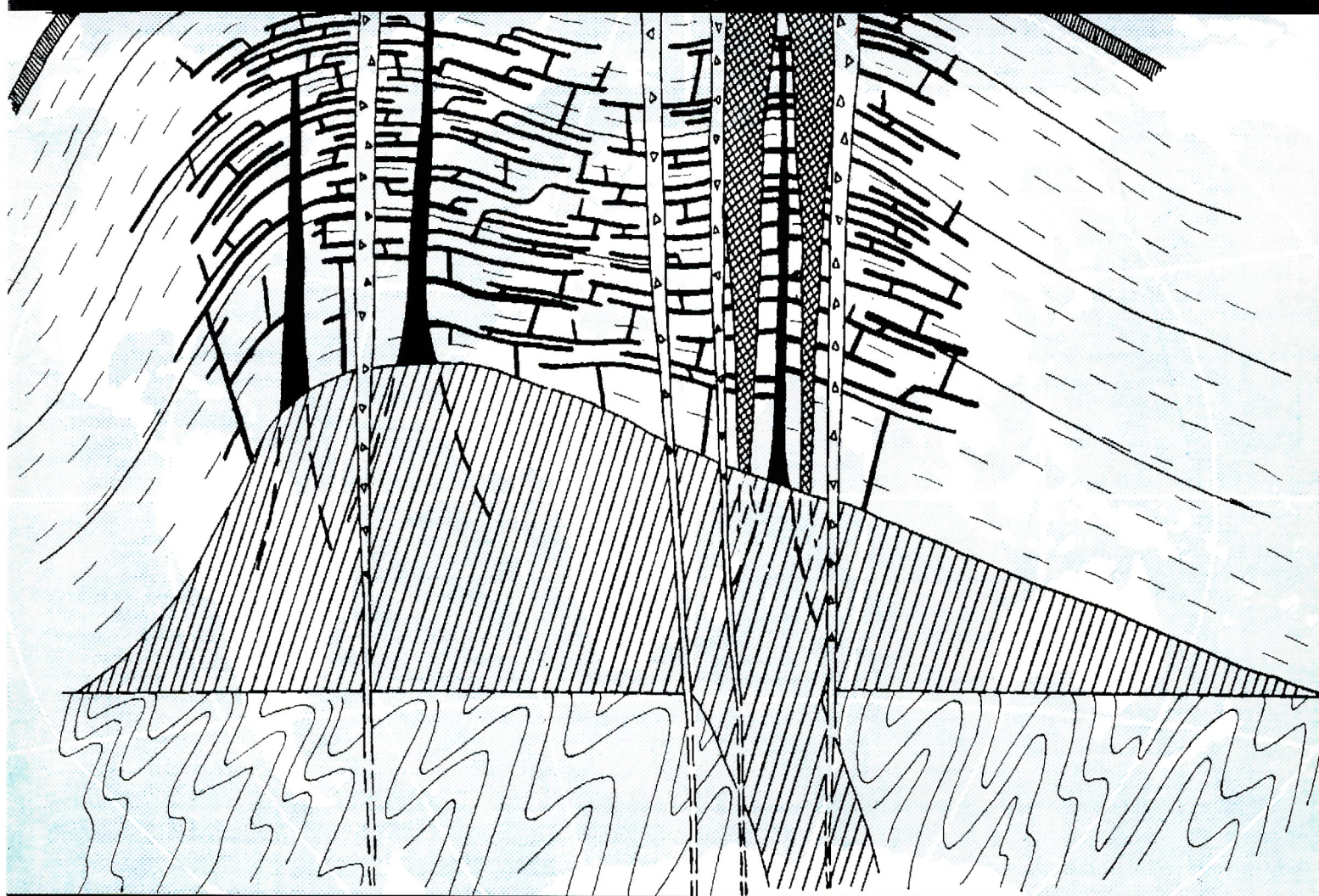


ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



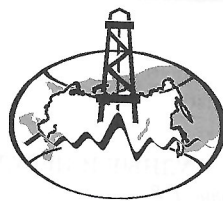
4/2001

ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ ТРАППОВ

КИМБЕРЛИТЫ ЧАДОБЕЦКОГО ПОДНЯТИЯ

ОБЪЕКТНЫЙ МОНИТОРИНГ В СФЕРЕ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

4/2001

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. Кривцов**

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

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

МОСКВА

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пакульнис Г.В.

О роли эндогенных и экзогенных факторов в формировании масштабных гидротермальных месторождений урана.

3

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Жамойда А.И., Прозоровская Е.Л.

Международная стратиграфическая шкала 2000 года и задачи ее совершенствования

8

Панов Е.Н., Дубик О.Ю.

Об особенностях состава и строения слабометаморфизованных глинистых пород верхоянского комплекса

11

Чайкин В.Г., Антонов В.А.

Анализ формационных рядов Копетдагско-Предкавказской зоны краевых опусканий

14

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Волошина З.М., Каржавин В.К., Петров В.П.

Р-Т параметры околорудных метасоматитов Федорово-Панского платиноносного интрузива

17

Золотухин В.В., Васильев Ю.Р.

Средне-Енисейская провинция магнезиальных траппов Сибирской платформы и ее перспективы на оруденение норильского типа

20

Кобылянский Ю.Г.

Способ выделения пунктов рудной минерализации по степени накопления элементов

26

Лопин А.В.

О кимберлитах Чадобецкого поднятия в связи с проблемой формационно-металлогенического анализа платформенных щелочных—ультраосновных магматитов

30

Фурсов В.З.

Возможности многоцелевого ртутного геохимического картирования

36

Ясаманов Н.А., Юрьев В.А.

Кварцевые пески и кварциты Омана: возраст, происхождение, состав, качество и использование в новейших технологиях

44

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Аркадьев В.В., Титов К.В., Сидоренкова О.И., Черный К.Н.

Расчленение меловых отложений Юго-Западного Крыма по магнитной восприимчивости

53

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Вартанян Г.С., Плотникова Р.И., Шпак А.А.

Объектный мониторинг как элемент системы рационального использования минеральных, термальных и промышленных вод

58

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Бойшенко А.Ф.

70 лет научно-технического сотрудничества геологов России и Монголии

62

Федорчук В.П.

Опыт денежной оценки минеральных ресурсов мира

64

ДИСКУССИЯ

Боднар З.Я.

Определение возраста рельефа и картирование четвертичных образований

65

РЕЦЕНЗИИ

Краснов Е.В.

В безбрежном море «Вернадскианы» не обойтись без кормчего

68

Соколов Б.А., Старостин В.И., Барабошкина Т.А.

«Экогеология России» — новые подходы к экологическим проблемам

71

75-летие В.С.Суркова

72

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

Подписано в печать 26.06.2001. Формат 60 х 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Заказ 2692. Тираж 1000 экз.

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

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

О роли эндогенных и экзогенных факторов в формировании масштабных гидротермальных месторождений урана

Г.В.ПАКУЛЬНИС (ВИМС)

Применительно к гидротермальным месторождениям урана обычно обсуждается возможная роль в их образовании только эндогенных факторов, причем особое значение придается подготовительным, таким как особенности метаморфизма и гранитизации, приводящим к перераспределению урана и обогащению им исходных сред [3—5, 9—11]. При этом, месторождения урана, как правило, возникали при тектонической активизации в самом конце поздней орогенной стадии или при активизации в платформенный период. Активизация зачастую сопровождается проявлением базальтоидного магматизма, свидетельствующим о возбужденном состоянии мантии. Так как мантийные процессы имеют значительную длительность, то возбужденное состояние мантии может быть причиной и предшествовавших активизации геологических явлений, в частности, образования гранитогнейсовых куполов, обычных в районах с гидротермальными месторождениями урана. Поэтому расположение районов с месторождениями урана над активными мантийными структурами, в принципе, можно рассматривать в качестве важнейшего фактора рудообразования.

Для гидротермальных месторождений урана характерна уранилкарбонатная форма его привноса. Такая форма требует для сохранения достаточных концентраций урана в углекислотных растворах мощных потоков углекислоты, тем более мощных, чем большие запасы урана сосредоточены на месторождениях. О мощности углекислотных потоков можно судить по давлениям, установленным в зонах рудообразования. Здесь давления составляли от 50 МПа, чаще около $(1\div 2)10^2$ МПа [23]. Так как рудообразование проходило при снижении давлений, то на пути следования растворов и особенно на уровнях заимствования растворами урана из содержащих его сред давления должны были быть значительно более высокими. По этой причине более мощные потоки углекислоты рассматриваются как характерная особенность районов со значимыми гидротермальными месторождениями урана.

Мощные потоки углекислоты могли возникать при вскрытии углекислотных мантийных флюидов или при гранитизации и высокостепенном метаморфизме карбонатсодержащих толщ. Однако в последнем случае для возникновения масштабных потоков углекислоты необходимо присутствие значительных объемов карбонатсодержащих пород в составе метаморфизирующихся толщ и, главное, условий сохранения углекислоты на глубинах, поскольку гранитизация и высокостепенный метаморфизм всегда предшествовали моментам уранового рудообразования со значительным отрывом во времени. К тому же гидротермальные месторождения возникали в самом конце орогенных этапов и при постплатформенной активизации, после наиболее значительных глыбовых перемещений и вскрытия зон разломов.

В настоящее время наиболее крупные запасы богатых урановых руд сосредоточены в районах впадины Атабаска Канады и Ист-Аллигейтор Австралии в докембрийских месторождениях типа «несогласия», возникших после формирования позднпротерозойских протоплатформенных покровов в периоды тектонической активизации. Как и другие гидротермальные месторождения урана, место-

рождения типа «несогласия» расположены в районах, претерпевших (в доплатформенное время) интенсивные метаморфизм и гранитизацию с обогащением гранитогнейсовых комплексов ураном. Размещение месторождений контролируется зонами разломов, а в формировании руд участвовали существенно углекислотные растворы.

В районах Атабаска Канады и Ист-Аллигейтор Австралии [12, 36, 37, 39] тектоническая активизация сопровождалась становлением натровых базальтоидов повышенной щелочности, причем базальтоидный с щелочным уклоном магматизм был хотя и прерывистым, однако значительно более длительным, чем время образования месторождений типа «несогласия» (рисунок).

По современным представлениям [16, 20, 29], очаги зарождения натровых щелочных базальтоидных магм расположены в мантии гораздо глубже (70 км и более), чем таковые широко распространенных обычных толеитовых базальтоидов, включая базальтоиды траппов. Примечательно, что в районе Ист-Аллигейтор месторождения урана и базальтоиды, включая самые глубинные фонолиты, пространственно тяготеют к существенно более раннему (1800 млн.лет) метаморфическому комплексу Нимбуа, образование которого связывают с процессами мантийного диапиризма [38]. Комплекс имеет концентрически-зональное строение с породами гранулитовой фации в центре и зеленосланцевой на дальней периферии. Силлы долеритов, фонолиты и месторождения урана расположены в промежуточной зоне амфиболитовой фации.

В районе Атабаска главный тектонический элемент — далеко выходящая за его пределы всяма протяженная (до 1000 км) явно мантийного заложения шовная зона Блек-Лейк-Сноу-Берд, которую считают внешним выражением обширной скрытой рифтогенной структуры [31]. По общегеологическим данным, шовная зона возникла в конце раннего протерозоя. Месторождения урана расположены по обе стороны от шовной зоны, хотя и на значительном (до 150 км) удалении от ее оси: к западу — месторождения в зонах альбитизации района Биверлодж с возрастом 1770 млн.лет [36], близким ко времени заложения шовной зоны, и месторождения типа «несогласия» структуры Карсуэл с возрастом 1100 млн.лет, к востоку — основные месторождения типа «несогласия» с возрастными около 1300 млн.лет (основная минерализация) и около 1100 млн.лет. Столь значительное удаление от шовной зоны нельзя принимать как отсутствие связи с рифтогенной структурой. Например, щелочные базальты Витимского урановорудного района, определенно связанные с Байкальской рифтогенной структурой, отнесены от амагматичной ее оси на 200 км и более [27].

Таким образом, в районах Ист-Аллигейтор Австралии и Атабаска Канады определенно имелась пространственная и временная связь между гидротермальными месторождениями урана и глубинными мантийными структурами, причем более глубинными, чем структуры, в которых генерируются базальтоидные магмы обычного толеитового типа.

Связь между гидротермальными месторождениями урана и мантийными структурами, внешнее выражение которых — платформенный натровый щелочной базальтоидный магматизм, должна иметь вещественные причины.

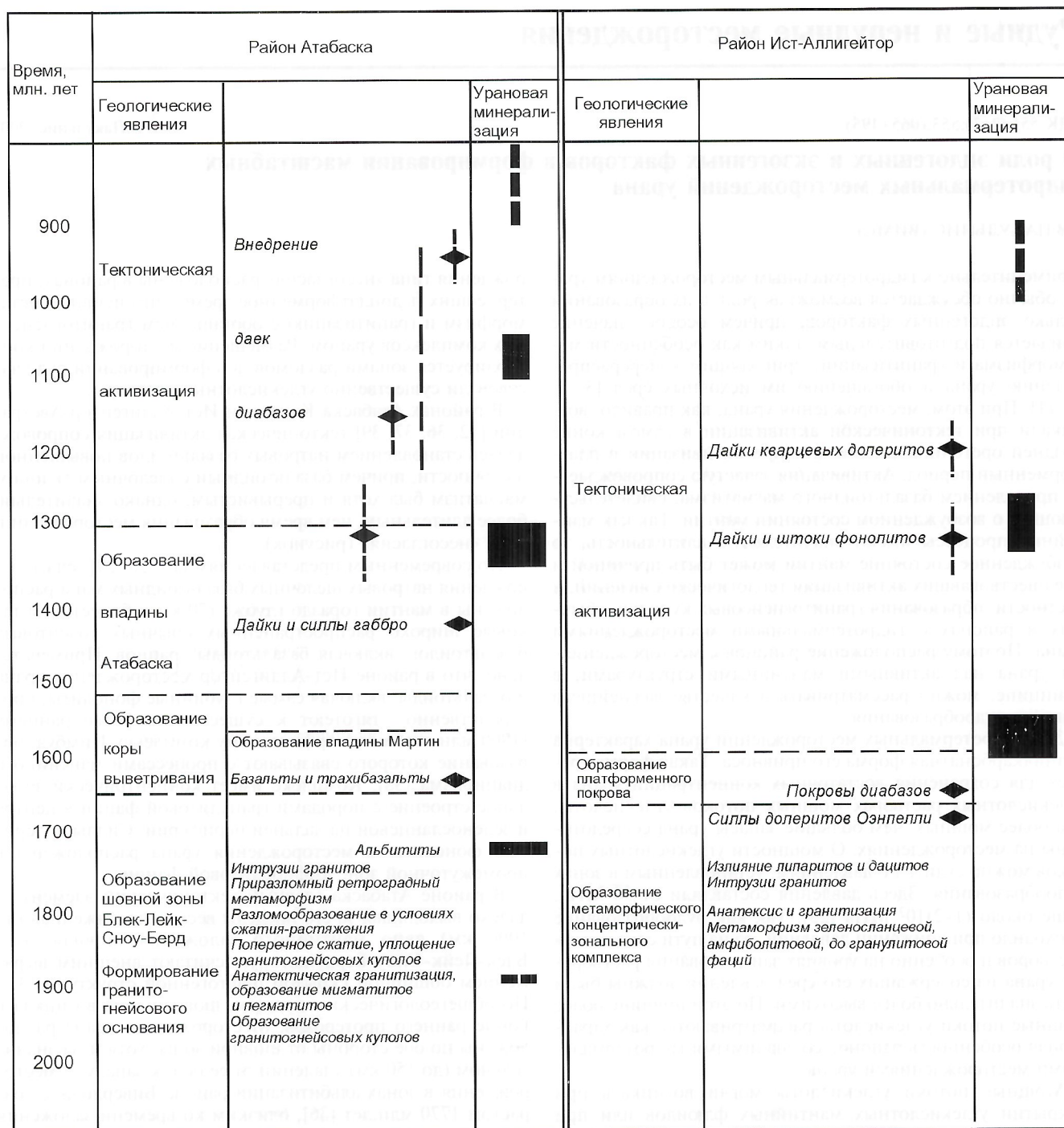


Схема развития геологических явлений в районах Атабаска (Канада) и Ист-Аллигейтор (Австралия)

По петрологическим данным [29], для генерации щелочных базальтоидных магм, кроме высоких более $15 \cdot 10^2$ МПа давлений, которым соответствуют глубины более 50 км, необходимо присутствие CO_2 . Считают, что источником CO_2 служат мантийные флюиды, проникающие в зоны генерации магм по проницаемым каналам в мантии, возникающим при тектонических процессах [14, 15]. При этом флюиды должны быть существенно углекислотными (доля воды не более половины) [28, 29]. Важным представляется натровый тип щелочного базальтоидного магматизма, поскольку при генерации таких магм расплавы не поглощают заметных количеств углекислоты [29]. Поэтому, способствовавшие образованию натровых щелочных базальтоидов существенно углекислотные ($X_{\text{H}_2\text{O}}$ менее 0,5) флюиды могли быть источником мощных потоков угле-

кислоты, проникавших в верхние зоны коры. Под их воздействием уран заимствовался из пород и в уранилкарбонатной форме переносился в рудолокализирующие структуры месторождений типа «несогласия». В этом видится существенная причина связи урановых месторождений типа «несогласия» и мантийных структур с проявлением натрового щелочного базальтоидного магматизма. Такая же связь с мантийными структурами, в которых генерировались щелочные базальтоиды, должна быть присуща и другим, включая фанерозойские, крупным гидротермальным месторождениям урана. В частности, в Стрельцовском районе с месторождениями мезозойского возраста в вулканотектонической структуре при бимодальном типе магматизма в состав вулканитов входят и щелочные базальты [9], а в Чешской меловой впадине месторождения урана

возникли близодновременно с палеоген-неогеновыми щелочными базальтоидами [2].

Как и в случае докембрийских месторождений типа «несогласия» это должны быть мантийные структуры, генерировавшие натровые базальтоиды, поскольку калиевые расплавы, возникающие на еще больших глубинах при более высоких давлениях, поглощают значительные количества углекислоты, а при генерации карбонатитов и кимберлитов поглощаются огромные количества углекислоты. К тому же, как утверждает Ф.А.Летников с соавторами [15], при масштабном поглощении углекислоты расплавами флюиды претерпевают инверсию, превращаясь из окислительных в восстановительные, что должно препятствовать извлечению из пород урана. Видимо, по этим причинам районы с проявлением калиевого щелочного базальтоидного магматизма, как правило, неблагоприятны для гидротермального уранового рудообразования. Из таких районов пока известен только один — Алданский с крупными месторождениями урана, возникшими сопряжено с длительным (от конца триаса до позднего мела) и прерывистым натрово-калиевым базальтоидным магматизмом [18].

Источником углекислоты могут быть и первичные, наиболее глубинные мантийные флюиды, для которых большинство исследователей обосновывает сугубо восстановительный водородно-углеродный (с CH_4 , CO) характер [15, 20, 21]. Такие флюиды, окисляясь при проникновении в верхние зоны коры, могут преобразовываться в существенно углекислотные. Но их окисление должно сопровождаться значительным увеличением восстановительных свойств среды и потому существенно затруднять извлечение урана из окружающих пород.

Известно, что на многих гидротермальных месторождениях урана минералообразование проходило при участии натровых растворов, о чем свидетельствуют та или иная форма натрового метасоматоза и присутствие хлористого натрия во флюидных включениях. Высококонцентрированные хлоридно-натровые растворы установлены во флюидных включениях и на месторождениях типа «несогласия» районов Ист-Аллигейтор и Атабаска. Считают [16], что существенно натровые, надо понимать, хлоридно-натровые растворы обособляются в верхней мантии в тех же обстановках, что и натровые щелочные базальты. Поэтому, в случаях, когда отсутствуют иные возможные источники хлоридно-натровых растворов (эвапориты и др.), натровые метасоматиты, не типичные апогранитные, а контролируемые зонами разломов, с достаточной степенью вероятности можно рассматривать как результат воздействия мантийных флюидов. При участии мантийных хлоридных натрово-калиевых растворов возникли и калиевые метасоматиты в зонах разломов Алданского урановорудного района.

