЕРГ Георгий Львович	Вадимо-Александровское	1993
КАПИНУС Юрий Андреевич	Вадимо-Александровское	1993
Месторождения медного колчедана		
АНДРУХОВСКАЯ Люция Феликсовна	Сафьяновское	1993
ДВОЕГЛАЗОВ Дмитрий Анатольевич	Сафьяновское	1993
КОНЕВ Александр Анатольевич	Сафьяновское	1993
КОРОВКО Анатолий Васильевич	Сафьяновское	1993
ПУРТОВ Валерий Алексеевич	Сафьяновское	1993
ШЕРЕМЕТЬЕВ Юрий Сергеевич	Сафьяновское	1993
Месторождения полиметаллов		
БИТЮЦКИХ Александр Николаевич	Гольцовое	2000
ЗАЙЦЕВ Вячеслав Иванович	Гольцовое	2000
КОНОВАЛОВ Николай Борисович	Гольцовое	2000
КОРЖ Валерий Денисович	Гольцовое	2000
РЫЖАКОВ Николай Федорович	Гольцовое	2000

Месторождения нефти

АБИЛОВ Магомед Шихнабиевич	Димитровское	2001
АЗАРНОВ Александр Николаевич	Сузунское	1995
АРМИШЕВ Антонин Михайлович	Песчаноозерское	1999
БЕЛОУСОВ Олег Николаевич	Димитровское	2001
БУЛГАКОВ Валерий Владимирович	Верхнечонское	1997
БУШУЕВ Александр Сергеевич	Песчаноозерское	1999
ВАРАКСИН Юрий Николаевич	Верх-Тарское	2001
ВАСЯКИН Алексей Михайлович	Верхнечонское	1997
ВИРСТЮК Игорь Антонович	Сузунское	1995
ДАНЧЕНКО Фарида Вагизовна	Песчаноозерское	1999
ДЕСЯТКОВ Владимир Матвеевич	Песчаноозерское	1999
ДЖАБРАИЛОВ Магомед Османович	Димитровское	2001
ЗАПИВАЛОВ Николай Петрович	Верх-Тарское	2001
КАЖДОЯН Юрий Степанович	Песчаноозерское	1999
КАЗАИС Владимир Исаакович	Сузунское	1995
КИЧИГИН Виктор Петрович	Сузунское	1995
КОВАЛЕНКО Валерий Сергеевич	Верхневозейское	1998
КОМАРОВ Николай Васильевич	Верхнечонское	1997
КУЗНЕЦОВ Лев Леонидович	Сузунское	1995
МАМЕДОВ Фаик Назар-оглы	Верхневозейское	1998
МАНДЕЛЬБАУМ Марк Миронович	Верхнечонское	1997
МАРТЫНОВСКИЙ Владимир Иванович	Сузунское	1995
МОРГУНОВ Олег Евгеньевич	Сузунское	1995
НИЗЬЕВ Василий Андреевич	Верхневозейское	1998
НОВИКОВ Анатолий Александрович	Памятно-Сасовское	1996
ПОНОМАРЕВА Валентина Михайловна	Песчаноозерское	1999
РОЖОК Николай Георгиевич	Верх-Тарское	2001
РОСТОВЩИКОВ Владимир Борисович	Верхневозейское	1998
РЫБЬЯКОВ Борис Леонидович	Верхнечонское	1997
САБАНАЕВ Касум Алтекович	Димитровское	2001
САБЛИН Александр Сергеевич	Памятно-Сасовское	1996
САМСОНОВ Владимир Викторович	Верхнечонское	1997
СИНЯВСКИЙ Борис Леонтьевич	Верхнечонское	1997
СПИРИДОНОВ Юрий Алексеевич	Верхневозейское	1998
ТАРАСОВ Павел Петрович	Верхневозейское	1998
ТРОФИМУК Андрей Алексеевич	Верх-Тарское	2001
ШАМАЛЬ Анатолий Иванович	Верхнечонское	1997
ШАПИЕВ Джаватхан Шашиевич	Димитровское	2001
ШАРАФУТДИНОВ Фоат Гарафутдинович	Димитровское	2001
ШЕВЧЕНКО Валерий Прокопьевич	Песчаноозерское	1999

Месторождения угля (антрацит)

ГРИГОРОВА Алла Петровна	Участок Садкинский Восточный № 2	2001
КРУТЫЙ Остап Михайлович	Участок Садкинский Восточный № 2	2001
КУДИНОВ Александр Николаевич	Участок Садкинский Восточный № 2	2001
СОКОЛОВ Володарь Афанасьевич	Участок Садкинский Восточный № 2	2001

Месторождения урана

ИЩУКОВА Лидия Петровна, 2001; КАРМАНОВ Ревир Григорьевич, 2001; КУЗНЕЦОВ Вячеслав Андреевич, 2001; МИРОНОВ Виктор Гаврилович, 2001; ПОПОВ Владимир Георгиевич, 2001; ПУЛИН Виктор Иванович, 2001; СЕМЕНОВ Анатолий Петрович, 2001; СТРЕМИЛОВ Сергей Александрович, 2001; ХОМЕНТОВСКИЙ Борис Николаевич, 2001; ШЛЕЙДЕР Владимир Анатольевич, 2001.

Новые публикации

Сергин С.Я. Причины геологического развития Земли: системный подход. — Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ ВШ, 2002. С. 47. Ил. 6. Список лит. 33 назв.

Вышла в свет работа, в которой выделена глобальная геологическая система, включающая астеносферу, литосферу, гидросферу, атмосферу и биоту. Исследованы энергетика системы, ее функциональная структура и динамика. Предложено системное (биосферно-тектоническое) объяснение причин геологического развития Земли, в соответствии с которым геоэволюция — проявление собственной динамики и саморазвития изучаемой системы. Представлены диагностические выводы, идеи полевых и лабораторных экспериментов, позволяющие проверить системную геодинамическую концепцию.

Для широкого круга специалистов, интересующихся причинами геоэволюции с позиций комплексного междисциплинарного подхода.

Памяти Сергея Филипповича Лугова

18 декабря 2002 г. на 91-м году скончался известный геолог, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный геолог РСФСР, Почетный разведчик недр Сергей Филиппович Лугов.

Основная геологическая деятельность С.Ф.Лугова с 1931 г. была посвящена геологии и металлогении Северо-Востока страны. Изучением оловоносности территорий и оловорудных объектов он многие годы занимался как полевой геолог, а затем как начальник рудного отдела Главного управления Дальстроя. Его значительный вклад в открытие и разведку месторождений олова, ставших основой горнодобывающей промышленности России, получил широкое признание. Свой богатейший опыт С.Ф.Лугов использовал, работая в аппарате Геологического комитета — Министерства геологии и охраны недр СССР в 1956—1964 гг. в должностях главного геолога Главгеолразведки и начальника отдела металлов.

После защиты докторской диссертации в ноябре 1964 г. С.Ф.Лугов вплотную занялся научно-исследовательской работой во Всесоюзном научно-исследовательском институте минерального сырья им. Н.М.Федоровского (ВИМС), где создал металлогеническую школу, развивая наследие таких корифеев российской геологической науки, как С.С.Смирнов, О.Д.Левицкий, Е.А.Радкевич.

С.Ф.Луговым разработана уникальная геологическая система длительной эволюции оловообразования в истории формирования земной коры, установлены важнейшие закономерности образования и размещения оловорудных объектов, предложена одна из лучших и широко используемых классификаций ведущих промышленных типов месторождений, созданы научные основы и методология их прогноза, поисков и оценки. Научной и практической деятельностью С.Ф.Лугова и его учеников и последователей был дан мощный импульс развитию геологоразведочных работ на олово, которые привели к открытию новых рудных районов и многих месторождений, что обеспечило создание мощной минерально-сырьевой базы.