Из экспериментальных данных [14] следует, что хлоридно-натровые растворы почти не поглощают углекислоты и при понижении давления сами склонны к гетерогенизации с распадом на жидкую водно-солевую и паровую водную, а в присутствии CO_2 — водно-углекислотную фазы. Утверждают [14], что по этой причине «...даже при низких степенях гидролиза NaCl за счет разницы в летучести происходит накопление в углекислотной фазе HCl , а в солевой NaOH ». Или, иначе, при перемещении вверх должны возникать более легкая и подвижная опережающая кислотная и следующая за ней щелочная волны флюидов. Возможно, из-за этого на многих месторождениях образованию натровых метасоматитов предшествовали изменения типа пропилитизации. Вышеизложенное позволяет рассматривать интрузии натровых базальтоидов щелочной линии как основной признак мантийных структур, вскрывавших углекислотные флюиды, способные проникать в верхние этажи земной коры и извлекать уран из окружающих сред. Однако такие базальтоиды не всегда

достигали уровней современной поверхности, возможно, из-за сложного линзовидно-слоистого строения земной коры [7], особенностей развития в ней глубинных разломов и тектонического режима. Скорее всего, такие обстановки были характерны для района украинских месторождений, Чешского и Кокчетавского урановорудных районов, где сами месторождения свидетельствуют о былых масштабных потоках углекислоты.

В районе украинских месторождений в натровых метасоматитах присутствуют дайки диабазов, но они принадлежат к более позднему импульсу активизации — около 1300 млн.лет [6] при возрасте урановой минерализации 1700 млн.лет. Кокчетавский район известен месторождениями в связи с натровыми метасоматитами и высокими содержаниями фосфора в рудах, до собственно уран-фосфорных в карбонатных породах. Месторождения контролируются зонами основных разломов и возникли в конце орогенной стадии в среднем—позднем девоне [24]. По мнению Н.Л.Добрецова с соавторами [8], на ранних стадиях развития (540—520 млн.лет) в результате субдукции произошло погружение в мантию на глубину до 150 км и затем (около 515 млн.лет) выведение вверх венд-раннекембрийских образований, в результате чего возникли и сохранились алмазы в углеродистых кембрийских породах. Такое глубокое внедрение в мантию не могло не вызвать ее возбуждения со вскрытием каналов поступления мантийных флюидов как раз на уровнях генерации калиевых базальтоидов. Следствие этого — становление щелочно-ультрамафитового комплекса с карбонатитами, приуроченного к зонам глубинных разломов. Важно, что пироксениты этого комплекса обладают повышенными содержаниями фосфора (1—4% и более пентаксида фосфора) [17]. Надо полагать, этот комплекс и послужил источником фосфора в рудах месторождений Кокчетавского района, что, кстати, согласуется с предположением Б.И.Омельяненко [24] об автономности источников рудосных растворов для Грачевского (с фосфором) и Косачинского (без фосфора) рудных полей. В весьма продуктивном на уран Чешском массиве с видимым проявлением щелочного базальтоидного магматизма только при альпийском (начиная с палеогена) тектогенезе все разновозрастные гидротермальные месторождения урана (265, 185, 150—100 млн.лет) и полигенные (30—25 млн.лет) приурочены к зонам долгоживущих глубинных разломов [2].

Особого внимания заслуживают присутствующие в Чешском массиве зоны графитизации, альбититы и образования, названные фенитами [2], также тяготеющие к глубинным разломам, но возникшие ранее самых важных урановых месторождений с настуран-кальцитовыми рудами (265 млн.лет) и отделенные от них временем становления кварцево-колчеданных и сидерит-сульфидных жил. Графитизации с пиритом и сопутствующим окварцеванием подвергались биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы в зонах дробления и брекчирования. Мощность зон графитизации достигает нескольких десятков метров; графит и пирит развивались по темноцветным минералам, замещая, прежде всего, биотит [2]. Возникновение графита, — по-видимому, результат окисления метана из более глубинных, чем углекислотные, метансодержащих мантийных флюидов восстановительного типа, что указывает на возбуждение мантии с возникновением в ней еще до уранового рудообразования зон, пронизываемых для мантийных флюидов. Замещение графитом биотита и других темноцветных минералов свидетельствует об окислении метана при участии железа, содержащегося в этих минералах, которое, судя по имеющимся данным [14], активно воздействует на метан.

Альбититы и фениты — показатель появления натровых мантийных флюидов после завершения становления гранитоидов в ту же позднеорогенную стадию, когда образовались основные урановые месторождения с настуран-ка-

льцитовыми рудами. Привлекает внимание характерный для глубинных щелочных пород состав фенитов: канкринит, нефелин, эгирин и сопутствующие — ортит, пирохлор, циркон, апатит. Формирование альбититов и фенитов было приурочено к самостоятельному тектоническому импульсу, т.к. они отделены от последующих гидротермальных образований внедрением даек аплитов и порфириров, а более поздние кварц-колчеданные, сидерит-сульфидные и настуран-кальцитовые жилы не несут признаков натрового метасоматоза. Натровый метасоматоз с возникновением хлорит-альбитовых метасоматитов при формировании урановых руд проявился позднее, при повторном вскрытии источников мантийных натровых флюидов во время около 185 млн.лет.

В этом районе палеоген-неогеновые, преимущественно натровые, щелочные вулканы и интрузивные породы рифта Огрже (зона сквозжкорового долгоживущего разлома, разделяющего Рудногорскую и Баррандиенско-Молданубскую части Чешского массива) содержат ксенолиты уртитов, ийолитов, мельтейгитов, карбонатитов, шонкитов, щелочных пироксенитов и горнблендитов. Л.Копецкий с соавторами [35] считают их вынесенными из глубин обломками более древних, допалеоген-неогеновых образований. В этом случае вышеуказанные альбититы и фениты центральной части Чешского массива, предшествовавшие урановому рудообразованию, надо рассматривать как «отголоски» проходивших в мантии процессов щелочно-ультраосновного магматизма, а сам Чешский массив — расположенным над обширной мантийной структурой, весьма активной, по крайней мере, с орогенной стадии его развития, т.е. с каменноугольного до четвертичного времени.

В целом можно утверждать, что одна из определяющих особенностей районов со значимыми месторождениями урана — потоки углекислоты, необходимые для уранового рудообразования, возникающие вследствие расположения этих районов над активными мантийными структурами. Внешние признаки таких структур — натровые базальтоиды щелочной линии и натровые метасоматиты, контролируемые зонами разломов. Существенно, что это натровые базальтоиды не малоглубинного толеитового и не самого глубинного калиевого рядов (если не считать единственный пока известный урановорудный Алданский район с натрово-калиевым щелочно-ультраосновным магматизмом). Судя по имеющимся данным, в протерозое активность таких структур сохранялась на протяжении до 1 млрд лет, в фанерозое, если исходить из унаследованности явлений, период их активности составлял не менее 200 млн.лет.

Важно, что вскрытие углекислотных мантийных флюидов проходило в конце орогенных этапов или импульсов постплатформенной активизации при затухании глыбовых перемещений. При этом создавались условия достаточной скрытости проникаемых структур в верхних горизонтах коры, что должно было способствовать латеральному распространению углекислотных растворов, промыву больших объемов пород и переходу в растворы больших масс урана с дальнейшим стягиванием растворов в рудоподводящие каналы. Видимое ограничение — это не слишком высокие (не выше 300°C) температуры среды из-за температурной неустойчивости уранилкарбонатных комплексов. Учитывая данное ограничение, интервал глубин замствования урана углекислотными растворами из вмещающих пород должен зависеть от интенсивности тепловых потоков над мантийными структурами.

По экспериментальным данным, при высоких температурах, более 400°C, возможен перенос урана в восстановительных условиях хлоридными растворами в концентрациях 10⁻⁴—10⁻²% [4]. В этом, по-видимому, заключается одна из причин как обогащения гранитоидов ураном, так и переноса урана при более высоких температурах хлорид-

но-углекислотными растворами с последующим преобразованием хлоридных комплексов четырехвалентного урана в уранилкарбонатные. Именно такую схему привноса урана предлагают В.И.Величкин с соавторами для месторождений Рудногорского района [4].

Для районов со значимыми месторождениями урана характерна еще одна особенность, которую можно рассматривать как благоприятный экзогенный фактор. Это интенсивная денудация, образование кор выветривания и континентальных красноцветных отложений в периоды, предшествовавшие гидротермальному урановому рудообразованию.

Так, в Австралии в районе Ист-Аллигейтор коры выветривания развиты на раннепротерозойском основании под красноцветным протоплатформенным покровом. В Канаде, на северо-западе, в районе Большого Медвежьего озера красноцветный облик имеют отложения, перекрывающие группу Эхо-Бей [39], а в районе Атабаска кора выветривания на раннепротерозойском основании сохранилась под красноцветной толщей впадины Атабаска. Кроме того, на юго-востоке Канады красноцветами выполнена раннепротерозойская перикратонная впадина Отиш с гидротермальной урановой минерализацией радиологического возраста около 1700 млн.лет, приуроченной к дайкам диабазов [34]. Характерны красноцветы и для Африки, где ими представлена нижняя часть разреза в районе Франсвилл с более поздними и вышерасположенными месторождениями урана [32]; преимущественно красноцветный облик имеет и Рудная серия группы Роан в Меднорудном поясе Замбии с месторождением Шинколобве и рядом более мелких урановых объектов [41]. Не представляет исключения и раннепротерозойская Онежская впадина Балтийского щита с месторождениями, расположенными непосредственно над красноцветной толщей, перекрывающей кристаллическое основание [13]. На Балтийском щите красноцветный облик имеют и рифейские отложения, в базальном горизонте которых в южной части щита в зоне структурно-стратиграфического несогласия обнаружено месторождение Карку. Из районов с фанерозойскими рудами следует указать Кокчетавский, где месторождения возникли после красноцветов среднего—верхнего девона [24]. Не столь явны эти соотношения в Чешском массиве. Здесь, до наиболее важного рудообразования во время 265 млн.лет в позднем карбоне и ранней перми отлагались породы континентальной лимнической, частично угленосной, частично пестроцветной формаций [2]. В то же время, севернее, в Роннебургском урановорудном районе формировались сохранившиеся под верхнепермским покровом линейные зоны с гидроксидами железа, проникающие по разломам на глубины более 500 м.

Существенно, что в урановорудных районах образования кор выветривания и красноцветных отложений, возникших в окислительных поверхностных обстановках, совпало со временем интенсивной денудации, вызванной общим воздыманием и глыбовыми перемещениями в орогенную стадию развития (Кокчетавский район и Чешский массив) или при постплатформенной активизации (районы Ист-Аллигейтор и Атабаска). Так, полагают, что в районе Ист-Аллигейтор глубина эрозии перед формированием красноцветного покрова могла достигать 2 км [37]. В районе Атабаска об интенсивной денудации свидетельствуют особенности красноцветных покровных отложений. В последнем случае более ранняя впадина Мартин заполнена весьма грубыми, до брекчиевых и глыбовых, образованиями [33], а впадина Атабаска — несортированными, в т.ч. булыжниковыми песчаниками с конгломератами [30]. Несомненно, в протерозое интенсивная денудация и поверхностные окислительные обстановки имели место и в районе украинских месторождений. Здесь в верхние зоны разломов, вмещающих урановую минерализацию, выведе-

ны бластомилониты и, хотя красноцветов нет, поверхностные окислительные обстановки обязательно существовали, поскольку для континентальных условий этого времени они были вообще характерны из-за отсутствия какой-либо наземной растительности. Значительному воздыманию и денудации подвергался и Стрельцовский рудный район, где имелся длительный до раннеюрского времени перерыв в осадконакоплении [9].

Развитие поверхностных окислительных обстановок на фоне общего воздымания, глыбовых перемещений и вскрытия разломов создавало условия для глубокой инфильтрации исходно окислительных метеорных вод и, тем самым, способствовало более полному извлечению урана углекислотными растворами из содержащих его сред. Одновременно присутствие метеорных и других вадозных вод в сочетании с углекислотными потоками могло приводить к возникновению конвективных гидротермальных систем, наиболее благоприятных для уранового рудообразования. В частности, на основании изотопных данных считают, что вадозные воды присутствовали в гидротермальных системах месторождений Стрельцовского района [9].

Таким образом, в районах со значительными гидротермальными месторождениями наблюдается связь, которую можно рассматривать как причинную между урановым рудообразованием, щелочным базальтоидным вулканизмом (свидетельствующим о вскрытии углекислотных флюидов в мантийных структурах) и поверхностными окислительными обстановками. По мнению Ф.А.Летникова с соавторами [14, 15], в протерозое, главным образом в конце раннего протерозоя, имело место масштабное окисление исходно восстановительных водородно-углеродных (с CH_4 , CO) мантийных флюидов, превращение их в углекислотные с отступлением восстановительного фронта в глубь мантии. Именно к этому времени оказалось приуроченным появление первых щелочных базальтоидов, для генерации которых необходима углекислота, и первых красноцветов [1], свидетельствующих о количествах кислорода в атмосфере, достаточных для окисления железа. И именно в это время (около 1800—1700 млн.лет) возникли первые гидротермальные месторождения урана. Или, иначе говоря, впервые возникло повторяющееся в дальнейшем сочетании обстановок, благоприятных для гидротермального уранового рудообразования.

Как представляется, рассмотренные выше особенности урановорудных районов могут дополнительно учитываться в комплексе критериев обнаружения гидротермальных месторождений урана. При этом важная роль должна быть отведена оценке вероятности расположения районов над мантийными структурами, способными генерировать мощные углекислотные потоки, необходимые для уранового рудообразования. Эта вероятность более высока при установленном континентальном базальтоидном магматизме натровой щелочной линии и/или проявлении натрового метасоматоза в зонах глубинных разломов. Поскольку мантийные процессы, как правило, значительно длительнее коровых, проявление углекислотных потоков возможно до, во время и после интрузий базальтоидов. Достаточно отдаленными во времени, приуроченными к до-рудным тектоническим импульсам, могут быть и натровые метасоматиты в зонах глубинных разломов. В районах без установленных проявлений натровых базальтоидов щелочной линии и натровых метасоматитов в зонах глубинных разломов о вероятности существования былых углекислотных потоков свидетельствуют скрытые, недоразвившиеся рифтогенные структуры и области возможного мантийного диапиризма, особенно сопровождаемые зональными метаморфическими изменениями. Малоперспективными надо считать области с хорошо развитыми раскрытыми рифтогенными структурами и проявлением ультращелочных интрузий центрального типа.

Однако вероятность связи районов с активными мантийными структурами остается и в случаях отсутствия вышеуказанных признаков. Начальная причина возникновения таких структур — внедрение в литосферу плюмов, поднимавшихся из глубин мантии. Считают, что наиболее податливыми к их внедрению были места резкого утонения литосферы [27]. Поскольку внедрение плюмов должно было осложнять строение как литосферы в целом, так и земной коры, то для выявления скрытых активных структур необходим целенаправленный анализ глубинного строения, включая данные об аномалиях в астеносфере и поведении поверхности Мохо.

В принципе, не должен вызывать значительных затруднений анализ проявленности предшествовавших возможному рудообразованию экзогенных окислительных процессов, выраженных формированием кор выветривания, накоплением континентальных красноцветов, интенсивной денудацией. Эти процессы сопутствуют активным стадиям орогенного развития или блоковой постплатформенной активизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анатолева А.И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. — Новосибирск: Наука, 1978.
2. *Арапов Ю.А., Бойцов В.Е., Кремчуков Г.А.* и др. Урановые месторождения Чехословакии. — М.: Недра, 1984.
3. *Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Стрыгин А.И.* Генетическая модель уран-альбитовой формации // Тез. докл. 27-му Международному геологическому конгрессу. 1984. Т. IX. Ч. 1. С. 333.
4. *Величкин В.И., Власов Б.П., Омеляненко Б.И., Янбухтин Т.К.* Модель гидротермального магматогенного уранового рудообразования // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 1. С. 12—22.
5. *Величкин В.И., Власов Б.П.* Геологические факторы, определяющие масштабы жильных урановых месторождений в северной части Богемского массива // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 5. С. 400—412.
6. *Григорьева Л.В.* Докембрийская тектоно-магматическая активизация (Геология и металлогения). — Л.: Недра, 1986.
7. *Данковцев Р.Ф.* Опыт разработки энерго-магматической системы критериев прогноза урановых месторождений // Отечественная геология. 1995. № 11. С. 8—17.
8. *Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В.* Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1645—1666.
9. *Геология Урулунгуевского рудного района и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного района* / Под ред. Л.П.Ишуковой. — М.: Геоинформмарк, 1988.
10. *Ишукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В.* Урановые рудообразующие системы областей континентального вулканизма // Геология рудных месторождений. 1991. № 3. С. 16—25.
11. *Лаверов Н.П., Чернышев И.В.* Временная связь урановых месторождений с континентальным вулканизмом // Геохронология и проблемы рудообразования. М., 1977. С. 5—18.
12. *Лаверов Н.П., Винокуров С.Ф.* Условия образования крупных полихронных месторождений урана (на примере Северной Австралии) // Итоги науки и техники, серия рудные месторождения. М., 1988. Т. 21.
13. *Леденева Н.В., Пакульнис Г.В.* Минералогия и условия образования уран-ванадиевых месторождений Онежской впадины (Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 3. С. 258—268.
14. *Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О.* Флюидный режим земной коры и верхней мантии. — М.: Наука, 1977.
15. *Летников Ф.А., Феоктистов Б.Д., Остапчук И.М.* и др. Флюидный режим формирования мантийных пород. — Новосибирск: Наука, 1980.
16. *Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. — М.: Наука, 1975.
17. *Магматизм Северного Казахстана.* — Алма-Ата: Наука, 1988.
18. *Максимов Е.П., Угрюмов А.Н.* Мезозойские магматические формации Алданского щита // Советская геология. 1971. № 7. С. 107—119.
19. *Малинин С.Д., Кравчук И.Ф.* Распределение элементов в равновесиях с участием флюидов // Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М., 1991. С. 57—117.

20. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико-химической петрологии. М., 1974. Вып. 4.
21. *Маракушев А.А., Панях Н.А., Зотов И.А.* Проблема петрологии мантии // Геология и геофизика. 1988. Т. 39. № 12.
22. *Мигута А.К., Модников И.С.* Ураноносность областей мезозойской активизации юго-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 15—20.
23. *Наумов Г.Б.* Основы физико-химической модели уранового рудообразования. — М.: Атомиздат, 1978.
24. *Омельяненко Б.И., Горшков А.А., Камболин А.Е., Раудонис П.А.* Геологические особенности уранового месторождения Грачевское (Северный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 5. С. 429—449.
25. *Тугаринов А.И.* Происхождение урановых месторождений // Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972. С. 263—271.
26. *Тугаринов А.И.* Эволюция земной коры и процессов рудообразования. — М.: Наука, 1983.
27. *Тычков С.А., Василевский А.Н., Рычкова Е.В.* Эволюция плюма под континентальной литосферой с резкими вариациями толщины // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 8. С. 1182—1196.
28. *Шилобреева С.Н., Кадик А.А., Луканин О.А.* Растворимость летучих компонентов в силикатных расплавах // Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М., 1991. С. 6—56.
29. *Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В.* Физико-химическая петрология изверженных пород. — Л.: Недра, 1983.
30. *Bruneton P.* Geological environment of the Cigar Lake uranium deposit // Can. Jour. Earth Sci. 1993. Vol. 30. P. 653—673.
31. *Damley A.G.* The relationship between uranium distribution and some major crustal features in Canada // Min. Mag. 1981. 44. P. 425—436.
32. *Gauthier-Lafaye F., Veber F.* The Francevilian (Lower Proterozoic) Uranium Ore Deposits of Gabon // Econ. Geol. 1989. Vol. 84. № 8. P. 2276—2285.
33. *Geology and Economic Minerals of Canada.* Geological Survey of Canada. Department of Energy, Mines and Resources. Canada Economic Geology, 1965. Report N 1.
34. *Hohndorf A., Bianconi F., E. von Pechmann.* Geochronology and metallogeny of vein type uranium occurrences in the Otish Basin area, Quebec, Canada // Metallogenesis of Uranium Deposits. Proceedings of a technical committee meeting. IAEA. Vienna, 1989. P. 233—259.
35. *Kopecky L., Dobes M., Stovickova N.* Fenites of the Bohemian massif and the relations between fenitisation, alkaline volcanism and deep fault tectonics // Sb. geol. Ved. Praha, G. 16. 1970. P. 51—107.
36. *Koeppel V.* Age and history of the uranium mineralisation of the Beaveridge area, Saskatchewan // Paper Geol. Surv. Canada. 1968. № 31.
37. *Needham R.S., Smart P.G., Watchman A.L.* A Reinterpretation of the Geology of the Alligator Rivers Uranium Field // N.T. Search. 1974. Vol. 5. № 8. P. 379—399.
38. *Needham R.S., Ewers G.R., Ferguson J.* Pine Creek geosyncline (IAEA-TC-450.5/9) // Recognition of Uranium Provinces. IAEA. 1988. Vienna.
39. *Robinson B.W., Morton R.D.* The geology and geochronology of the Echo Bay area, N.W.T. Canada // Can. J. Earth Sci. 1972. Vol. 9. P. 158—171.
40. *Sibbald T.I.I.* Geology and genesis of the Athabasca basin uranium deposits. (IAEA-TC-450.5/4) // Recognition of Uranium Provinces. IAEA, 1988. Vienna.
41. *Unrug R.* Mineralization Controls and Source of Metals in the Lufilian Fold Belt. Shaba (Zaire) Zambia and Angola // Econ. Geol. 1988. Vol. 83. P. 1247—1258.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

УДК 551.7.03

© А.И.Жамойда, Е.Л.Прозоровская, 2001

Международная стратиграфическая шкала 2000 года и задачи ее совершенствования

А.И.ЖАМОЙДА, Е.Л.ПРОЗОРОВСКАЯ (ВСЕГЕИ)

Общая (международная) стратиграфическая шкала (ОСШ, МСШ), дополненная Шкалой геологического времени, — основной инструмент стратиграфической корреляции, вплоть до глобальной. Уровень разработанности ОСШ (МСШ) — важнейший показатель успехов стратиграфии. С получением новых данных шкала периодически уточняется и дополняется. В 80-е годы руководители Международной комиссии по стратиграфии (МКС) начали работы по совершенствованию МСШ, названной вначале Глобальной.

В 1986 г. председатель МКС Дж.Кауэ совместно с В.Циглером, А.Буко, М.Бассетом и Ю.Ремане опубликовали проект Глобальной стратиграфической шкалы с точностью до яруса [8] для его широкого обсуждения. Межведомственный стратиграфический комитет (МСК) откликнулся на предложенный проект. На основании материалов, представленных всеми комиссиями по системам и подразделениям докембрия, было составлено и послано в МКС обстоятельное письмо. В нем сообщалось как о совпадении принятой в СССР Общей стратиграфической шкалы с предлагаемой МКС, так и различиях. Дж.Кауэ ответил благодарственным письмом, на чем переписка закончилась.

В 1989 г. на 28 сессию МГК под редакцией Дж.Кауэ и М.Бассета была представлена доработанная Глобальная стратиграфическая шкала с геохронометрическими и магнитостратиграфическими данными [9]. В нее были внесены некоторые изменения, но в основном шкала осталась прежней. Избранный на конгрессе новый председатель МКС Ю.Ремане продолжил работу предшественника. В 1998 г. было опубликовано предварительное издание МСШ, судя по помещенным эмблемам поддержанной

Комиссией по геологической карте мира (КГКМ) и Международным союзом геологических наук (МСГН). Надо заметить, Ю.Ремане указал, что предварительное издание шкалы было составлено в сотрудничестве со всеми подкомиссиями МКС и что в межкомиссионной редакционной рабочей группе приняли участие руководители Комиссии по геологической карте мира Ж.Декур и П.Буисс, а также одна из составителей Геологического Атласа мира А.Фор-Мюре. В то же время члены Бюро КГКМ В.Е.Хаин, Ю.Г.Леонов и Г.Э.Грикуров сообщили, что Комиссия на своем пленарном заседании отнеслась к шкале вовсе не единодушно. В Резолюции 1998 г. была высказана просьба к МКС об учете результатов дискуссии на Генеральной ассамблее КГКМ при дальнейшей доработке шкалы к ее представлению на 31 сессию МГК в 2000 г.

Шкала 1998 вызвала многочисленные возражения российских стратиграфов. Снова были задействованы комиссии МСК, по материалам которых было подготовлено новое обстоятельное письмо. После одобрения на расширенном Бюро МСК письмо было послано Ю.Ремане, А.Сальвадору (бывшему председателю Международной подкомиссии по стратиграфической классификации (МПСК) и редактору второго издания Международного руководства по стратиграфии) и председателю МПСК А.Риккарди. Последние два адресата сообщили, что тоже не со всеми нововведениями в шкалу согласны. Письмо было опубликовано в «Постановлениях МСК» [6] и официальном Циркуляре МПСК [12]. В письме было специально отмечено, что проект Международной стратиграфической шкалы необходимо обсудить и в национальных стратиграфических

организациях. Как теперь ясно, Ю.Ремане и не собирался этого делать и представил на 31 сессию МГК Международную стратиграфическую шкалу (уже в красках и с Объяснительной запиской), в принципе мало отличающуюся от МСШ 1998 г., дополненную рядом необоснованных нововведений. Эмблемы ЮНЕСКО и МСГН подтверждают статус шкалы (таблица) [10].

МСШ-2000 дважды обсуждалась по докладам А.И.Жамойды на заседаниях Бюро МСК — в сентябре 2000 г. совместно с НРС МПР и феврале 2001 г. на расширенном заседании. После обсуждения МСШ с учетом присланных откликов Бюро МСК вынесло развернутое Постановление, которое передано в НРС МПР. В Постановлении МСК отмечено значительное сходство МСШ с ОСШ, узаконенной в нашей стране отечественным Стратиграфическим кодексом 1992 г. [7], а именно: деление шкалы на три крупнейших подразделения — архей, протерозой и фанерозой (в МСШ они названы эонотемами, в ОСШ — акротемами) с близкими датировками нижних границ двух верхних единиц; деление шкалы на традиционные системы, отделы (кроме силура, карбона и перми) и ярусы (кроме кембрия, ордовика, силура и верхней перми); буквенные символы эратем, систем и отделов (кроме кембрия и палеогена) и окраска большинства подразделений. Впервые в официальную МСШ введены самостоятельные палеогеновая и неогеновая системы, индский и оленекский ярусы триаса (те и другие по постановлению МСК использовались в СССР с 1956 г.), а также включены «российские» ярусы всего карбона и нижней перми. В то же время МСШ-2000 содержит ряд нововведений, которые нельзя признать достаточно аргументированными. Принятие некоторых нововведений может привести к серьезным нарушениям традиционных правил геологического картографирования, используемых в большинстве национальных геологических служб и международных проектах.

Важнейшее принципиальное отличие МСШ от принятой в нашей стране шкалы — отход в МСШ от единства принципов построения шкал для фанерозоя и докембрия. Последняя построена на хронометрическом принципе, т.е. представляет собой геохронометрическую шкалу, за границы подразделений которой выбраны временные уровни, кратные 100 и 50 млн. лет.

МСК подтвердил правомерность использования в России Общей стратиграфической шкалы докембрия, традиционно и аргументировано основанной на комплексном изучении типовых разрезов и реконструкции докембрийской истории формирования земной коры (стратисферы). В настоящее время рекомендована для использования Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия, утвержденная МСК на февральском заседании, и шкала верхнего докембрия (верхнего протерозоя), утвержденная МСК 30 января 1991 г. [4] с уточненными изотопными датировками нижних границ подразделений, опубликованными в работе [2].

Нельзя согласиться с выделением геологических систем в протерозое, за исключением вендской системы, названной в МСШ неопротерозоем-Ш. Предложенные в МСШ-2000 системы не отвечают тем критериям, на основе которых были установлены геологические системы в фанерозое. В МСШ-2000 в шкалу кембрия ярусы не включены, в шкале ордовика указаны лишь два яруса (тремадок и «висящий» новый ярус дарривил), в шкале силура четыре традиционных яруса оценены как отделы и предложены семь новых ярусов.

МСК подтвердил валидность ярусов кембрия, опубликованных в Стратиграфическом кодексе 1992 г. с добавлением терминального яруса — батырбайский [5]. Подтвержден статус принятых в России ярусов ордовика и силура, а предлагаемые в МСШ ярусы силура квалифицированы как подъярусы. МСК подтвердил рациональность деления

силурийской системы на два отдела, каменноугольной — на три, не возражая против использования в последней двух предлагаемых в МСШ подсистем при необходимости. МСК подтвердил деление пермской системы на два отдела, традиционно используемых в России, в связи с невозможностью в настоящее время применить в России гаделупский и лопинский отделы МСШ, границы ярусов которых установлены по конодонтам.

Подтверждена необходимость использования параллельной ОСШ верхней перми в составе уфимского, казанского и татарского ярусов. Важный документ, на основе которого МСК принял такое решение, — Меморандум Международного симпозиума «Верхнепермские стратотипы Поволжья», также подписанный и председателем Международной пермской подкомиссии (МПП) Б.Вардлоу. В Меморандуме сказано: «доизучение классических разрезов верхней перми показало, что далеко не все их потенциальные корреляционные возможности были использованы ранее, а шкала, рекомендованная МПП как глобальная, не может быть применена для регионов распространения континентальной перми, а также бассейнов Бирмийской и Нотальной областей. В связи с этим, полный отказ от традиционной шкалы является преждевременным и существует необходимость использования двух параллельных шкал» [1, с. 14]. МСК рекомендует использовать изотопные датировки нижних границ систем, отделов и ярусов по Шкале геологического времени, опубликованной в «Дополнениях к Стратиграфическому кодексу России» [2] и утвержденной НРС МПР.

Самое неприемлемое в МСШ-2000 — предложение об индексации ярусов с помощью строчной буквы, соответствующей символу системы, нумерацией ярусов снизу вверх в пределах системы. В юре и мелу задействованы по две буквы — разные в различных отделах (i и j в юре, b и k — в мелу). Такое предложение не только неудобно для использования, но и предопределяет значительные трудности при возможных уточнениях или изменениях ярусной шкалы.

В 1996 г. МКС утвердила Положение о «точке глобального стратотипа границы» (TGSG, Global Stratotype Section and Point — GSSP). Отношение к концепции TGSG различно у разных геологов, однако предлагаемая процедура определения уровня нижней границы ярусов все-таки утверждена международными органами и, следовательно, является обязательной. Изложение указанного Положения помещено в Приложении 2 к «Стратиграфическому кодексу» 1992 г. и «Дополнениях к Стратиграфическому кодексу России» [2]. В то же время нельзя согласиться с определением валидности ярусов в зависимости от наличия утвержденной TGSG. В МСШ-2000 неофициальными оказались все ярусы мезозоя (кроме аалена и байоса), хотя на практике они прослеживаются более надежно, чем некоторые палеозойские ярусы с утвержденными TGSG.

В упомянутом Положении о «точке глобального стратотипа границы» существует раздел, названный «Стратотипы границ вместо стратотипов хроностратиграфических подразделений». С этим утверждением нельзя согласиться: лимитотип не альтернатива стратотипа — это взаимодополняющие понятия. Хотя во втором издании Международного руководства по стратиграфии [11] принято определение лимитотипа, помещенное в отечественных стратиграфических кодексах, все-таки «извлечение» из разреза для определения TGSG только приграничных слоев таит в себе многие трудности в стратиграфических исследованиях: невозможность прослеживания филогенетических линий развития организмов; выпадение из анализа ряда групп растений и животных, по которым границы чаще фиксируются по количественным показателям; невозможность учета появления видов и родов на разных уровнях в разных регионах; практическое исключение применения ритмостратиграфических методов и др. [3]. Бюро МСК ре-

eonothem eon	erathem era	system period	series epoch	stage age		
phanerozoic	CENOZOIC	QUATERNARY	HOLOCENE			
			PLEISTOCENE			
		NEOGENE	PLIOCENE	Gelasian	GSSP	Vrica, S. Italy
				Piacenzian	GSSP	San Nicola, S. Italy
				Zanclean	GSSP	Punta Picola, S. Italy
				Messinian	GSSP	Eratea, S. Italy
				Tortonian	GSSP	Oued Akrech, Morocco
			MIOCENE	Serravalian		
				Langhian		
				Burdigalian		
				Aquitania	GSSP	Lemme Carosio, N. Italy
				Chattian		
	PALEOGENE	OLIGOCENE	Rupelian	GSSP		Massignano, N. Italy
			Priabonian			
		EOCENE	Bartonian			
			Lutetian			
			Ypresian			
		PALEOCENE	Thanetian			
			Selandian			
			Danian	GSSP		El Kef, Tunisia
	MESOZOIC	CRETACEOUS	UPPER/LATE	Maastrichtian	GSSP	Tercis, SW France
				Campanian		
				Santonian		
				Coniacian		
				Turonian		
			LOWER/EARLY	Cenomanian		
				Albian		
				Anisian		
				Barremian		
				Hauterivian		
		JURASSIC	UPPER/LATE	Valanginian		
				Berriasian		
				Tithonian		
				Kimmeridgian		
				Oxfordian		
			MIDDLE	Callovian		
				Bathonian	GSSP	Mondego, Portugal
				Bajocian	GSSP	Fuentelsalz, Spain
			LOWER/EARLY	Aalenian		
				Toarcian		
	TRIASSIC	UPPER/LATE	Pliensbachian	GSSP		Quantox Head, GB
			Sinemurian			
			Hettangian			
			Rhaetian			
			Norian			
		MIDDLE	Carnian			
			Ladinian			
			Anisian			
		LOWER/EARLY	Olenekian			
			Induan	GSSP		Meishan, Zhejiang, China
phanerozoic	PALEOZOIC	PERMIAN	LOPINGIAN	Changhsingian		
				Wuchiapingian		
				Capitanian		
			GUADALUPIAN	Wordian	GSSP	Stratotype Canyon, Tx, USA
				Roadian	GSSP	Stratotype Canyon, Tx, USA
		CISURALIAN		Kungurian	GSSP	Stratotype Canyon, Tx, USA
				Artinskian		
				Sakmarian		
				Asselien		
				Gzhelian	GSSP	Aidarlash, Kazakhstan
	CARBONIFEROUS	PENNSYLVANIAN		Kazimovian		
				Moscovian		
				Bashkirian		
				Serpukhovian	GSSP	Arrow Canyon, Nv, USA
				Visean		
		MISSISSIPPIAN		Tournaisian	GSSP	La Serra, France
				Famennian	GSSP	Coumiac, France
				Frasnian	GSSP	Col du Puech, France
				Givetian	GSSP	Mech Irdena, Morocco Richtschnitt, Germany
				Eifelian	GSSP	Zinzil'ban, Uzbekistan
	DEVONIAN	UPPER/LATE	Emsian	GSSP		Velka Chukle, Czechoslovakia
			Pragian	GSSP		Klonk, Czechoslovakia
			Lochkovian	GSSP		Pozary, Czechoslovakia
			FRIDOLI	GSSP		Sunnyhill, GB
			LUDLOW	GSSP		Pitch Coppice, GB
	SILURIAN		Gorstian	GSSP		Whitwell Coppice, GB
			Homerian	GSSP		Hughley Brook, GB
			Sheinwoodian	GSSP		Cefn Cerig, GB
			Telychian	GSSP		Trefawr, GB
			Aeronian	GSSP		Dob's L. inn, GB
	ORDOVICIAN		Rhuddanian	GSSP		
			UPPER/LATE	« 4		
				« 3		
			MIDDLE	Darriwillian	GSSP	Huangnitang, China
				« 2		
	CAMBRIAN		LOWER/EARLY	Tremadocian	GSSP	Green Point, Nfld., Canada
				« 1		
			UPPER/LATE			
			MIDDLE			
			LOWER/EARLY			

комендовало Научно-редакционному совету МПР принять к сведению изложенные выше решения МСК, рассмотреть вопросы о предложенных в МСШ-2000 новых индексах кембрия и палеогена, а также новых цветовых обозначениях некоторых систем.

Неотложная задача исследований по совершенствованию ОСШ — работы по оформлению официального международного статуса ярусов, выделенных на территории России. К ним относятся все ярусы кембрия (стратотип батырбайского на территории Казахстана) и перми; серпуховский, башкирский, московский, касимовский и гжельский ярусы карбона; индский и оленекский триаса (стратотип индского — на территории Пакистана). Неотложность этих исследований диктуется, прежде всего, опасностью потери приоритета «российских» ярусов и выделением в других странах новых ярусов в этих или иных интервалах Общей шкалы. Материалы разной степени проработки имеются по всем указанным ярусам. Эти исследования относятся к фундаментальным и одновременно являются важнейшими прикладными, поскольку обеспечивают необходимую стабиль-

ность принятой в нашей стране Общей стратиграфической шкалы, лежащей в основе всех геолого-картографических и других геологических работ. Такие комплексные исследования с подготовкой необходимой документации могут быть выполнены только в рамках плановых НИР с привлечением специалистов РАН, МПР и вузов под руководством соответствующих комиссий МСК. Наиболее рационально включить их в «Общестратиграфические и научно-методические исследования» МПР.

Постановление Бюро МСК послано в МКС, ее подкомиссии, Международный союз геологических наук и КГКМ. Международной комиссии по стратиграфии было рекомендовано официально определить статус предлагаемой МСШ, ясно указав сферу ее обязательного применения. МСК выразил несогласие с практикой подготовки МСШ и других важных международных документов только в узком кругу руководителей подкомиссий МКС без обсуждения в национальных стратиграфических организациях или игнорируя их предложения. МСК заявил в МКС, что стратиграфическая служба России оставляет за

собой право следовать российским геологическим традициям в стратиграфии и отечественной геолого-картографической практике и не использовать МСШ-2000 в тех ее интервалах, терминологии и номенклатуре, которые недостаточно аргументированы и противоречат указанным традициям и практике.

В заключение необходимо подчеркнуть, что без активного участия российских стратиграфов в деятельности МКС и ее подкомиссий, без продолжения фундаментальных стратиграфических исследований в нашей стране мы можем потерять многое, что было наработано в предыдущие десятилетия, не говоря уже о приоритете в совершенствовании Общей стратиграфической шкалы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Доклады Международного симпозиума «Верхнепермские стратотипы Поволжья». — М.: ГЕОС, 1999.
2. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. — С.-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000.
3. Жамойда А. И. Стратотипы и лимитотипы подразделений Международной (общей) стратиграфической шкалы по требовани-

- ям Международного руководства по стратиграфии и Стратиграфического кодекса России // Докл. Междунар. симпозиума «Верхнепермские стратотипы Поволжья». М., 1999. С. 18—22.
4. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. — С.-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. Вып. 26.
5. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. — С.-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1997. Вып. 29.
6. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. — С.-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. Вып. 31.
7. Стратиграфический кодекс. — С.-Пб.: МСК, 1992.
8. Cowie J. W., Ziegler W., Boucot A. J. et al. Guidelines and status of the International Commission on Stratigraphy. Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 1986. Vol. 83. P. 1—14.
9. Cowie J. W., Basset M. G. (eds.). Global Stratigraphic Chart with geochronometric and magnetostratigraphic calibration. Episodes. 1989. Vol. 12. № 2, supplement.
10. International Stratigraphic Chart. Compiled by Jurgen Remane et al. UNESCO, IUGS. 2000.
11. International Stratigraphic Guide. 2nd ed. IUGS, Geol. Soc. America. 1994.
12. International Subcommittee on Stratigraphic Classification. Circular no. 96. 1999. Appendix E.