В качестве эксперта С.Ф.Лугов оказывал научно-методическую помощь в проведении геологоразведочных работ на олово в ГДР, ЧССР, МНР. Он



являлся членом РИСО «Недра», членом редколлегии журнала «Геология рудных месторождений», членом специализированных Ученых Советов ВИМС и ИГЕМ АН СССР. Результаты многолетних исследований С.Ф.Лугова опубликованы более чем в 200 работах — отчетах, статьях и монографиях. Им подготовлены 25 кандидатов геолого-минералогических наук, многие из которых стали докторами наук.

За многолетнюю плодотворную деятельность С.Ф.Лугов был награжден орденом Трудового Красного Знамени и многими медалями.

Все, кто работал с Сергеем Филипповичем, хорошо знали его доброе и внимательное отношение к людям, способность заряжать их энергией и профессиональным энтузиазмом. Светлая память о Сергее Филипповиче Лугове навсегда останется в наших сердцах.

*Дирекция и ученый совет ВИМС
Редколлегия журнала*

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2002 г.

Артюхов В.Г. Базовые положения национальной минерально-сырьевой политики России. № 2. С. 5.

Вартамян Г.С. Геодинамический мониторинг и прогноз сильных землетрясений. № 2. С. 59.

Глумов И.Ф., Грамберг И.С., Маловицкий Я.П. Нефтегазовый потенциал континентального шельфа России — перспективы развития и использования. № 2. С. 17.

Караганов В.В. Государство в формировании и использовании минерально-сырьевой базы на рубеже тысячелетий. № 2. С. 8.

Комаров М.А. Экономические проблемы недропользования в России на современном этапе. № 2. С. 42.

Контарович А.Э., Садовник П.В. Состояние сырьевой базы углеводородов и перспективы развития нефтяной и газовой промышленности России в первые десятилетия XXI века. № 2. С. 11.

Кочетков М.В., Вартанян Г.С., Шпак А.А., Боровский Б.В., Язвин Л.С. Минерально-сырьевая база подземных вод и основные проблемы ее развития на современном этапе. № 2. С. 55.

Кривцов А.И., Беневоляский Б.И., Зиннатуллин М.З. Долгосрочные тенденции использования и развития мировой минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов и их влияние на инвестиционную привлекательность отечественных месторождений. № 2. С. 37.

Мальшев Ю.Н. Современное состояние и перспективы развития угольной промышленности. № 2. С. 23.

Новиков А.А., Ястржембский И.Э., Благутин Ю.Л. Перспективы развития горнодобывающих подотраслей металлургии. № 2. С. 32.

Орлов В.П. Минерально-сырьевая база России в условиях глобализации экономики. № 2. С. 26.

Рундквист Д.В., Леонов Ю.Г. Роль геологического изучения недр в сохранении и развитии минерально-сырьевой базы страны. № 2. С. 29.

Стругов А.Ф., Гудков С.В. Законодательные основы использования и развития минерально-сырьевой базы МПР России. № 2. С. 50.

Трубецкой К.Н., Панфилов Е.И. Вопросы совершенствования горного законодательства. № 2. С. 52.

ИДЕИ И ПРОЕКТЫ ВЕКА

Вартамян Г.С., Кристенсен О.В., Госк Э., Цукуда Э. Региональный метод краткосрочного прогноза сильных землетрясений. № 1. С. 3.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Кабышев Б.П. Гносеологические критерии прогноза нефтегазоносности недр. № 1. С. 13.

Ушатинский И.Н., Рыльков А.В. Литогеохимия и перспективы нефтегазоносности триас-юрских отложений северных районов Западной Сибири. № 1. С. 8.

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Бахарев А.Г., Алпатов В.В., Зайцев, А.И. Геолого-генетическая модель Неждановской золотоносной рудно-магматической системы. № 4. С. 3.

Блинов А.А. Состав золотоносных отложений различных этажей аккумуляции в русле р. Лена. № 4. С. 11.

Дубов Н.В., Звездов В.С. Компьютерная модель переноса сульфидных капель рудоносным силикатным расплавом в

трубообразном канале эллиптического сечения. № 5—6. С. 27.