УДК 552.521-552.16

© Е.Н.Панов, О.Ю.Дубик, 2001

Об особенностях состава и строения слабометаморфизованных глинистых пород верхоянского комплекса

Е.Н.ПАНОВ, О.Ю.ДУБИК (ВСЕГЕИ)

Предметом исследования послужили существенно аргиллитовые разновидности верхней части (T_3-J_1) терригенной верхоянской толщи, широко распространенные в юго-восточной части Яно-Колымского складчатого пояса на территории Иньяли-Дебинского синклиория, где они вмещают многочисленные гранитоидные интрузивные тела и золото-кварцевые рудопроявления малосульфидной арсенопиритовой формации. Проблема размещения рудных объектов в гранитных поясах [1, 4, 5] однозначно увязывается с типом и степенью регионального и контактового метаморфизма вмещающих осадочных толщ, из которых наименее изученными остаются пелитовые разновидности, находящиеся на начальных стадиях постдиagenетического преобразования. Сравнительная однородность верхнетриасовых—нижнеюрских отложений этого региона [2] позволили провести детальное минералогическое и петрографическое и химическое исследования аргиллитов на ограниченном числе (три) эталонных проб, отобранных по принципу визуального отсутствия признаков продвинутого метаморфического воздействия, вне пределов возможного контактового влияния со стороны гранитоидных тел.

Проба 3725 представляет верхнетриасовые отложения карнийского яруса на левобережье нижнего течения р.Герба в 10 км от западного окончания Среднебуяндинского массива лейкократовых гранитов омсуханского комплекса; 3598 — породы норийского яруса, залегающие на левом берегу р.Правая Сухаха в 3 км от восточного контакта колымского батолита Большой Анначаг; 3737 — нижнюю юру в верховьях р.Паутовая в 2,5 км к западу от гранитного массива Столовый. Породы внешне практически одинаковы: темно-серые, матовые, со слабым шелковистым отблеском, смоченные издают отчетливый глинистый запах; под лупой они выглядят однородными, тонкозернистыми, почти криптокристаллическими; во всех присутствует тонкоплитчатый кливаж сланцеватости; наклоненный ($10-15^\circ$) к слоистости, а в пробе 3737 еще две дополнительные системы трещин под углом около 90° .

Микрополости кливажа ($0,1-0,5$ мм) выполнены гетитом, халцедоном, реже цеолитами, сульфатами.

Микроскопическое изучение шлифов указывает на постоянное присутствие в породах тонко-мелкообломочных ($0,007-0,25$ мм) частиц, составляющее в среднем $5-15\%$, достигающие максимума $30-50\%$ в обр.3725. Алевритовые фракции менее $0,04$ мм уверенно не отличаются от цементирующей массы из-за наложения процессов метаморфической перекристаллизации. В составе кластоморфных образований абсолютно преобладают частички биотита, нацело замещенные вторичным хлоритом с примесью мусковитоподобной слюды, а в обр.3598 также бурого стильпномелана.

Роль структурирующего элемента основной массы играет темное, непрозрачное, по-видимому, криптокристаллическое (не более $0,001$ мм) или даже субаморфное вещество, крайне неравномерно распределенное даже на микроскопическом уровне в количестве $15-80\%$. В более «темных» участках, имеющих вид линз, полосок различной мощности и конфигурации этот углеподобный материал образует тонкослоистый, сетчатый-ячеисто-волоконистый каркас, состоящий из элементов размерностью не более $0,001-0,01$ мм, в целом ориентированных в направлении сланцеватости. В полостях этой объемной структуры ($0,005-0,04$ мм) расположены мелкие алевритовые зерна и тонкодисперсный (не более $0,001-0,005$ мм) агрегат частично перекристаллизованного глинистого вещества (хлорита, светлой слюдки, халцедона, полевого шпата). Природа непрозрачного вещества остается неясной, но для равномерно рассеянных в породе мелких ($0,005-0,05$ мм) изометрично угловатых темных частиц ($1-5\%$ объема) можно предположить существенно углеродистый состав. Мелкие (не более $0,25$ мм) эллипсоидальные гнезда выполнены непрозрачным материалом, по-видимому, окисленным карбонатом, в различной степени замещенным бурыми гидроксидами железа.

Изучаемые аргиллиты заметно отличаются степенью и характером метаморфогенной перекристаллизации; в обр.3598 до 5% цементирующей массы составляют мелкие

(0,015—0,04 мм) порфиروبласты биотитоподобной слюдистой фазы — стильпномелана. «Лейкократовые» сравнительно крупнозернистые, алеврит-крупнопелитовые (0,002—0,07 мм) прослой и линзы обр.3737 сложены микролепидобластовым агрегатом, в котором можно различить отдельные бесцветные зерна, кварца (или альбита), чешуйки светло-зеленого хлорита, серицита, отдельные кристаллики андалузита, иголки амфибола. Темные участки основной массы содержат редкие (менее 3%) и мелкие (до 0,03×0,7 мм) линзовидные выделения, в составе которых преобладают кордиерит, кварц с примесью пластинок коричневого биотита.

В целом структуру можно определить как реликтовую мелко-микрообломочную, а цементирующую массу как микро-криптокристаллическую [12], переходящую в микролинзовидно-сегрегационную [8], а участками (обр.3737) бластопелитовую и даже микролепидогранобластовую; текстура повсеместно сланцеватая. Первоначально породы представляли собой слюдистые глинистые алевролиты, в современном, частично перекристаллизованном состоянии, ближе к глинистым пегматолитам [15].

С помощью комплекса кристаллооптического и рентгеновских методов* удалось уточнить некоторые важные детали фазового состава и типоморфизма породообразующих минералов. *Мусковитоподобная (белая) слюда* наряду с хлоритом, кремнеземом и плагиоклазом — один из главных компонентов пород и сосредоточена в составе непрозрачной криптокристаллической основной массы, поэтому надежно диагностируется только рентгеновским способом. Общая степень кристалличности тем не менее довольно высока; соответствующий индекс [17] составляет 1,2—1,4, b_{001} 9,01—9,08, Al/Fe 2:1, абсолютно преобладает политип $2M_1$, хотя в обр.3598 обнаружены следы слюдистой фазы IM . В микроучастках (узлах) продвинутой перекристаллизации обр. 3737 наиболее крупные (0,005—0,01 мм) бесцветные, слабо зеленоватые чешуйки имеют Nm 1,593—1,603, Np 1,568—1,573, ΔN до 0,035. Повсеместно в небольшом количестве присутствует волокнистая разновидность — гюмбелит. По сумме признаков слюдистый минерал определяется как серицит мусковит-фенгитового типа (пикрофенгит). Подобно серициту тонкодисперсный *хлорит* также окристаллизован в значительной степени: d_{001} 14А [6]; по комплексу отражений d/n , светлой окраске и низким показателям преломления (Nm 1,580) отвечает *клинохлору*. Более железистые разновидности — диабантин (Nm 1,628), вплоть до тюрингита, тесно ассоциированные со вторичным гетитом (по сидериту), отнесены к продуктам диафореза и здесь не рассматриваются.

Минералы кремнезема представлены двумя разновидностями: в криптокристаллических непрозрачных структурах, очевидно, преобладает *халцедон* (No около 1,540; ΔN 0,003—0,005), в возникающих метаморфогенных агрегациях — кварц (No 1,544; ΔN до 0,01). На дифрактограммах проявлена четкая картина низкотемпературной модификации SiO_2 . *Плагиоклаз*, по данным рентгеновского фазового анализа, количественно уступает кварцу, слюде и хлориту и представлен преимущественно *альбитом* за исключением обр.3598, где имеет более основной состав олигоклаз-андезина. Из-за малого размера (менее 0,001 мм) выделений он оптически не определяется (маскируется халцедоном), и только в кордиеритовых микропорфиробластах обр.3737 обнаружены сравнительно крупные полносинтетически сдвойникованные зерна с $Ng^l \geq 1,531 \leq Np^l$. Углеродистое ве-

щество, по-видимому, рентгеноаморфно; на стенках трещин кливажа обнаружены единичные желто-оранжевые полупрозрачные изотропные чешуйки *витрена*, показатели преломления которого составляют 1,660—1,708 и более.

Первичный карбонатный минерал присутствует в обр.3725 и 3598 только в виде мельчайших зеленовато-бурых полупрозрачных реликтов в массе вторичных гидроксидов железа, выполняющих микрополости (гнезда и трещины) пород. Наиболее частые измеренные показатели преломления Ne^l на (1011) могут указывать на присутствие *сидерита* (1,744) и *сидероплезита* (1,708 и 1,727). На дифрактограмме гетита $FeCO_3$ соответствуют слабые отражения 2,80 и 1,726.

Рутил и ильменит определяются в количестве 1—3% только рентгенографически; рутил в обр.3725 по характерным рефлексам d/n 3,24; 2,49; 1,69; 1,624 присутствует, по-видимому, в форме тонкодисперсных частиц в хлоритовых псевдоморфах по обломочному биотиту. *Магнийсодержащий ильменит* в обр.3598 и 3737, d/n 2,74; 1,86; 1,697; 1,465 может быть отождествлен с редкими скелетными кристаллами до 0,07 мм в поперечнике.

Кроме стильпномелана другие метаморфические новообразования присутствуют в крайне незначительном количестве (менее 1%). *Стильпномелан* в форме буровато-коричневых полупрозрачных чешуек с $Nm \approx 1,640$ — характерный компонент обр.3598; на валовой дифрактограмме можно обнаружить все основные рефлексы минерала — 12,8; 11,8 и др. Идиоморфные длиннопризматические (до 0,2 мм) плеохроирующие зеленовато-коричневые кристаллы *андалузита* (Ng 1,657, Np 1,628) рассеяны в породах всех изученных проб, так же как и еще более редкий *антофиллит*, тонкие (менее 0,005 мм) бесцветные (зеленоватые) волокна которого характеризуются положительным удлинением и трудно определяемыми Ng^l около 1,635—1,655, Np^l до 1,610. Предполагаемое по рентгеновским отражениям 3,05 и 1,489 присутствие пирофиллита в обр.3725 не подтверждается оптическими наблюдениями.

В обр.3737 заметны признаки наиболее высокотемпературного воздействия в виде новообразований очень тонких иголок *жедрита* ($Ng^l > 1,666 \leq Np^l$) и *актинолита* ($CNg \approx 20^\circ$), а также линзовидных микровыделений (порфиробласт), сложенных кордиеритом, биотитом, гранатом и оливином. Главный компонент этих образований — *кордиерит* отличается пятнистой синеватой окраской и, судя по оптическим (Ng 1,540, Np 1,531) и рентгеновским свойствам (d/n 8,38; 8,62; 4,09; 3,13; 3,03 и др.), обладает существенно магнизальным составом; коричневый *биотит* (Nm 1,673) ближе всего к сидерофиллиту. Бесцветные *гранат-альмандин* ($N \geq 1,782$; a 11,52А; d/n 2,57; 1,87; 1,600) и оливин-*фаялит* ($Ng^l > 1,782 \leq Np^l$, ΔN 0,05, d/n 3,55; 2,82; 2,50; 1,776 и др.) образуют многочисленные мелкие (не более 0,005 мм) включения в кордиерите и пластинках слюды. В процессе минералогического изучения непосредственно из породы были извлечены единичные (0,08—0,2 мм) полуокатанные кристаллы терригенных акцессорных минералов; желтоватого граната — *спессартиита* ($N > 1,782$), *циркона*, *лейкоксенизированного сфена*. Рыхлые пойкилопорфиробласты аутигенного сульфидного минерала дают на дифрактограмме характерные рефлексы *пирита* (d/n 2,71; 2,42; 2,21; 1,92; 1,63).

Результаты химического анализа проб (таблица) в целом сходны со средним составом малоуглеродистых алевритистых глинистых сланцев региона [5]. По содержанию главных компонентов они могут быть отнесены к семейству средних аркозов, а от модалного глинистого сланца Ф.Петтиджона [12] отличаются лишь несколько повышенными количествами Al_2O_3 и TiO_2 и пониженными CaO и CO_2 . В ряду образцов 3725—3737 увеличиваются удельная масса и плотность пород и соответственно уменьшается пористость. Пересчет химических анализов на нормативный минеральный состав (см. таблицу) по методу CIPW [14]

* Показатели преломления приведены с точностью $\pm 0,001$, двупреломление обозначено N . Рентгеновские дифрактограммы снимались на установке ДРОН-2 (Cu-излуч., монохроматор, 30 кВ, 20 мА, со скоростью 2 град/мин). Характерные d/n (А) приведены по работе [10].

Химический состав, петрографические свойства и нормативные минералы глинистых сланцев верхоянского комплекса, %

Компонент	Обр.3725	Обр.3598	Обр.3737
SiO ₂	57,58	60,16	59,90
TiO ₂	1,10	1,04	0,97
Al ₂ O ₃	19,83	18,53	19,50
Fe ₂ O ₃	2,35	1,19	0,92
FeO	4,82	5,55	4,88
MnO	0,09	0,06	0,03
MgO	1,76	2,61	1,90
CaO	Следы	0,92	0,26
Na ₂ O	1,58	1,27	2,90
K ₂ O	2,99	3,64	4,30
H ₂ O	0,25	0,44	0,16
П.п.п.	5,35	3,09	4,20
P ₂ O ₅	0,11	0,18	0,16
C _{орг}	0,65	0,64	0,43
CO ₂	0,20	0,22	0,19
Сумма	98,66	99,54	100,70
S _{общ}	0,04	0,26	0,08
Удельная масса	2,81	2,74	2,73
Плотность, г/см ³	2,54	2,68	2,68
Пористость, %	9,6	2,2	1,8
Кварц	1,7		5,1
Хлорит (магниевого)	27,3		41,8
Альбит	22,5		7,6
Серицит	46,8		40,6
Гетит	0,3		0,3
Апатит	0,4		2,5
Графит	≤0,1		≤0,1
Ильменит	0,5		0,8
Пирит	0,2		0,1
Сидерит	0,2		1,1

Примечание: исследования проведены в лаборатории ВСЕГЕИ.

свидетельствует о незначительном содержании свободного кремнезема (халцедона, кварца), из чего можно предположить, что темная (непрозрачная) компонента полосчато-сетчатой структуры сланца состоит не только (преимущественно) из опаловидного кремнезема [5], а представляет собой криптокристаллическую смесь породообразующих минералов — почти не перекристаллизованный реликт исходного субаморфного вещества глинистого сланца.

Конечная идентификация изучаемых пород затруднена из-за неопределенности существующей номенклатуры низкотемпературных продуктов начального метаморфизма и усложнена наличием фактов практически постепенного перехода от неизмененных диагенезированных осадков до настоящих метаморфитов вниз по разрезу таких мощных геосинклинальных толщ, как верхоянский комплекс. По внешнему виду и некоторым физическим свойствам [11] образцы похожи на аспидные сланцы и некоторые метааргиллиты, только в штуфе 3737 присутствуют секущие сланцеватость так называемые S-трещины [3], свойственные скорее филлитам. Петрографические наблюдения выявляют повсеместное наличие значительных объемов (15—70%) темного (непрозрачного) криптокристаллического (менее 0,001 мм) материала, очевидно, представляющего первичное слабо раскристаллизованное глинистое вещество. Формируемые им микрополосчатые сетчато-ячеистые постройки фиксируют начальные этапы

образования филлитовых линзовидно-сегрегационных структур [8]. Общее мелкозернистое (0,002—0,05 мм) сложение цементирующей массы осложняет микроскопическую диагностику даже перекристаллизованных фаз.

Одновременно комплексное применение кристаллооптических и рентгеновского методов выявляет весьма «продвинутый» метаморфогенный характер минеральных новообразований. В породах отсутствуют глинистые минералы: каолинит, смектиты, вермикулит, иллиты, диккит, смешаннослойные фазы, цеолиты; под вопросом наличие малых количеств (менее 1%) пирофиллита. Но даже тонкочешуйчатые серицит и магниевый хлорит обладают значительной степенью кристалличности, свойственной скорее филлитоподобным (микрокристаллическим) сланцам [6, 9, 17]. В аксессуарных количествах присутствуют относительно высокометаморфические минералы андалузит, антофиллит, ильменит, актинолит, жедрит; начинается (обр.3737) формирование «зародышей» порфиробласт с кордиеритом, гранатом, оливином, биотитом.

Если судить по гранулометрическим и структурным особенностям, то создается впечатление, что процесс постдиагенетического преобразования исследуемых аргиллитов «застрял» на этапе позднего эпигенеза — анхизоны [6]; на стадии криптометаморфических изменений хлорит-гидро-слюдистой формации [7]. Достигнутый же парагенезис перекристаллизованных минералов скорее соответствует хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев промежуточной зоны от метагенеза к собственно метаморфизму, а в обр.3737 переходит биотитовую изограду. Такая двойственность в строении и составе обнаруживает внутреннее неравновесное состояние изучаемых пород [16] и может в какой-то мере объяснить существующие разногласия [1, 4, 5] в оценке степени проявления и характера метаморфизма алевропелитовых толщ верхоянского комплекса как благоприятных факторов рудоотложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бергер В.И., Мамонов С.В. Региональный зональный метаморфизм Верхояно-Колымской складчатой системы // Тр. ВСЕГЕИ. 1982. Т. 238. С. 76—86.
- Бычков Ю.М. Триас Северо-Востока России. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994.
- Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. Петрография. Т. 2. — М.: Мир, 1985.
- Гельман М.Л. Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на Северо-Востоке СССР // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973. С. 161—180.
- Гельман М.Л., Крутоус М.П. О метаморфизме верхоянского комплекса в верховьях реки Колымы // Геология и рудоносность метаморфических комплексов Дальнего Востока. Владивосток, 1979. С. 55—56.
- Дриц В.А., Косовская А.Г. Глинистые минералы: слюды и хлориты // Тр. ГИН АН СССР. 1991. Вып. 465. С. 176.
- Жданов В.В., Петров Б.В., Блюман Б.А. Метаморфические формации. — Л.: Недра, 1986.
- Логвиненко Н.В. О метагенезе терригенных пород геосинклиналей // Геология и разведка. 1966. № 3. С. 49—66.
- Мейсон Р. Петрология метаморфических пород. — М.: Мир, 1981.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. — М.: Гостеолтехиздат, 1957.
- Перолио Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела, центральной и ю.-в. части Западно-Сибирской низменности. — М.: Недра, 1971.
- Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. — М.: Недра, 1981.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. — М.: ИЛ, 1961.
- Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. — М.: Гостеолтехиздат, 1956.
- Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. — С.-Пб.: Недра, 1998.
- Япаскурт О.В., Андреев В.С. Зональный метаморфизм и термальные купола в Северном Верхоянии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 3. С. 714—717.
- Dunoyer de Segonzac G. Les Mineraux Argileux dans la Diagenese. Passage au Metamorphisme. Mem. De la Carte Geol. de l'Alsace et de Lorraine. 1969. № 29.

Анализ формационных рядов Копетдагско-Предкавказской зоны краевых опусканий

В.Г.ЧАЙКИН, В.А.АНТОНОВ (ЦНИИгеолнеруд)

Современная структура Копетдагско-Предкавказской зоны краевых опусканий (КПЗКО) — отражение сложных многоактных тектонических движений, фиксирующих поступательно-пульсационный характер процессов осадкообразования. Заложение КПЗКО произошло в позднеэоценовую эпоху тектогенеза на гетерогенном байкальско-герцинском фундаменте в результате отделения Иранского континента от Африкано-Аравийского и причленении его к Евразийскому (В.Е.Хаин, 1984) с образованием зоны субдукции и развитием в ее пределах обширной зоны прогибания, включающей с юго-востока на северо-запад Гаурдак-Кугитангскую и Копетдагскую зоны опусканий, Терско-Каспийский и Индо-Кубанский краевые прогибы. В это же время, на рубеже триаса и юры проявились кратковременные, но интенсивные тектонические подвижки в пределах Памира (А.М.Месхи, 1980), которые, в свою очередь, привели к возникновению и распространению импульса резонансных возбуждений в северо-западном направлении.

Дальнейшая эволюция данной структурной зоны, сопровождаемая накоплением определенного ряда формаций, была обусловлена, с одной стороны, процессами, происходящими на Кавказе в зоне столкновения Иранского континента с Евразийской плитой, а с другой — влиянием тектонических движений, происходящих в пределах Памирско-Тяньшаньского эпиплатформенного орогенного пояса, представляющего собой область тектонического сжатия орогенных поясов Евразии (А.М.Месхи, 1980). Мощные тектонические движения в Памирско-Тяньшаньском поясе сопровождались значительными перестройками структурного плана, проявлением мощного гранитоидного магматизма. Вспышки тектонической активности распространялись в виде волновых движений на сопряженных ослабленных участках земной коры. Прохождение импульса резонансных возбуждений приводило к последовательной смене условий осадкообразования с возникновением определенного ряда формаций как во времени, так и пространстве. Основным источником резонансных возбуждений, определяющим волновое развитие земной коры в мезо-кайнозое в пределах КПЗКО, по нашему мнению, мог служить Памирско-Тяньшаньский эпиплатформенный орогенный пояс.

Начальная стадия прохождения импульса фиксировалась прогибанием Гаурдак-Кугитангской зоны и образованием в ее пределах в условиях эмерсивной стадии развития бассейна верхнетриасовой (рэтской) песчано-сланцевой бокситоносной формации (до 40 м), представленной чередованием серых глинистых и песчано-глинистых сланцев и песчаников с базальным конгломератом в основании и наличием бокситовых пород. Отражением начального импульса в Предкавказье может служить верхнетриасово-нижнеюрская лимническая аргиллитовая угленосная формация Терско-Каспийского прогиба. Формация, образованная в эмерсивных условиях, представлена монотонной аргиллитовой толщей с углистыми образованиями с единичными прослоями туфогенного материала в нижней части общей мощностью до 300 м. На остальной территории КПЗКО осадки, фиксирующие начальную стадию, не отмечены*.

При последующем прогибании в Гаурдак-Кугитангской зоне образовалась метационная нижне-среднеюрская континентально-морская песчано-сланцевая угленосная формация (400—600 м), залегающая на интенсивно дислоцированных палеозойских и местами, со следами перерыва, на верхнетриасовых отложениях. Континентальные фации нижне-среднеюрской формации состоят из плотных, кварцевых, средне- и мелкозернистых песчаников, глинистых и песчанистых сланцев с прослойками углистых сланцев и угля. Мощность угольных пластов изменяется от нескольких сантиметров до 1 м. Общая мощность континентальных фаций 300—500 м. Морские фации представлены чередованием мелкозернистых, тонкослоистых, сланцевых песчаников с карбонатным цементом, известняков и песчанистых сланцев, содержащих редкие прослои угля мощностью несколько сантиметров. Общая мощность морских фаций изменяется с севера на юг от 100 до 50 м.

Далее, по латерали, в пределах Терско-Каспийского прогиба образовалась трансгрессивная нижне-среднеюрская морская песчано-глинистая формация (500—800 м), представленная светло-серыми разномасштабными кварцевыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, глинами. Наличие в центральной части Предкавказья Ставропольского свода, как составной части грандиозного Транскавказского поперечного поднятия и играющего роль своеобразного «буфера», препятствовало прохождению волны прогибаний. Это обусловило формирование в пределах Индо-Кубанского прогиба метационной нижнеюрской песчано-глинистой формации мощностью до 2500 м. Формацию составляют прибрежно-морские и морские осадки, представленные конгломератами, песчаниками, аргиллитами, известняками, углистыми образованиями, глинами, аргиллитами с сидеритами. В нижней части формации преобладают песчаные осадки, верхнюю составляют преимущественно глинистые породы с сидеритом.

Следующая вспышка тектонической активности в Памирско-Тяньшаньском поясе отмечена в конце поздней юры и начале мела (А.М.Месхи, 1980). Вследствие этого центр максимального опускания сместился в пределы Восточного и Центрального Копетдага. Здесь в морских и лагунно-морских условиях накапливались карбонатные и хемогенные осадки, образовавшие киммеридж-титонскую трансгрессивную битуминозно-карбонатную формацию мощностью до 1000 м. Формация представлена темно-серыми битуминозными и светлыми известняками, доломитами, мергелями. Синхронные отложения сформировались и в Гаурдак-Кугитангской зоне, где в условиях регрессивной стадии формировалась галогенная формация мощностью 1000—2000 м (при мощности соли до 450 м).

Прохождение позднеюрской волны прогибания в пределах Предкавказской зоны краевых опусканий выразилось в дальнейшем прогибании Терско-Каспийского и Индо-Кубанского прогибов. Условия осадкообразования, существовавшие в позднеюрскую эпоху в Терско-Каспийском прогибе, были близки таковым Гаурдак-Кугитангской зоны, что выразилось в образовании здесь верхнеюрской регрессивной карбонатно-сульфатно-галитовой формации,

*Характеристика геологических формаций дана по материалам Н.П.Луппова, Г.Я.Крымгольца, П.И.Калугина, М.П.Сукачева, А.В.Данова, К.О.Ростовцева, М.М.Мацкевича, В.Л.Егояна, А.Е.Ткачук, Б.П.Жижченко, В.И.Резникова, В.А.Сереженко, Э.В.Чурилова, А.Г.Алексина, А.Н.Шарданова, Г.Т.Юдина, Д.И.Панова, С.М.Серденко, В.Г.Микиртумова.

имеющей сходство с таковой Копетдагской зоны. Формация представлена доломитами, органогенно-обломочными и плотными известняками, включающими прослой гипса, ангидрита, местами целестина. В нижней части присутствуют терригенные песчано-глинистые образования, в верхней — пласты каменной соли (до 350 м). Общая мощность формации достигает 700 м.

Далее на запад, в зоне «буфера» — Ставропольского свода и Индоло-Кубанского прогиба при прогибании в их пределах образовалась верхнеюрская (келловей-титонская) регрессивная терригенно-сульфатно-карбонатная формация. Формация (киммеридж—титон) на Ставропольском своде имеет мощность 100—200 м и представлена песчано-глинистыми образованиями с прослоями известняков, доломитов, гипсов. В Индоло-Кубанском прогибе мощность формации увеличивается до 1300 м, и она представлена морскими и лагунными образованиями, аналогичными таковым Терско-Каспийского прогиба.

Раннемеловая эпоха характеризуется дальнейшим смещением центра опускания в северо-западном направлении в пределы Центрального Копетдага, где сформировались трансгрессивные неокомская (валанжин-барремская) морская песчано-глинисто-известняковая и апт-альбская песчано-глинистая глауконит-фосфоритонесущая формации. Неокомская формация в нижней части (валанжин—нижний готерив) представлена известняками и мергелями с многочисленными прослоями алевролитов и известковистых песчаников. Средняя часть формации (готерив) представлена массивными, плотными, оолитовыми известняками с редкими прослоями известковистых песчаников; верхняя (баррем) — серыми, темно-серыми мергелями. Мощность формации до 1500 м. Апт-альбская формация представлена известковистыми, глинистыми, слоистыми глауконитово-кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами. Мощность 1200—1500 м.

На востоке в Гаурдак-Кугитангской зоне получили развитие регрессивные лагунно-континентальная валанжин-нижнеаптская красноцветная песчано-глинистая сульфатная (350—500 м) и морская верхнеаптско-альбская мергельно-известняково-глинистая (400—550 м) формации. Валанжин-нижнеаптскую формацию составляют главным образом красноцветные песчаники, глины, алевролиты с прослоями доломитов, гипсов, реже мергелей. Апт-альбская формация представлена в нижней части органогенно-обломочными известняками, известковистыми глинами, мелкозернистыми глауконитовыми песчаниками, переходящими в мелкогалечный конгломерат; в верхней — однородной толщей темных глин с прослоями мергелей и сидеритовых конкреций. В области Западного Копетдага нижнемеловые формации характеризуются незначительным сокращением мощности и опесчаниванием разреза.

Далее на запад, в области Терско-Каспийского краевого прогиба, активно прогибавшегося в условиях активизационного режима, развита нижнемеловая трансгрессивная песчано-глинисто-известняковая формация (до 1400 м). Нижняя часть формации (берриас—валанжин) на рассматриваемой территории представлена темно-серыми и серыми мергелями и крупнокристаллическими и оолитовыми известняками; верхняя (готерив—альб) — преимущественно терригенными песчано-глинистыми образованиями и сложена кварц-глауконитовыми песчаниками с прослоями песчаных известняков, аргиллитов и алевролитов.

В области Ставропольского свода нижнемеловая формация представлена только верхней частью (апт—альб) и характеризуется наличием песчаников с прослоями алевролитов глауконитовых, аргиллитов. Мощность 150—300 м.

В Индоло-Кубанском прогибе мощность трансгрессивной нижнемеловой песчано-глинистой формации (готерив—альб) увеличивается до 1300 м. В нижней части (готерив—баррем) она представлена преимущественно глинистыми образованиями с прослоями песчаников; верхняя (апт—альб) характеризуется более устойчивым распространением и представлена внизу глауконитовыми, зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами, темно-серыми глинами и алевропелитами, сверху известковистыми, глинистыми, слюдястыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками и алевролитами со значительным содержанием глауконита, темно-серыми с зеленоватым оттенком, слюдястыми, алевролитистыми, известковистыми глинами.

Новая волна активизации со смещением зоны прогибания в северо-западном направлении наблюдалась в позднемеловую эпоху. Это было вызвано, с одной стороны, вновь проявившимися частными импульсами тектонических движений с образованием надвигов в позднемеловую—палеогеновую эпоху в пределах Памиро-Тяньшаньского пояса (А.М.Месхи, 1980), а с другой стороны (что особенно четко выразилось в Предкавказской зоне), наложенным тектоническим процессом со стороны альпийского Кавказского трога.

Область максимального прогибания сместилась в зону Западного Копетдага, где получила развитие сеноман-датская морская глинисто-мергельная формация общей мощностью до 1700 м (инундационная стадия). Нижняя часть формации (сеноман) представлена зелеными и зеленовато-серыми темными известковистыми глинами, алевролитами и песчаниками с редкими прослоями известняков и мергелей; верхняя (турон—дат) — чередованием известковистых глин, глинистых мергелей, мергелей, известняков. В Центральном Копетдаге общее строение формации остается таким же, как и в Западном, но мощность уменьшается до 1000 м. В Восточном Копетдаге разрез формации характеризуется дальнейшим сокращением мощности (800 м), наличием большого количества перерывов, развитием в верхней части (дат) красноцветных глинистых и песчано-глинистых образований, присутствием гипса, указывающих на развитие здесь регрессивных условий.

В Предкавказской зоне в условиях перикратонных опусканий (инундационная стадия) сформировалась верхнемеловая (сеноман-датская) морская известняково-мергельная формация Терско-Каспийского прогиба (800 м). В строении нижней части формации (сеноман) принимают участие мелкозернистые песчаники, зеленовато-серые глауконитовые известковистые алевролиты и глины; верхняя (турон—дат) представлена чередованием известняков и мергелей.

В области Ставропольского свода верхнемеловая известняково-песчано-глинистая формация характеризуется увеличением количества терригенного материала и сокращением мощности до 350 м по сравнению с таковой Терско-Каспийского прогиба.

В Индоло-Кубанском прогибе образовалась морская сеноман-датская глинисто-известняково-мергельная формация, представленная мергелями, чередующимися с известковистыми глинами, алевролитами, известняками. Мощность формации изменяется от 200 м на востоке до 550 м на западе прогиба.

Палеогеновая эпоха характеризуется дальнейшей миграцией центра опускания в область сочленения Копетдага и Кавказа, что зафиксировано в Западном Копетдаге образованием в условиях нарастания регрессии палеоцен-нижеолигоценовой морской мергельно-глинистой формации мощностью до 2000 м. Нижняя часть формации (палеоцен—средний эоцен) представлена глинистыми мергелями, известковистыми глинами; в верхней (верхний эоцен—нижний олигоцен) преимущественно развиты гипсоносные глины с прослоями глинистых песчаников, наличием сидеритовых конкреций.

В Центральном Копетдаге отмечено значительное сокращение мощности описываемой формации (300—400 м) с выпадением из разреза отдельных пачек и увеличением количества песчаного материала. В Восточном Копетдаге развилась типично регрессивная палеоцен-эоценовая терригенно-сульфатная формация (до 1000 м). В нижней части (нижний палеоцен—бухарский ярус) формация сложена мергелями, известняками, доломитами, ангидритами и гипсами; в верхней (верхний палеоцен—эоцен) песчано-глинистыми породами с прослоями гипсовых конкреций и гипсоносных глин. В Гаурдак-Кутитангской зоне мощность данной формации уменьшается до 400 м.

В Предкавказской зоне в условиях мелководного Терско-Каспийского бассейна образовалась трансгрессивная палеоцен-эоценовая мергельно-глинистая формация (до 300 м). Нижняя часть формации (палеоцен) характеризуется преобладанием терригенных пород и представлена чередующимися пластами песчаников, алевролитов, глин, мергелей; верхняя (эоцен) сложена алевролитами, пестроцветными мергелями, известняками (нередко битуминозными). В пределах Ставропольского свода и Индоло-Кубанского прогиба палеоцен-эоценовая формация имеет мощность 1000 и 1500 м соответственно. Резкое увеличение амплитуды прогибания связано, прежде всего, с нарастанием влияния смежного Центрально-Кавказского сегмента.

Последующее развитие в олигоцене—антропогене КПЗКО обусловлено продолжающимся поддвижением Африкано-Аравийской плиты под Евроазиатскую, что выразилось в проявлении процессов сжатия, горообразования, заложении сети крупных разломов в зоне Средиземноморского пояса и в частности в Памирско-Тяньшаньской зоне эпиплатформенного орогенеза. Результат этих процессов — дальнейшая миграция центра опускания на запад в зону Терско-Каспийского прогиба. Активное его прогибание обусловило образование здесь в условиях нечетко выраженной трансгрессии олигоцен-миоценовой (майкопской) мергельно-глинистой битуминозной формации (до 1600 м). В строении нижней части формации (нижний—средний олигоцен) принимают участие коричневые мергели, карбонатные темные глины. Средняя часть (верхний олигоцен) представлена песчаниками, некарбонатными глинами, алевролитами, мергелями; верхняя (нижний миоцен) — преимущественно глинами, содержащими небольшие прослои песков, песчаников, мергелей, доломитов и сидеритов. В пределах Ставропольского свода мощность майкопской формации уменьшается до 1000 м без существенных изменений литологического состава (известковистые и неизвестковистые глины с редкими прослоями песчаников, мергелей и сидеритов). В области Индоло-Кубанского прогиба мощность формации увеличивается до 1400 м, в разрезе отмечено увеличение обломочного материала (наличие конгломератов). Близость источника резонансных возбуждений и его активизация в олигоцене обусловили поднятие территории Копетдагской зоны и сокращение в ее пределах морских бассейнов.

В Гаурдак-Кутитангской зоне сформировалась олигоцен-миоценовая инверсионная континентальная красноцветная терригенная глинисто-песчаная формация. В составе формации присутствуют красные песчанистые глины и красные, буровато-красные, пятнистые песчаники,

конгломераты. Развитие этой формации отмечено в Восточном и Центральном Копетдаге, где она имеет мощность 150—600 м. В Западном Копетдаге сохраняется мелководный режим с образованием регрессивной майкопской глинистой формации, представленной темно-серыми, коричневыми и черными глинами с многочисленными глинистыми стяжениями мощностью до 400 м.

Начало среднего миоцена характеризуется дальнейшим подъемом территории восточных районов Копетдагско-Предкавказской зоны и смещением центра опусканий на запад в область Индоло-Кубанского прогиба. Отражением этих движений служит образование в Гаурдак-Кутитангской зоне, Восточном и Центральном Копетдаге инверсионной среднемиоценовой-антропогеновой континентальной молассовой грубообломочной формации. Литологический состав формации разнообразен и представлен чередованием карбонатных пород (известняков, мергелей), терригенных (песчаников, мелкогалечных конгломератов), образование которых проходило в условиях частой смены режима осадкообразования. Мощность составляет 500—700 м.

В Западном Копетдаге регрессивная среднемиоцен-антропогеновая молассовая мергельно-глинисто-песчаная формация (до 1500 м) представлена чередованием мелководно-морских и континентальных фаций. Мелководные фации составляют рыхлые охристые пески, песчаники, оолитовые и ракушечниковые известняки, известковистые и песчанистые глины, мергели, гипсы. Континентальные фации представлены красноцветными песчаниками, песчанистыми глинами, конгломератами. В Терско-Каспийском прогибе инверсионная молассовая формация также представлена чередованием морских карбонатно-терригенных и континентальных грубообломочных фаций общей мощностью более 2000 м.

В Индоло-Кубанском прогибе, отвечающему центру максимального прогибания в условиях трансгрессивной стадии, формировалась морская (терригенно-карбонатная) песчано-глинисто-известняковая формация общей мощностью более 3000 м. Нижняя часть формации (средний—верхний миоцен) представлена известковистыми глинами, алевролитами, ракушечниками, мергелями, доломитами; верхняя (плиоцен—антропоген) — известковистыми и неизвестковистыми глинами с прослоями песчаников, мергелей, ракушечников, песков.

Таким образом, анализ мезо-кайнозойских формационных рядов КПЗКО позволяет сделать вывод о волновом характере развития тектонических движений в ее пределах, обусловивших закономерную смену формаций трансгрессивно-регрессивного цикла во времени и пространстве. Характер распределения мощностей конкретных формаций в зависимости от стадийности развития процесса осадкообразования позволяет проследить миграцию центра максимального прогибания мезо-кайнозоя с юго-востока на северо-запад, фиксирующую прохождение полной волны прогибаний, причем смещение волны колебания составляет 40—50 млн. лет, отвечая основным этапам структурных перестроек, происходящих в Памирско-Тяньшаньском эпиплатформенном орогенном поясе и зоне столкновения Иранского континента с Евроазиатской плитой.

Р-Т параметры околорудных метасоматитов Федорово-Панского платиноносного интрузива

З.М.ВОЛОШИНА, В.К.КАРЖАВИН, В.П.ПЕТРОВ (Геологический институт КНЦ РАН)

Федорово-Панский массив расположен в центральной части Кольского полуострова, в зоне сочленения верхнеархейского Центрально-Кольского блока с Имандра-Варзугской зоной карелид и отнесен к перидотит-пироксенит-габброноритовой формации раннего протерозоя [5]. Возраст массива оценивается U-Pb методом в $2491 \pm 1,5$ млн. лет [1]. Массив содержит два расслоенных платиноносных горизонта, именуемых нижний (НРГ) и верхний (ВРГ) рудоносные горизонты. Для рудоносных горизонтов характерно ритмичное чередование лейко- и мезократовых, различных по зернистости габбро, габбро-норитов и анортозитов, которые залегают согласно с общей расслоенностью интрузии. Рудоносные горизонты включают не только сульфидсодержащие с платинометалльным оруденением «слои», но и «пустые» породы, с которыми эти «слои» перемежаются [3]. Мощность «слоев» изменяется от первых сантиметров до нескольких десятков метров. По данным работы [8], установлены три минеральных типа оруденения: комплексное малосульфидное, никель-медное и платинометалльное. Их локализация определяется внутренним строением интрузии, а также наложенными тектоническими и метаморфическими преобразованиями [6].

Гранат-биотит-амфиболовые метасоматические породы значительно распространены в Федорово-Панском массиве и находятся в непосредственной близости с платиноносными горизонтами, интерпретируемые как метаморфогенно-метасоматические приконтактные околорудные образования. В этом комплексе пород широко развиты позднематематические и наложенные метасоматические минеральные ассоциации, которые были использованы нами для расшифровки последовательности проявления метаморфических процессов и их термодинамики.