Катанский М.Ю., Жидков С.Н. Методика построения трехмерной геологической модели месторождений с использованием программных средств компании GEMCOM. № 5—6. С. 23.

Контарь Е.С. Геологическое строение и минерализация Предуральского осадочного бассейна. № 3. С. 3.

Костин А.В. О полигенности золотых и серебряных месторождений фронтальной части Верхоянского складчатого пояса. № 4. С. 8.

Лихачев А.П. О происхождении пегматоидных трубков Бушвельдского магматического комплекса. № 3. С. 21.

Мельников А.И., Алексеев С.В., Ружич В.В., Егоров К.Н., Алексеева Л.П., Черных Е.Н., Чечельницкий В.В., Смекалин О.П., Шмаров Г.П., Павлов В.А. Оценка параметров техногенной активизации опасных геологических процессов в крупных горных выработках открытого типа. № 4. С. 20.

Пакульнис Г.В. Углеродистые породы и гидротермальная урановая минерализация. № 5—6. С. 3.

Патык-Кара Н.Г., Чижова И.А., Лапшин А.М., Федоров О.П., Шиятый И.Н., Шевелев А.Г. Минералогическое обоснование нового района титано-циркониевых россыпей в центральной части Западно-Сибирской плиты. № 3. С. 15.

Рипп Г.С., Платов В.С., Гусев Ю.П., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Новый щелочно-основной карбонатитовый комплекс в Западном Забайкалье. № 5—6. С. 9.

Седых А.К. Гидротермально-осадочные месторождения германия зон активизации и их поисковые критерии. № 3. С. 29.

Соколов С.В., Шпанов Е.П., Куприянова И.И. Минералогическая и температурная зональность Вознесенского редкометалльно-флюоритового месторождения. № 5—6. С. 17.

Хейфец В.М., Фрик В.Л., Огородников И.В. Симметрия в эволюции геологической среды на примере одного из золоторудных регионов Узбекистана. № 5—6. С. 21.

Шаталов В.И., Граханов С.А., Егоров А.Н., Сафьянников Ю.В. Новый промышленный тип россыпей алмазов в Якутской алмазоносной провинции. № 4. С. 15.

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Альховик Т.С., Баранов В.В. О модулярной организации фавозитид. № 4. С. 62.

Блюман Б.А. Ультрамафит-мафитовые комплексы офиолитовых ассоциаций континентов: модель развития состава и структурной позиции. № 1. С. 18.

Ермакова С.П. Уточнение схемы детальной биостратиграфии борейального нижнего триаса. № 4. С. 71.

Киселев А.И., Егоров К.Н., Масловская М.Н. Геодинамика развития кимберлитового и базитового магматизма в области Вилуйского палеорифта. № 4. С. 40.

Князев В.Г., Гриненко В.С., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Дзюба О.С. Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии. № 4. С. 73.

Королева М.Н. К вопросу о возрасте жарыкского известняка Центрального Казахстана и проблемы выделения ашгилла. № 5—6. С. 33.

Кулаковский А.Л. К характеристике зоны контакта гранитоидного цоколя и чехла в Северном Приладожье. № 5—6. С. 35.

Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Слои с аммоноидеями пермской системы Верхоянья. № 4. С. 66.

Носовский М.Ф. Асканийский горизонт: проблемы возраста и корреляции. № 3. С. 34.

Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф. Деформационные структуры Омлевского блока. № 4. С. 59.

Орлов Ю.С., Трунилина В.А., Роев С.П. Палеозойский магматизм Восточной Якутии: геодинамические аспекты. № 4. С. 50.

Сагир А.В., Кропачев А.П., Бабич А.П. Структура и эволюция Южного Верхоянья. № 3. С. 37.

Сергеенко А.И., Гриненко О.В., Прокопьев А.В., Сметанникова Л.И. Нижний олигоцен Зырянской впадины. № 4. С. 80.

Смелов А.П., Березкин В.И., Зедгенизов А.Н., Амузинский В.А., Коваль С.Г., Иванов А.С. Новые данные о составе, строении и рудоносности Котуйканской зоны тектонического меланжа. № 4. С. 45.

Третьяков Ф.Ф. Региональный структурный анализ тектонических деформаций и сегменты Адыча-Тарынской зоны разломов. № 4. С. 54.

Тюрин А.М. К вопросам строения и формирования Оренбургского вала. № 1. С. 29.

Шаров В.Н. Об основной проблеме стратификации позднего—раннего докембрия Патомского нагорья и петрохимических критериях выделения метаосадочных серий. № 1. С. 26.

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Жимулев Е.И., Сонин В.М., Багрянцев Д.Г., Афанасьев В.П. О проблеме регенерации природных кристаллов алмаза. № 1. С. 40.

Зайцев А.И. Rb-Sr изотопная геохимия и возраст кимберлитовых пород Толуопского поля. № 4. С. 32.

Казаков А.Н., Великославинский С.Д., Толмачева Е.В. Исток-Ангарский норитовый массив: геология и петрология. № 3. С. 42.

Ковалевский А.Л. Выбор объектов опробования растений при биогеохимических поисках серебра. № 3. С. 47.

Пироговская К.Л., Зедгенизов Д.А., Барашков Ю.П. Алмазы с включениями оливина из аллювиальных россыпей бассейна р.Эбелях. № 4. С. 24.

Подольский А.М., Морошкин В.В. Опыт применения люминесценции при изучении отложений ледникового генетического ряда. № 1. С. 52.

Романов В.А. Потоки рассеяния: сток вещества с суши и водная миграция элементов. № 5—6. С. 46.

Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Егоров К.Н. Ехешигнинский гипербазитовый массив Бельско-Дугдинского офиолитового пояса Восточного Саяна. № 1. С. 45.

Соколов А.С. Геохимия фосфора в геосферах Земли. № 3. С. 54.

Чекваидзе В.Б., Исакович И.З. Бассейны термодегидратационных вод юго-востока Русской платформы и их минерогенические особенности. № 5—6. С. 51.

Шамишина Э.А., Алтухова З.А., Бабушкина С.А. Геологические и вещественные особенности Дюкенского кимберлитового поля. № 4. С. 26.

Шкодзинский В.С. Копылова А.Г. Сидерофильные элементы в самородном железе базитов и его генезис. № 4. С. 36.

Штефан Л.В., Никитин Е.А., Дроздов В.А. Минералогическо-петрохимическая характеристика щелочно-ультраосновных пород Северо-Припятского региона. № 1. С. 35.

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Копилевич Е.А., Бакун Н.Н., Гончаров А.В. Литолого-стратиграфическое обоснование реальности внутривпадинных отражающих горизонтов Нюрольской впадины. № 1. С. 56.

Филатова В.Т. Особенности формирования Лапландского гранулитового пояса: внутрикоровая обдукция и образование коллизионной структуры при отсутствии явлений орогенеза. № 1. С. 63.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Кузькин В.И. Влияние сжимающих напряжений на изменение свойств пород при взаимодействии с кислыми растворами. № 3. С. 64.

Седов Н.В. Гидрогеологическая терминология. Состояние, проблемы, пути совершенствования. № 3. С. 58.

Шпак А.А., Плотникова Р.И. Современное состояние минерально-сырьевой базы минеральных, теплоэнергетических и промышленных подземных вод и основные проблемы ее развития. № 3. С. 69.

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Павлов А.В. Модель самовозгорания каменных углей в подземных выработках. № 3. С. 70.

ПЕРВООТКРЫВАТЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Первооткрыватели отечественных месторождений. № 1. С. 69; № 3. С. 80; № 4. С. 85; № 5—6. С. 63.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОПЫТ

Горное право — от Петра I до наших дней. № 2. С. 64.

ИЗ ЗАРУБЕЖНОГО ОПЫТА

«Визитная карточка» Геологической службы США. № 2. С. 66.