Породы рудоносного горизонта и ассоциирующие с ними контактовые гранат-амфиболовые породы обладают специфическими метаморфическими чертами. В породах рудоносного горизонта установлены признаки последовательного развития ранних метаморфических преобразований, которые проявлены локально в безрудных породах на уровне зеленосланцевой фации с реликтами раннего автометаморфизма и метаморфизма пумпеллиит-актинолитовой фации [2]. Рудосодержащие породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Следует отметить, что только для пород контактового горизонта свойственно развитие парагенезисов с ферро-чермакитовой роговой обманкой и гроссуляр-альмандиновым гранатом. Эти парагенезисы соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма и представляют собой относительно наиболее поздние по времени образования.

Детально были исследованы четыре образца, отобранные из гранат-биотит-амфиболовых пород по различным участкам (табл. 1), со следующими минеральными парагенезисами (табл. 2): Пл₆₀—Амф-4₅₄—Гр₇₉—Би₄₄—Мт (обр. 1 Южный Сулейпахк); Пл₆₄—Амф-1₃₂—Амф-4₆₂—Гр₈₆—Би₅₉—Эп₂₁—Мт (обр. 2 Марьейк); Пл₆₀—Амф-1₂₂—Амф-2—Амф-3₄₅—Амф-4₆₈—Гр₈₄—Би₅₃—Эп₂₁—Мт—Кв; Пл₆₉—Амф-2₃₂—Амф-3₄₉—Амф-4₇₈—Гр₈₂—Би₄₀₋₅₅—Эп₂₀—Ап—Мт—Т—Мт—Кв (обр. 3—4 Верхний Киевей).

Для всех изученных пород характерно постоянство минерального состава: плагиоклаз лабрадорного ряда и но-

вообразованная магнезиальная роговая обманка, а также присутствие более поздних наложенных минералов: биотита, граната и чермакитовой роговой обманки. Породы полностью метаморфизованы без сохранения первично магматических структур и текстур. В изученных ассоциациях широко развито несколько генераций амфиболов.

По оптическим свойствам и особенностям структурных взаимоотношений с ассоциирующими минералами различают три генерации амфиболов (Амф1—Амф2—Амф3). Все изученные амфиболы, по классификации Б.Лица [10], отнесены к Са амфиболам: амфибол-1 (Амф1) представлен слабо окрашенным амфиболом актинолит-тремолитового ряда, который псевдоморфно замещает пироксен. Амфибол-2 (Амф2) светло-зеленая актинолитовая роговая обманка образует каймы вокруг псевдоморфоз, сложенных более ранним амфиболом-1. Амфибол-3 (Амф3) магнезиальная роговая обманка — более поздняя по образованию и представлена тремя морфологическими модификациями: слагает краевую часть зональных амфиболов-1 и -2, иногда псевдоморфно замещает их; образует удлиненные кристаллы, секущие ранние амфиболы; образует отдельные изометричные и удлинено-вытянутые монокристаллы в основной массе породы, отдельные зерна которой имеют ситовидный облик и изобилуют включениями минералов основной массы, тогда как периферия зерен более компактная. Все разновидности амфиболов образованы за счет изменения пироксенов и находятся с ними в закономерных структурных соотношениях.

Особая, четвертая разновидность амфиболов, — чермакитовая роговая обманка амфибол-4¹ (Амф4¹). Она образует изометричные и короткостолбчатые кристаллы, имеет яркую окраску в сине-зеленых тонах и отличается от предыдущих амфиболов высокой железистостью, равно как и ассоциирующие с ними биотиты, гранаты и эпидоты. Повышенная железистость этих амфиболов выглядит аномальной на фоне умеренной железистости пород и явно отражает специфические термодинамические условия их образования. По мнению некоторых авторов [4], высокожелезистый продукт околорудных метасоматических изменений может играть роль поискового признака на сульфидные руды.

Присутствующий в парагенезисе гранат образует мелкие, часто хорошо ограненные кристаллы и, как правило, обладает большим идиоморфизмом по отношению к другим минералам. Его зерна окружены симплектитовыми сростками сине-зеленой чермакитовой роговой обманки, биотита и эпидота, оптически и химически незональные. По минеральному составу (обр. 1—4) в %: Sps 10,96; Alm 69,21; Grs 18,24; Prp 1,69; обр. 4 — Sps 11,09; Alm 65,40; Grs 20,36; Prp 3,15 гранаты — представители гроссуляр-альмандинового ряда с высокими показателями железистости (f 82—84%).

Биотит, эпидот и рудные минералы (магнетит, титаномагнетит) тесно ассоциируют с гранатом и чермакитом: биотит густо окрашен в коричневые тона и отнесен к итонит-сидерофиллитовому ряду. Он обладает несколько завышенными железистостью и титанистостью (f 40—55%; TiO₂ 1,7—3,3%). Эпидот образует округлые, часто бесформенные образования и ассоциирует с Амф4¹, гранатом,

1. Химический состав гранат-биотит-амфиболовых метасоматитов, %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
2	49,79	0,30	22,15	0,92	4,00	0,08	3,93	13,91	2,20	0,28
3	50,46	0,31	24,25	0,90	3,52	0,07	2,41	12,22	2,88	0,41
4	50,72	0,27	23,92	0,78	3,43	0,07	2,76	12,98	2,72	0,38

Номер образца	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	CO ₂	Cu	Ni	Co	S _{общ}	Σ
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
2	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—	97,58
3	1,35	0,38	0,01	0,03	0,08	0,06	0,01	0,01	0,02	0,39	99,76
4	0,92	0,28	0,01	0,03	0,06	0,23	0,03	0,02	0,02	0,17	99,79

магнетитом. Выявленные химические особенности железистого граната, биотита и чермакитовой роговой обманки позволяют говорить о железистом характере метасоматоза, сопровождающего раннепротерозойский метаморфизм.

Для восстановления *P-T* условий минералообразования и их эволюции при метаморфизме термодинамические данные оценивались различными методами. Так, по Пл-Амф геотермометру Л.Перчука [7], температура образования исследованных амфиболов ряда актинолит—роговая обманка составляет 400—440°C. Оценка температур для Grt-Bt геотермометра составляет 340—490°C при *P* (1,1±4,3)·10² МПа.

P-T параметры по методу TWEEQU (Thermobarometry With Estimation of EQUilibrium state) оценивались с использованием внутренне совместимой базой данных по термодинамическим константам твердых растворов минералов [9], также дополненной термодинамическими данными по твердым растворам амфиболов [11]. Суть метода TWEEQU — одновременный термодинамически согласованный расчет множества возможных минеральных реакций в исследуемой природной системе и положения их линий равновесия в *P-T* плоскости, где пересекаются некоторые независимые реакции.

Петрографические наблюдения и термодинамические данные позволяют установить три последовательные стадии кристаллизации минералообразования в метасоматитах. Первая соответствует образованию ранних парагенезисов Пл—Амф1 и Пл—Амф2. В эту стадию происходит перекристаллизация пород, приводящая к частичному, а порой полному исчезновению пироксена и замещению его амфиболом актинолит-тремолитового ряда (Амф1) с последующим замещением актинолитовой роговой обманкой (Амф2). *P-T* условия формирования ранних парагенезисов определяются по пересекающимся линиям и их химическим равновесиям (рисунок): 54αКв+5Фл+15Мт+72Кц=5Анн+78Ан+30Эп+3Трм+18Н₂О; 18αКв+5Мт+24Кц=26Ан+10Эп+Акт+6Н₂О; 12Эп+24Ан+6Н₂О=24Кц+4Мт+12αКв+О₂.

Вторая стадия температуры кристаллизации соответствует процессу образования роговой обманки (Пл—Ро). Эти преобразования приводят к постепенному, а порой и полному исчезновению ранних амфиболов и кристаллизации в данной системе роговой обманки. Формирование плагиоклаз-роговообманковых парагенезисов этой стадии можно выразить реакциями следующего вида: 6Кц+5Горн+7αКв=4Трм+14Ан+4Н₂О; 20Анн+18Кц+15Горн+21αКв=12Акт+20Фл+42Ан+12Н₂О; 15αКв+4Фл+4Мт+6Кц=4Анн+6Ан+3Горн+2О₂.

Анализируемые парагенезисы Пл—Амф1,2 и Пл—Ро в данных условиях находились в равновесии, о чем свидетельствует то, что все линии равновесия между искомыми миналами для каждой пары пересекались в одной точке (см. рисунок). Так, искомая точка для Пл-Аст парагенезиса соответствует *T* 400°C, *P* 2,15·10² МПа, а для Пл-Ро парагенезиса *T* 430°C, *P* 3,55·10² МПа. Отсюда следует, что в исследуемой системе метаморфические процессы осуществлялись в условиях прогрессивной зональности и протекали с постепенным повышением температуры и давления от первой до второй стадии.

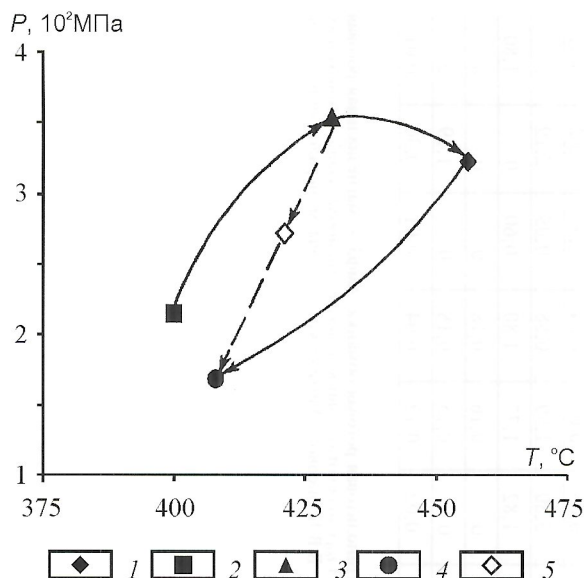
Третья стадия кристаллизации связана с наложенными метасоматическими процессами, в результате которых образовались Пл-Черм, Гр-Би и Гр-Черм парагенезисы. Пл-Черм парагенезис формировался при *T* 408°C, *P* 1,69·10² МПа. Для данного этапа кристаллизации характерны химические реакции следующего вида: 6Кц+7αКв+3КлХл=2Ан+5Черм+10Н₂О; 6Кц+7αКв+3КлХл+5Анн=2Ан+5Фл+5ГрЧерм+10Н₂О; 6αКв+10Фл+10Мт+24Ан+30Н₂О=10Анн+6КлХл+12Кц+5О₂.

Полученные температура и давление для Гр-Би парагенезиса соответствуют 456°C, 3,25·10² МПа. Условия образования данного парагенезиса определяются химическими равновесиями реакций следующего вида: 6αКв+3Мт+4Гросс=Альм+3Андр+3Ан; 6αКв+Фл+3Мт+Гросс=3Андр+3Ан+Анн+Пир; 6Андр+9Ан=9αКв+4Мт+9Гросс+О₂.

Заключительная стадия природного процесса, по нашему мнению, отвечает сокристаллизации чермакитовой роговой обманки и граната. Этот процесс можно описать реакциями следующего типа: 15Ан+6Андр=4Альм+11Гросс+3αКв+3О₂; 9Ан+6Андр=9Гросс+4Мт+9αКв+О₂; 17Ан+6Андр+4Н₂О=9Гросс+αКв+4ГрЧерм+3Н₂О.

Термодинамические параметры данного этапа кристаллизации Гр-Черм парагенезиса соответствуют *T* 421°C, *P* 2,73·10² МПа. Согласно представленным материалам, следует, что наложенные образования протекали позже первой и второй стадий минералообразования и сопровождались ретроградной декомпрессией.

Условия оценки термодинамических параметров, полученные в результате проведенных теоретических расчетов, служат основой для выделения минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. Не исключено, что смена высокотемпературного этапа на низкотемпературный обусловлен изменением *P-T* параметров и состава взаимодействующих растворов. Направленность процессов метасоматоза в окорудных гранат-биотит-амфиболовых породах представлена в *P-T-t* трендах эволюции



Минеральные равновесия в околорудных метасоматитах (обр. 1–4):

1 — Gr-Bt; 2 — Pl-Act; 3 — Pl-Horn; 4 — Pl-Cherm; 5 — Gr-Cher; показано возможное положение P - T - t тренда ретроградной эволюции

(см. рисунок) и свидетельствует о снижении температуры и давления процессов метасоматоза.

Благодарим Д. Доливо-Добровольского за оказанную помощь в освоении метода расчета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Павличенко Л.В. Возраст габбро-норитов нижнего расслоенного горизонта (рифа) Федорово-Панского массива (Кольский полуостров) // Докл. РАН. 1994. Т. 337. № 1. С. 93–97.
2. Волошина З.М., Петров В.П., Попова Л.И., Реженева С.А. Метаморфические парагенезисы в породах нижнего расслоенного горизонта интрузии Панских Тундр (Кольский полуостров) // ЗВМО. 1998. № 3. С. 57–65.
3. Гончаров Ю.В., Корчагин А.У. Некоторые черты внутреннего строения северной рудоносной зоны Панского массива (Кольский полуостров) // 7 Международный платиновый симпозиум: Со спец. сес. Проекта 336 МПГК «Интраплет», магматизм и металлогения: Тез. докл. М., 1994. С. 31.
4. Золотухин В.В. Об ассоциации высокожелезистых метасоматических минералов в норильских рудах как околорудных изменений, имеющих поисковое значение // Минералы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, 1976. Т. 9. С. 93.
5. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. И.В.Белькова. — Л.: Наука, 1985.
6. Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Дистлер В.В. и др. Кольский регион — новая платинометальная провинция // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1994. С. 65–79.
7. Перчук Л.Л. Равновесие породообразующих минералов. — Л.: Наука, 1970.
8. Balabonin N.L., Korchagin A.U., Latypov R.M., Subbotin V.V. Fedorovo-Pansky Intrusion // 5th international platinum symposium (Kola belt of layered intrusions). July 27–31, 1994. Apatity, P. 9–41.
9. Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique with petrologic application // Canad. Miner. 1991. Vol. 29. P. 833–855.
10. Leake B.E. A catalog of analysis calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated mineral // Geol. Soc. Amer. 1974. Boulder Colorado.
11. Mader Urs K., Berman R.G. Amphibole thermometry: a thermodynamic approach. Current Research. Part E // Geological Survey of Canada. 1992. Pt. 92—1E. P. 393–400.

УДК 552.11.31

© В.В.Золотухин, Ю.Р.Васильев, 2001

Средне-Енисейская провинция магнезиальных траппов Сибирской платформы и ее перспективы на оруденение норильского типа

В.В.ЗОЛОТУХИН, Ю.Р.ВАСИЛЬЕВ (ОИГГМ СО РАН)

Главным источником Cu-Ni руд для Норильского горно-металлургического комбината служат, как известно, месторождения Норильско-Талнахского рудного узла, пространственно и генетически связанные с дифференцированными трапповыми интрузиями. Запасы этих месторождений с каждым годом истощаются, и поэтому все больше обостряется проблема поисков рудоносных интрузий в новых перспективных районах Сибирской платформы. Один из наиболее перспективных районов, по нашему мнению, — западная часть Сибирской платформы (район побережья среднего течения р.Енисей) (рис. 1, 2).

На схеме тектонического и петрологического районирования западной части Сибирской платформы (см. рис. 1) можно видеть расположение байкалид (вскрытых и погребенных, обрамляющих Сибирский кратон), перикратонов (Енисейского и Игарского), Бахтинского прогиба, тектонических швов (ограничивающих Енисейскую складчатую область), продольных разломов (Норильско-Хараелахского и Ангаро-Бахтинского). Здесь же показаны Норильско-Курейская субпровинция магнезиальных и нормальных базитовых магм, Тунгусско-Бахтинская проявления железистых и нормальных базитовых магм, Средне-Енисейская проявления магнезиальных магм, а также интрузий магнезиальных траппов (норильский тип), траппов с повышенной магнезиальностью (курейский

тип) и интрузивных траппов повышенной железистости (кузьмовский и ангарский типы).

По совокупности геолого-тектонических признаков и разнообразию траппового магматизма район (площадью около 450×150 км²), расположенный в приенисейской части междуречья Нижняя Тунгуска—Подкаменная Тунгуска, где нами проводились наиболее детальные работы, сопоставим с Норильско-Хараелахской площадью на северо-западе Сибирской платформы. Для этого района, как и для Норильско-Хараелахской площади, как можно видеть на рис. 2, характерны следующие определяющие признаки.

1. Приуроченность провинции к зоне Приенисейского глубинного разлома и его оперяющим нарушениям.

2. Перикратонные (блоковые) погружения фундамента и большие мощности (10–14 км) осадочного чехла.

3. Сочетание мульдообразных прогибов и валообразных поднятий, простирающие которых совпадает с общим направлением геологических структур.

4. Максимальные скопления интрузивных трапповых тел, в т.ч. высокомагнезиальных, в мульдообразных прогибах.

5. Наличие в этом районе геофизических (гравитационных) аномалий, которые некоторые геофизики склонны интерпретировать по аналогии с Норильским районом как гипербазит-базитовые интрузии [13]. Вышеперечисленная

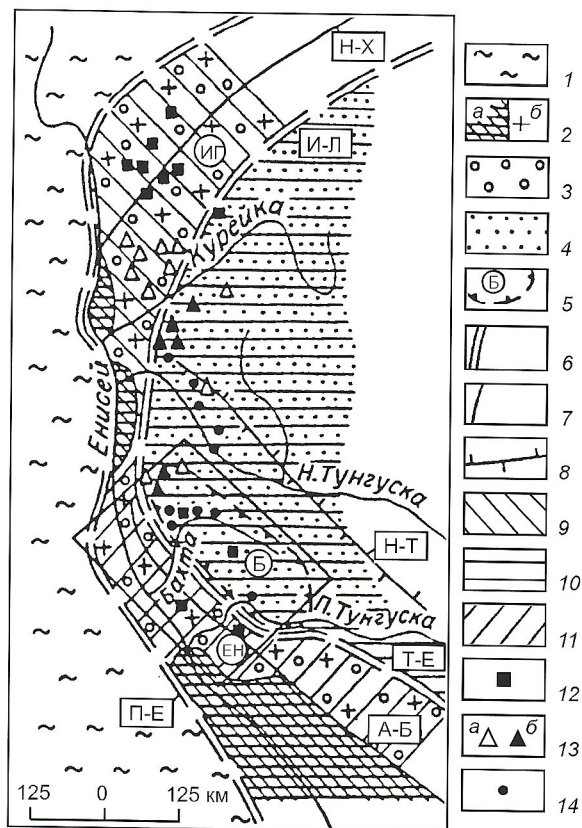


Рис. 1. Схема тектонического и петрологического районирования западной части Сибирской платформы, составлена А.П.Бронниковым с использованием данных Н.С.Малича и др. [16]:

1 — Западно-Сибирская плита; 2 — байкалиты (а — вскрытые, б — погребенные); 3 — перикратоны верхнепротерозойского-палеозойского заложения (ЕН — Енисейский, ИГ — Игарский); 4 — Сибирский кратон (область архейской стабилизации); 5 — Бахтинский прогиб; 6 — тектонические швы, ограничивающие Енисейскую складчатую область (Т-Е — Тунгусско-Енисейский, И-Л — Имандинско-Летнинский, П-Е — Приенисейский); 7 — продольные разломы (Н-Х — Норильско-Хараелахский, А-Б — Ангара-Бахтинский); 8 — структурные швы (Н-Т — Нижне-Тунгусский); 9 — Норильско-Курейская субпровинция магнезиальных и нормальных магм; 10 — Тунгусско-Бахтинская субпровинция проявления железистых и нормальных магм; 11 — Средне-Енисейская субпровинция проявления магнезиальных магм [4, 9, 10]; интрузии: 12 — магнезиальных траппов (норильский тип), 13 — траппов с повышенной магнезиальностью (а — курейский тип, б — условно относимые к курейскому типу), 14 — траппов повышенной железистости (кузьмовский, ангарский типы)

совокупность признаков сходства Средне-Енисейской площади с Норильско-Хараелахской выдвигает ее в число максимально перспективных районов на выявление здесь крупных месторождений Pt-Cu-Ni руд, подобных норильским. Выгодное экономико-географическое положение района намного южнее (примерно 600 км) Норильского района в непосредственной близости от такой крупной транспортной водной артерии, как р.Енисей и относительная близость (около 600 км) крупнейшего в регионе Красноярского промышленного центра определяют важность опосредования этой территории и выяснения ее перспектив, в первую очередь. Закрытость этой территории в значительной степени мощным плащом четвертичных ледниковых наносов и слабая обнаженность определили ее относительно недостаточную геологическую изученность.

Из обобщающей схемы проявления интрузивных комплексов, составленной для западной части платформы [16], следовало, что в районе правобережья среднего течения р.Енисей известны лишь интрузии траппов с повышенной

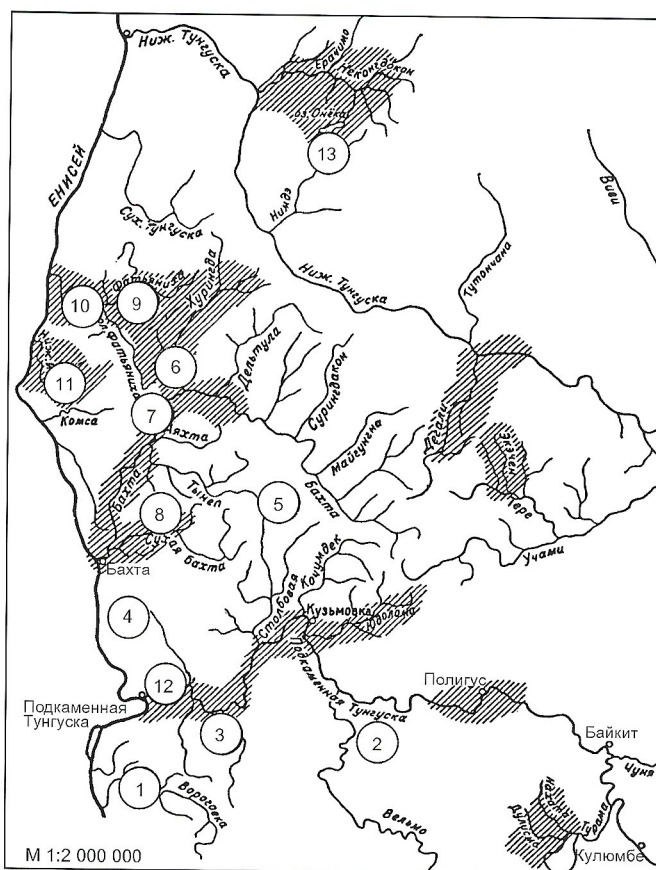


Рис. 2. Схема расположения дифференцированных трапповых интрузий на междуречье Курейка—Подкамennая Тунгуска:

интрузии: 1 — Вороговская, 2 — Светланинская, 3 — Большереженская, 4 — Лебединская, 5 — Тынепская, 6 — Хуригдинская, 7 — Среднебахтинская, 8 — Сухобахтинская, 9 — Фатьянинская, 10 — Нижнефатьянинская, 11 — Имбакская, 12 — Усть-Тунгусская, 13 — Онекская; заштрихованы области развития магнезиальных траппов

магнезиальностью (курейский комплекс), а также повышенной железистости (кузьмовский и ангарский в терминологии М.Л.Лурье и других [21]). О присутствии здесь интрузивов норильского комплекса, насколько нам известно, доказательно утверждалось лишь в некоторых наших работах [4, 6, 7, 9—12], обобщение которых содержится в специальной монографии [15]. Нами изучение магнезиальных базитов началось более 20 лет назад [4, 9, 10] первоначально по валунному материалу в обширных ледниковых наносах на этой весьма закрытой ими территории. Диапазон обломков пород от пикритовых и троктолитовых через оливиновые до безоливиновых габбро-долеритов и габбро-диоритов по петрографическому, химическому и минеральному составам очень напоминал породы норильских интрузивов. Более поздние находки подобных же траппов были сделаны нами в среднем и нижнем течении р.Сухая Бахта и в низовьях р.Бахта (см. рис. 2). Это уже, судя по размеру и форме глыб, — развалы отдельных коренных выходов. Как можно видеть на петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого (рис. 3), упомянутые исследованные породы Сухобахтинской серии и подобные породы из района среднего течения р.Енисей в сопоставлении с главными дифференциатами собственно норильского (Н) и моронговского (М) подтипов практически совпадают с серией дифференциатов норильских дифференцированных интрузий. Это указывает на значительный размах дифференциации. Можно видеть кучное расположение векторов, отвечающих оливиновым, троктолитовым

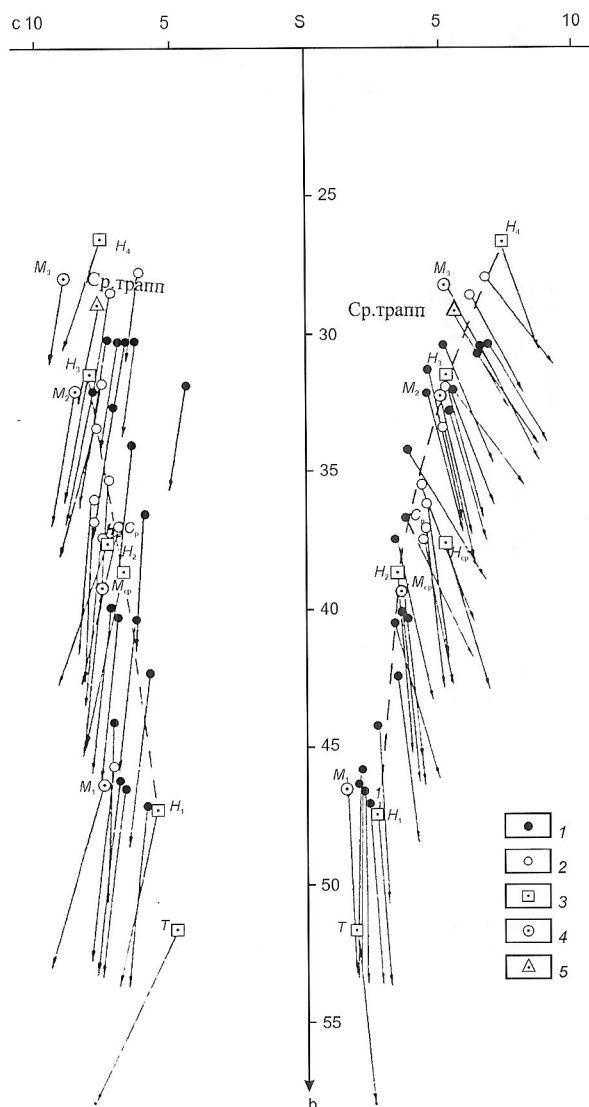


Рис. 3. Диаграмма А.Н.Заварицкого для сухобахтинской серии и прочих пород из района среднего течения р.Енисей в сопоставлении с главными дифференциатами собственно Норильского (H) и Моронговского (M) подтипов [18, 21]:

1 — серия из бассейна р.Сухая Бахта; 2 — серия из бассейна рек Фатьяниха и Подкаменная Тунгуска; средние по дифференциатам интрузивных подтипов: 3 — Норильского, 4 — Моронговского; 5 — средний трапп (по работе [14])

вым и пикритовым габбро-долеритам. Серия заканчивается породами, близкими по составу среднему сибирскому траппу, и на проекции CSB диаграммы ограничивается трендом норильских интрузивов моронговского подтипа. Развалы и мелкие коренные выходы подобных интрузивов были обнаружены не только в бассейнах рек Бахта и Сухая Бахта, но и рек Фатьяниха, Хурингда и других мест (см. рис. 2).

Геологами ПГО «Красноярскгеология», сотрудниками Института геологии и геофизики СО АН СССР (ныне ОИГГМ СО РАН) и других организаций на этой территории был открыт по мелким коренным выходам и их развалам целый ряд дифференцированных трапповых интрузивов с прожилково-вкрапленным оруденением и развалами сульфидных руд. Среди них, по нашей предварительной оценке, по петрохимическим признакам [7] первоочередными по значимости для детального изучения являются интрузии так называемого Бахтинского рудного узла (Тычанская, Хурингдинская, Среднебахтинская, Приенисейская и др.). Несомненно перспективными по второй очередности следует считать предварительно изученные нами

интрузии: р.Большая Черная, Светланинскую, Лебединскую, Дегалинскую, Онекскую и др. (см. рис. 2).

Наиболее впечатляющий, как мы полагаем, пример интрузива собственно норильского подтипа — мощный (около 600 м) Онекский дифференцированный интрузив, изучавшийся нами в скв.ВН-5 в районе оз.Онек (см. рис. 2). Результаты химических анализов по разрезу интрузива приведены в табл. 1, а на диаграмме А.Н.Заварицкого (см. рис. 3) фиксируется протяженная серия векторов пород интрузива, причем их ступенчатость отражает средний состав не только Онекского, но и близко к средневзвешенному составу интрузива Норильск II. Эволюцию состава интрузива по разрезу демонстрирует также вариационная диаграмма оксидов [15]. По коэффициенту фракционирования Кф пород можно судить о значительной дифференциации интрузива (от 40 до 69), что видно и по закономерной эволюции состава всех его породообразующих минералов (рис. 4). Электронно-зондовые анализы (лаборатория ИГиГ СО АН) оливина (24—50% Fa комп), клинопироксенов (9—27% Fs_{компл}), ортопироксена (25—52% Fs_{компл}) подтверждают это. Суждение о составе магмы, исходной для дифференциации, получено как среднее из 24 анализов пород, равномерно отобранных через весь мощный разрез интрузива, что близко к составу интрузии Норильск II (за исключением содержания серы). Нами приведены сравнительные электронно-зондовые данные по составу минералов из группы упомянутых интрузивов [15]. Можно видеть значительное перекрытие ореолов составов клинопироксенов и оливина из сопоставляемых магнезиальных трапповых интрузивов запада и северо-запада Сибирской платформы.

По критерию отношения Cu и Ni Онекская интрузия в разрезе не отличается от маломощных недифференцированных интрузивов в той же скважине, что, очевидно, указывает на несulfидную форму обоих элементов и там, и там. Тем не менее, содержания их в Онекском интрузиве заметно более высокие. По критериям $Cr/100/Ti > 3$ и $Cr/V > 1,5$ [11] Онекская интрузия относится к явно потенциально перспективным объектам. Дифференциация интрузива велика, и в нем имеется весь ряд по основности от кварцевых габбро до пикритовых габбро-долеритов, составляющих до 1/3 общей мощности интрузива. Онекский интрузив — далеко не единственное проявление здесь магнезиальной базитовой магмы, но он первый доказанный наиболее мощный и наиболее близкий к собственно норильскому подтипу в обширном регионе Средне-Енисейской провинции. Это дает основание предполагать внедрение здесь больших объемов магнезиальной магмы, способных к образованию многих дифференцированных интрузивов, среди которых могут быть и рудоносные типа норильских. Именно это является главным фактором перспективности [5, 18] рассматриваемого района, а находки здесь валунов и обломков вкрапленных и массивных сульфидных руд с приличными содержаниями полезных компонентов (табл. 2) оправдывают такие ожидания и надежды. Коренные выходы и развалы, в частности, пирротиновых массивных руд отмечены по р.Хурингда, а подобные норильским по р.Подкаменная Тунгуска (А.Н.Бронников). То обстоятельство, что среди интрузивов норильского типа преобладают магнезиальные интрузивы моронговского подтипа (см. рис. 2), не должно смущать поисковиков, поскольку такая ситуация имеет место и для Норильского района [15, 18]; интрузивы моронговского типа там пространственно и, очевидно, генетически связаны с магнезиальными интрузивами собственно норильского подтипа [18]. Что касается огромного гипербазит-базитового Онекского интрузива, то к настоящему времени большой ядерный материал по нему из нефтепоисковых буровых скважин был собран и частично обработан С.Н.Прусской [20], и окончательная оценка его перспектив — дело буду-

1. Результаты химических анализов пород Онежской дифференцированной интрузии по скв. ВН-5 (Игиг СО АН СССР)

Оксид	5/98	6/136	10/177	12/196	14/212	16/236	20/279	21/292	35/315	26/340	28/33 6	30/371	31/379	33/398
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	51,75	50,78	49,96	48,24	47,13	48,46	46,44	47,33	47,51	46,55	45,97	46,15	44,27	44,33
TiO ₂	1,40	1,30	0,80	1,15	0,85	0,80	1,45	1,65	1,70	0,51	0,41	0,75	0,35	0,34
Al ₂ O ₃	15,60	15,60	16,76	17,57	16,14	20,53	14,52	14,16	16,88	18,02	17,48	18,74	17,75	18,83
CaO	Сл.	0,01	0,02	0,02	0,04	0,10	0,02	0,03	0,03	0,11	0,11	0,10	0,07	0,10
Fe ₂ O ₃	2,33	1,47	2,22	0,64	1,39	1,10	1,78	1,08	2,41	0,55	1,35	0,76	0,61	0,55
FeO	8,00	10,07	6,52	8,37	7,48	6,37	10,96	12,88	11,40	6,07	6,14	7,33	9,62	8,96
MnO	0,20	0,22	0,17	0,16	0,14	0,12	0,19	0,20	0,20	0,11	0,11	0,14	0,15	0,13
MgO	4,43	5,95	6,95	5,85	7,86	3,33	10,48	7,86	7,26	9,68	11,89	10,38	14,92	13,91
CaO	11,36	10,23	12,48	12,48	13,04	13,74	9,25	9,81	9,53	12,76	10,65	12,34	9,53	9,95
Na ₂ O	3,22	2,96	2,86	2,96	2,26	2,44	2,26	2,70	2,60	1,77	1,39	1,61	1,15	1,38
K ₂ O	0,63	0,43	0,33	0,41	0,57	0,36	0,48	0,62	0,85	0,77	0,80	0,32	0,27	0,23
CO ₂	0,04	0,09	0,16	0,07	1,47	—	0,02	0,18	Сл.	0,18	0,14	0,18	0,18	0,11
S _{вал}	0,02	0,11	Сл.	Сл.	0,01	Сл.	0,02	0,01	0,07	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,01
P ₂ O ₅	0,18	0,11	0,10	0,13	0,08	0,10	0,16	0,18	0,16	0,09	0,04	0,04	0,04	0,08
П.п.п	1,26	1,67	1,62	1,66	3,86	1,58	2,55	1,43	0,03	2,19	3,41	0,61	1,21	0,99
К.ф.	65,9	69,9	55,7	60,5	53	69,1	54,8	64	65,7	40,6	38,6	43,8	40,7	40,6
а:с	1,23	1,03	0,85	0,86	0,75	0,54	0,81	1,13	0,88	0,52	0,46	0,38	0,27	0,31
Q	1,2	2,8	-5,6	-7,8	-9,1	-2,0	-9,4	-10,1	-10,4	-10,0	-10,3	-10,0	-15,0	-15,3

Оксид	34/413	35/440	36/468	37/490	38/530	39/553	42/587	43/605	44/631	45/640,5	Среднее из 24 анализов	Средневзвеш. Норильск 2
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	44,59	44,49	43,42	45,07	44,67	45,73	46,99	47,95	48,75	50,66	46,96	46,01
TiO ₂	0,25	0,30	0,22	0,31	0,40	0,75	0,90	1,10	1,45	1,25	0,85	1,23
Al ₂ O ₃	19,45	20,26	15,60	20,62	18,29	18,92	17,30	15,87	15,78	15,78	17,35	15,01
CaO	0,10	0,04	0,07	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,18
Fe ₂ O ₃	1,14	0,80	—	0,24	0,37	0,35	0,95	1,05	1,69	1,39	1,09	3,26
FeO	7,92	8,29	11,10	8,59	9,70	10,07	9,77	10,88	10,81	7,70	8,96	8,56
MnO	0,12	0,15	0,18	0,14	0,14	0,14	0,19	0,20	0,25	0,22	0,16	0,20
MgO	12,80	13,51	17,94	11,89	13,51	10,68	10,08	8,06	6,85	8,06	9,75	9,69
CaO	10,23	10,09	8,55	10,93	9,95	10,79	10,37	10,51	11,08	9,67	10,80	10,13
Na ₂ O	1,38	1,46	1,13	1,53	1,45	1,65	2,26	2,18	2,34	2,96	2,08	1,85
K ₂ O	0,21	0,22	0,19	0,23	0,24	0,32	0,40	0,73	0,64	1,11	0,47	0,53
CO ₂	0,02	0,23	0,14	0,07	0,02	0,02	0,04	0,23	0,27	0,45	0,18	—
S _{вал}	Сл.	Сл.	Сл.	0,02	Сл.	Сл.	Сл.	0,13	Сл.	Сл.	0,02	—
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,10	0,09	0,13	0,16	0,16	0,10	0,21
П.п.п	1,44	0,98	1,23	1,06	1,28	1,11	1,38	1,55	0,15	1,63	1,45	2,50
К.ф.	41,4	40,2	38,2	42,6	42,7	48,7	51,5	59,7	64,6	53,0	50,7	55
а:с	0,30	0,30	0,30	0,30	0,32	0,36	0,63	0,74	0,76	1,26	0,60	0,62
Q	-13,6	-15,6	-18,3	-13,5	-14,4	-11,6	-11,3	-7,3	-5,7	-6,5	-10,3	-7,3

Примечание: обр. 5 — кварцевые габбро; габбро-долериты: 10, 12, 14 — безоливиновые, 16, 20, 21 — оливинсодержащий и оливиновый, 23, 26, 28, 42 — оливиновый до троктолитового, 30, 31, 33—39 — троктолитовый до пикритового, 43 — такситовый, 44, 45 — контактовые долериты. Результаты химанализов пород Онежской дифференцированной интрузии по скв.ВН-5 (химлаборатория ИГиг СО АН СССР).