ХРОНИКА

Межрегиональному центру по геологической картографии 10 лет. № 2. С. 68.

Негруппа В.З., Негруппа Т.Ф. У истоков единства стратиграфии докембрия и фанерозоя. № 3. С. 76.

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Селиванов Е.И. Как найти морену на Большом Балхане. № 3. С. 78.

ДИСКУССИИ

Бергман И.А. Еще раз о литий-магниево-отношении как критерии карбонатной природы рудного вещества докембрийских железистых формаций. № 5—6. С. 55.

РЕЦЕНЗИИ

Зайцев В.Г. Новые книги по тектонике и поисковым методам. № 5—6. С. 62.

85-летие Серафима Ивановича Смирнова. № 2. С. 71.

75-летие Гинаята Рахметуллыча Бекжанова. № 2. С. 72.

К 100-летию Арнольда Вильгельмовича Пэка. № 5—6. С. 93.

Памяти Александра Константиновича Бухарина. № 1. С. 85.

Памяти Игоря Сергеевича Грамберга. № 5—6. С. 95.

Памяти Алексея Борисовича Каждана. № 5—6. С. 94.

Памяти Гилеля Авсеевича Мирлина. № 1. С. 82.

Памяти Владимира Михайловича Терентьева. № 5—6. С. 96.

Памяти Георгия Николаевича Шапошникова. № 1. С. 84.

**МИНИСТЕРСТВО
ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**



ДИПЛОМ

Contents

IDEAS AND PROJECTS OF THE CENTURY

Vlasov G.M.

New aspects of evolution of the geosynclinal theory: practical outcomes.

FUEL MINERAL RESOURCES

Surkov V.S., Smirnov L.V.

Geology and petroleum potential of the West-Siberian plate basement

Kravchenko K.N.

Wealth and phase conditions of naphthide basins ontogenesis function and minimization of oil, gas and natural bitumen losses

Airapetyan S.A., Istratov I.V.

New trends in the search and study of liquid hydrocarbon accumulations in the context of ore geology

METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

Konstantinov M.M., Bitarov V.T., Vargunina N.P., Gordeev S.G., Davydov K.V., Danil'chenko V.A., Kulaev I.G., Laipanpv Kh.Kh., Orlov B.Yu.

Concealed lead-zinc deposits in the Sadon ore district: discoveries and prospects.

Petrishchevsky A.M.

Tectonic history of the Voznesensk fluorite-bearing region in geophysical models.

Panov E.N., Dubik O.Yu.

On the secondary alterations of metamorphosed clay materials from the Verkhoyansk complex, North-East Russia

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

Likhachev A.P.

On a genesis of vein-like and other complex features in cumulative strata of the Bushweld magmatic complex.

Kovalevsky A.L.

Iron lithobiogeochemistry in the deposits of the Angara-Ilim region within the Baikal-Amur Railway zone 50

Malov A.I.

3 Hydrogeochemical peculiarities of diamond deposits 55

Reznitsky L.Z., Shkol'nik S.I., Nekrasova E.A.

Wollastonite in the South Pre-Baikal 59

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

10 *Druzhinin V.S., Karetin Yu.S., Dyakonova A.G., Kashubin S.N., Kashubina T.V., Kolmogorova V.V., Kukhmazov S.U., Parygin G.I., Osipov V.Yu.*

17 Integrated geophysical studies of the Middle Urals lithosphere along the Artinsky transect 65

GEOECOLOGY

Baraboshkina T.A., Ziling D.G.

Layout of a legend for a medium-scale ecological-geochemical map of mining district 73

EDITORIAL MAIL

31 *Sharmanov B.F.*

Hodograph of planets of the Solar System 77

36 The discoverers of national mineral deposits 81

BOOK REVIEWS

Seregin S.Ya.

Reasons for geological evolution of the Earth: a system approach 85

Memory of Sergey Filippovich Lugov. 86

44 List of papers published in «Otechestvennaya geologia» in 2002 87