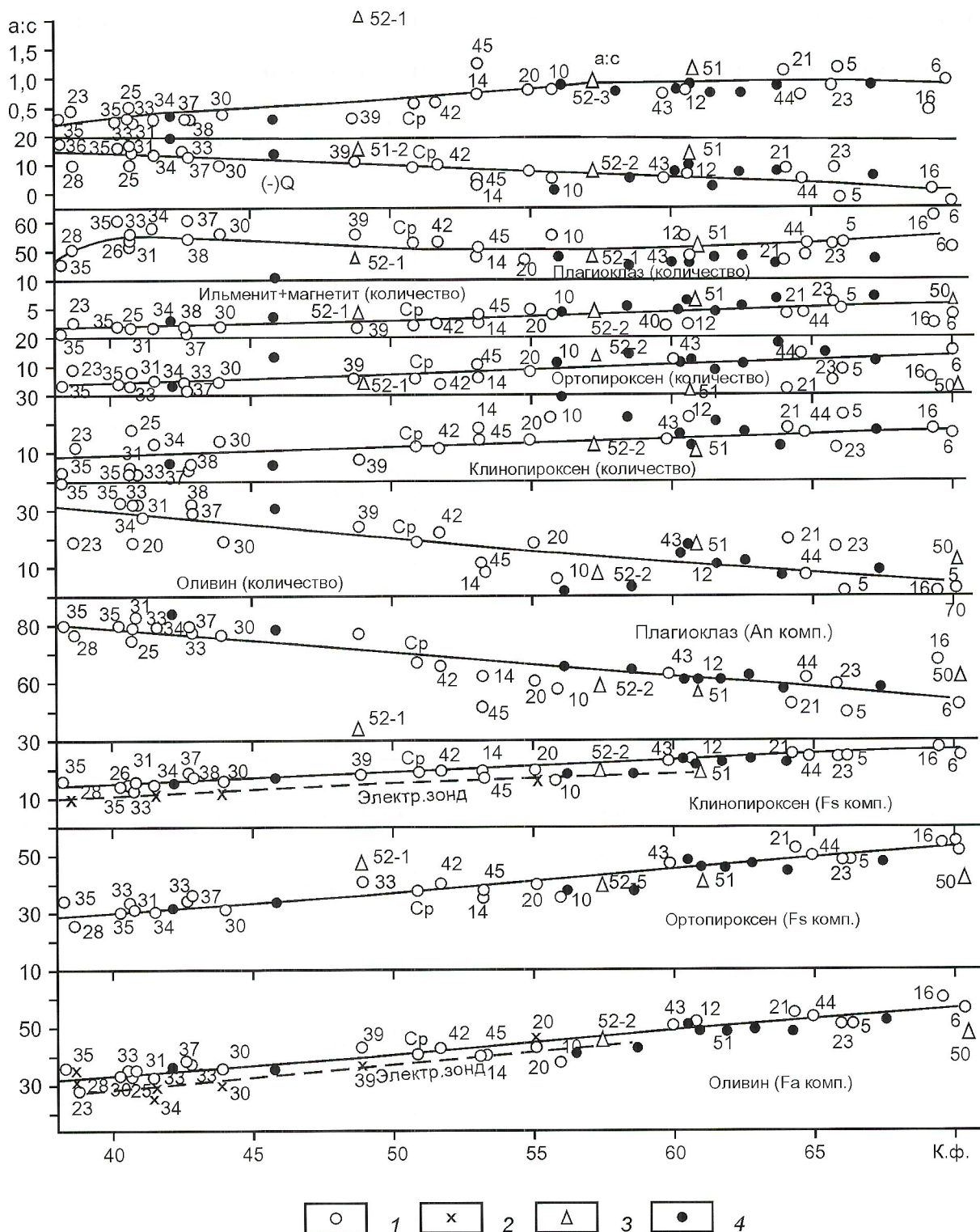


Рис. 4. Вариационная диаграмма эволюции нормативного минерального состава (по CIPW) и по электронно-зондовым данным в зависимости от коэффициента фракционирования пород K_f :

1 — для химических составов пород Онекской интрузии (см. табл. 1); 2 — для оливинов и клинопироксенов из обогащенных оливином пород этой интрузии по данным электронного зонда [15]; 3 — для химических составов пород других трапповых проявлений из этой же скважины; 4 — для троктолитовых и оливиновых долеритов кочумдэжского (аналог Моронговского) типа вблизи оз.Онек и прилегающих районов [15]

щего, поскольку обнаружилось, что он имеет несколько ветвей.

Материнский расплав повышенной магнезиальности для упомянутых выше интрузивов и обломков из них, очевидно, приближался к полевошпатовым пикритами или базальтовым коматитам, судя по повышенному содержанию Cr, Ni, Co, Cu, более характерных для ультрабазито-

вых, чем для базитовых пород. Среди обнаруженных здесь пикритовых и троктолитовых долеритов и габбро-долеритов установлены как более магнезиальные, так и более железистые их разновидности. Выявлено, что исходный пикритовый расплав кристаллизовался для первых по норильскому (т.е. ближе к известково-щелочному), а для вторых — по скаергардскому путям. Как известно, в Но-

2. Содержание полезных компонентов в потенциально рудоносных трапповых интрузиях правобережья среднего течения р. Енисей, %

Интрузия	Cu	Ni	Co
Хуричи (тычанская)	0,5—2,5	0,03—1,2	0,01—0,4
Хурингинская габбро-долериты рудные валуны	0,43 1,13	0,12 0,6	0,07 0,1
Среднебахтинская	0,1—1,3	0,01—0,4	0,001—0,1
Большая Чернореченская приконтактовый габбро- долерит	0,1—0,5	1,0	0,01
Светланинская долерит-пегматит оливиновый габбро-долерит троктолитовый габбро- долерит	0,1 0,22 1,88	— — —	— — —
Фатьянинская габбро-долериты рудные валуны в кровле дифференцирован- ной интрузии	0,3 1,2 0,3	0,01 1,0 0,01	— 0,03 —
Приенисейская (валуны)	0,02—0,4	0,01—0,3	0,001—0,1
Кочумдекская (по скважине)	0,97—2,33	—	—

рильском районе с частью расслоенных магнезиальных интрузивов (норильский подтип) связаны промышленные месторождения Pt-Cu-Ni руд. Не являются рудоносными менее дифференцированные магнезиальные интрузивы моронговского подтипа. Для района среднего течения р. Енисей, как говорилось выше, среди дифференцированных интрузий, тяготеющих к моронговскому подтипу, нами также обнаружены и проявления расслоенных магнезиальных интрузивов собственно норильского подтипа. Интенсивное повышение железистости оливина в процессе кристаллизации исходной магнезиальной магмы по скаергардскому пути может быть объяснено инертным режимом кислорода [22], что увязывается с большей глубиной процесса, чем в случае подвижности кислорода и меньшей глубинности процесса. Никеленосность интрузивов определяется их составом (значительной магнезиальностью), степенью дифференциации расплава, литолого-структурной обстановкой в раме и механизмом формирования конкретных интрузивов [3, 8, 19]. *Петрологический прогноз* для обширной территории Сибирской платформы в правобережье среднего течения р. Енисей (Средне-Енисейская провинция) явно благоприятен. Поэтому поиску здесь полнотифференцированных трапповых интрузивов норильского типа с сульфидным Cu-Ni оруденением должно быть уделено большое внимание.

Первые результаты, полученные нами и геологами Среднеенисейской экспедиции КГУ (А.П.Бронников) подтверждают этот вывод. К сожалению, в так называемый перестроечный период как академические, так и производственные геологические организации были лишены финансовых возможностей продолжать работы по выяснению несомненных перспектив этого интересного района. Для продолжения как научно-исследовательских, так и производственных геолого-поисковых работ в тесном их взаимодействии необходимо долговременное финансирование под соответствующие целевые задания типа известной старой программы «Сибирь». Они должны включать поэтапно: сбор полевого материала, последующее получение камеральных и аналитических данных, а затем и выделение на этой базе данных логико-математическими методами первоочередных объектов для дальнейшего более детального изучения и поисково-разведочных работ.

Для получения объективных результатов по прогнозной оценке перспективности известных и вновь открываемых объектов на сульфидное Cu-Ni оруденение следует использовать разработанный нами [1, 2, 18, 19] метод логико-математической обработки информации, базирующийся на применении мощного аппарата распознавания с использованием ЭВМ (на тестовой и тесторной основах). Этот метод позволяет по минимуму информационных признаков одного уровня (геолого-тектонических, петрохимических, минералогических и др.) сравнить любую известную или вновь открытую дифференцированную трапповую интрузию с эталонами (Талнах, Норильск I) и отнести ее к одному из объективно выделенных классов — перспективному, малоперспективному и неперспективному на промышленные скопления сульфидных Cu-Ni руд. Для достижения поставленной цели необходимо: получить информацию одного уровня для всех исследуемых объектов с последующим ее кодированием; провести их поэтапное разделение по классам перспективности.

Использование предлагаемого метода логико-математической обработки информации для прогнозной оценки перспективности дифференцированных трапповых интрузий района на Pt-Cu-Ni оруденение экономически чрезвычайно эффективно, т.к. снижает затраты по сравнению с обычными геолого-поисковыми работами в несколько раз.

При принятии соответствующими заинтересованными организациями возможного решения о продолжении ранее начатых нами работ в этом перспективном районе необходимо иметь в виду следующее.

1. По ряду объектов уже имеется каменный материал, к тому же частично проанализированный.
2. Работы по отбору дополнительных целевых коллекций образцов могут проводиться небольшими мобильными отрядами геологов.
3. Анализ вещественного состава горных пород должен проводиться по программе, отвечающей цели проекта.
4. Использование вычислительной техники при наличии информации одного уровня позволит провести одновременно сопоставление множества объектов, сравнить их с эталонами и разделить на «перспективные» и «неперспективные», а среди первого класса выделить объекты, максимально близкие рудоносным интрузиям норильского типа (Норильск I, Талнах), и рекомендовать их для проведения детальных геологоразведочных работ производственным геологическим организациям.
5. Проведение геологоразведочных работ на выявленных объектах может существенно повлиять на экономическое развитие Эвенкии и Туруханского района, вызвав приток инвестиций, а также значительно повысив занятость местного населения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Ю.Р., Дмитриев А.Н., Золотухин В.В. Логико-математические методы в прогнозе рудоносности траппов по петрохимическим данным // Петрохимия. Критерии рудоносности магматических комплексов. Новосибирск, 1984. С. 3—23.
2. Дмитриев А.Н. Вопросы формализованных постановок геологических задач прогнозно-поискового профиля // Логико-математическая обработка геологической информации (теория и математический аппарат). Новосибирск, 1976. С. 3—22.
3. Золотухин В.В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. — М.: Наука, 1964.
4. Золотухин В.В. О новом районе распространения магнезиальных траппов норильского типа на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 3. С. 638—693.
5. Золотухин В.В. О происхождении магнезиальных траппов и их рудоносности на Сибирской платформе // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск, 1981. С. 21—40.
6. Золотухин В.В. Петрохимические и минералогические особенности магнезиальных траппов басс. р.Фатьянихи (западная часть Сибирской платформы) // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск, 1981. С. 132—163.

7. Золотухин В.В. Петрохимический состав магнезиальных траппов как критерий прогноза месторождений Cu-Ni руд на Сибирской платформе // Геология и геофизика. 1992. № 5. С. 70—76.
8. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Особенности механизма формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. — М.: Наука, 1967.
9. Золотухин В.В., Сухорукова С.С. О находке ледниковых валунов магнезиальных траппов в среднем течении р.Енисей // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232. № 2. С. 432—435.
10. Золотухин В.В., Сухорукова С.С. Перспективы открытия новых провинций магнезиальных траппов на Сибирской платформе в связи с находками их обломков в четвертичных моренах // Геология и геофизика. 1978. № 9. С. 59—67.
11. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжинов О.А. Многообразие траппов и исходные магмы. — Новосибирск: Наука, 1989.
12. Золотухин В.В., Карпов Г.П., Ткаченко Н.А. Петрология Северо-Ванаварского лакколита // Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск, 1990. С. 200—226.
13. Карта тектонического районирования фундамента Сибирской платформы (М-6 в 1 см 50 км) / Ред. М.П.Гришин, В.С.Сурков. СНИИГТИМС, 1979.
14. Кутюлин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. — М.: Наука, 1969.
15. Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности / В.В.Золотухин, А.М.Виленский, Ю.Р.Васильев. — Новосибирск: Наука, 1984.
16. Малич Н.С., Старицкий Ю.Г., Туганова Е.В. Закономерности распределения никеленосных интрузий траппов Сибирской платформы // Информационное сообщение ВИЭМС. 1965. Вып. 82. Сер. 7.
17. Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И. Геохимия дифференцированных траппов. — М.: Наука, 1973.
18. Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы / В.В.Золотухин, А.М.Виленский и др. — Новосибирск: Наука, 1978.
19. Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа. — Новосибирск: Наука, 1978.
20. Прусская С.Н. Автореф. дисс. на соиск. кандидата геол.-минер. наук. Новосибирск, 1993.
21. Структуры траппов / Под ред. М.Л.Лурье. — Л.: Недра, 1976.
22. Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magmas // Am. J. Sci. 1959. Vol. 257. № 9. P. 609—647.

УДК 553.481.43.078.041

© Ю.Г.Кобылянский, 2001

Способ выделения пунктов рудной минерализации по степени накопления элементов

Ю.Г.КОБЫЛЯНСКИЙ (ВНИИМ)

В качестве пунктов минерализации Инструкциями [1—5] и Требованиями [7] по составлению Государственных геологических карт СССР и РФ масштабов 1:50 000, 1:200 000 и 1:1 000 000 предусмотрено выделение, согласно С.И.Красникову [6], «мелких проявлений рудной минерализации в виде скоплений рудных минералов, не отвечающих требованиям к промышленным рудам данного полезного ископаемого». При этом определение нижнего порога концентрации рудных компонентов в таких пунктах проводится методом экспертных оценок.

Экспертными оценками в каждом геолого-экономическом районе обычно фиксируются начальные значения рудной концентрации элементов только для ведущих полезных ископаемых с учетом формационной принадлежности месторождений и других особенностей оруденения. Однако регистрация пунктов минерализации непромышленных в данном регионе разновидностей оруденения зачастую выполняется без учета результатов полуколичественной аналитики или вообще не проводится.

Наиболее успешно, начиная с 70-х годов, при составлении прогнозно-металлогенических карт используют экспертные оценки начальных значений рудной минерализации редких и рассеянных элементов (золота, серебра, олова, вольфрама, молибдена и др.). Сравнение многочисленных экспертных оценок нижнего порога содержаний редких и рассеянных металлов, принятых для регистрации пунктов минерализации разнообразной формационной принадлежности в различных регионах СНГ, позволило обнаружить весьма важную закономерность, выраженную в самоподобии зон с различной концентрацией рудообразующих элементов. Оказалось, что для каждого редкого и рассеянного металла для успешного прогнозирования их рудных полей и месторождений любой формации экспертными комиссиями, независимо друг от друга, за нижний порог рудной минерализации принимаются концентрации соответствующих элементов, начиная от содержания на один порядок ниже бортового в месторождениях данного геолого-промышленного типа и региона.

Эта закономерность наглядно выражена на номограмме, фиксирующей степень накопления рудообразующих

элементов, нормированную по их бортовому (или минимально промышленному) содержанию в месторождении определенного типа в логарифмическом масштабе относительно кларков в земной коре и породах разной основности (рисунок). В этом случае всякие содержания редких и рассеянных элементов на порядок ниже бортового в месторождениях любых формаций и регионов, установленные экспертными оценками в качестве нижнего порога для регистрации пунктов минерализации, укладываются в рамки седьмой степени накопления, если ее шкалу градуировать на 10 равных частей.

Показанная на номограмме математическая зависимость между степенью рудного накопления элементов, их кларками и бортовым содержанием в месторождениях любой формации и каждого геолого-экономического региона выражено формулой:

$$CH = (\lg C_m - \lg K_n) / (\lg C_n - \lg K_n),$$

где CH — степень рудного накопления элементов; K_n — кларк элемента в породах определенной основности (к — кислые, с — средние, о — основные, у — ультраосновные) или в земной коре (зк); C_m — минимальное содержание элемента, принятое за нижний порог для выделения пунктов (точек) минерализации; C_n — бортовое (минимальное промышленное или какое-либо другое выбранное) содержание элемента в руде.

Изложенный способ оценки степени накопления рудообразующих элементов разработан и апробирован нами в процессе изучения зональности медно-никелевого оруденения в Печенгско-Аллареченском районе Кольского полуострова. В этом рудном районе, наряду с редкими и рассеянными металлами, потребовалось выделять пункты минерализации никеля, титана, кобальта, ванадия, железа и других элементов, которые выступают в качестве примесей в породах определенной основности или даже в земной коре в целом. При этом в качестве нижнего порога содержаний для регистрации пунктов минерализации, согласно приведенной номограмме, принималась седьмая степень накопления любых рудообразующих элементов и были широко использованы данные прежде не учитывав-

Виды орудения		Выделенные по экспертным оценкам		Зарегистрированные по 7 и более высокой степени накопления с учетом полуколичественных анализов литогеохимических проб						Число проб с обнаруженным содержанием элементов, %
		Проявления	Пункты	Проявления	Пункты	Изменение общего количества		Виды анализов		
						Число	%			
I. Медно-никелевые	1. Никелевые	8	64	13	41	8	25	Химический	—	
	2. Медно-никелевые	28	11	47	30	38	49	Химический, спектральный	—	
	3. Медные с примесью никеля	1	3	7	18	21	84	Спектральный, АЭКСА	—	
	4. Медные	—	21	7	72	58	73	То же	—	
	5. Медно-ванадиевые	—	—	1	4	5	+100	“	—	
	Всего	37	99	75	165	+104	+43	Химический, спектральный, АЭКСА	0,5	
II. Полиметаллические	1. Медные с примесью цинка и свинца	1	—	6	25	+30	+97	Спектральный	—	
	2. Цинковые	—	—	4	39	+43	+100	“	—	
	3. Цинковые с примесью свинца	—	—	5	19	+24	+100	“	—	
	4 Свинцово-цинковые	1	1	8	12	+18	+90	“	—	
	5 Олово-полиметаллические	—	—	1	2	+3	+100	“	(0,02)	
	Всего	2	1	24	97	+118	+97,5	“	0,8	
III. Редкие и благородные металлы	1. Кобальтовые	—	—	3	2	+5	+100	“	(0,03)	
	2. Вольфрамовые	—	—	1	—	+1	+100	“	—	
	3. Молибденовые	—	2	3	28	+29	93,5	“	—	
	4. Медно-молибденовые	—	—	1	2	+3	+100	“	—	
	5. Серебряные	—	—	1	5	+6	+100	“	(0,04)	
	Всего	—	2	9	37	+46	+96	“	0,2	
IV. Ванадий-титан-железородные	1. Магнетитовые, малотитанистые	—	—	—	5	+5	+100	АЭКСА	—	
	2. Титан-магнетитовые—магнетитовые	—	—	7	42	+49	+100	“	—	
	3. Ванадий-титан-магнетитовые	—	—	18	26	+44	+100	“	—	
	4. Существенно ванадиевые	—	—	17	22	+39	+100	АЭКСА (+спектральный)	—	
V. Железородные	Всего	—	—	42	95	+137	+100	АЭКСА	0,8	
	1. Железистых кварцитов	1	17	13	5	0	0	Химический	—	
	2. Оолитовых железняков	—	—	1	1	2	+100	“	—	
	Всего	1	17	14	6	+2	+10	“	—	
	Всего	40	119	164	400	+405	+72	Химический, спектральный, АЭКСА	—	
В т.ч. по орудению, сопутствующему медно-никелевым месторождениям		3	27	90	323	383	92,7	То же	0,26	

шихся в этих целях результатов полуколичественных, спектральных и других анализов.

Диапазон гарантированных возможностей использования полуколичественной аналитики для регистрации пунктов минерализации наглядно очерчен собственно самой номограммой рудного накопления элементов. Действительно, если разница между кларком и бортовым содержанием элемента достигает 2,5 порядков или более, то даже при использовании полуколичественных анализов седьмая степень рудного накопления элемента обеспечивает, по меньшей мере, десятикратную аномальность регистрируемого пункта над кларком с одновременным перекрытием 300—500% возможной погрешности определения содержаний за счет самого метода в сумме с любыми межлабораторными расхождениями и временным дрейфом аналитических данных. Напротив, для тех случаев, когда разница между кларковым и бортовым содержаниями элемента не превышает 2,5 порядков, выделение пунктов минерализации по седьмой степени накопления возможно только исходя из количественных определений концентрации рудного компонента.

Примечательно, что, например, для хрома пункты минерализации могут регистрироваться по данным полуколичественных анализов, если седьмая степень его накопления обнаружена в средних—основных породах. В гипербазах его содержание в пунктах минерализации с седьмой по десятую степень должно быть определено количественным методом. Далее, на уровне бортового и выше содержание хрома, определенное полуколичественным способом, снова гарантирует десятикратную аномальность пробы над кларком и в ультраосновных породах. Однако за счет погрешности метода это содержание может оказаться несколько ниже бортового, и выделение проявления хрома здесь было бы неоправданным. Для исключения подобных ошибок при выделении проявлений полезных ископаемых можно обусловить, чтобы любые концентрации рудообразующих элементов от седьмой степени накопления и выше (в т.ч. бортовых) регистрировались только в качестве пунктов минерализации.

Эффективность и достоверность выделения пунктов минерализации (и проявлений) рудообразующих элементов по степени их накопления могут быть проиллюстрированы на примере медно-никелевого и сопутствующего оруденения в Печенгско-Аллареченском районе (таблица). Изложенные принципы использования номограммы рудного накопления элементов позволили вполне обоснованно впервые привлечь для выделения проявлений и пунктов минерализации архивные данные о результатах полуколичественных спектральных анализов более 160 тыс. литогеохимических проб на 27 элементов, а также более 2000 силикатных анализов изверженных пород методом АЭКСА.

Число зарегистрированных в районе проявлений и пунктов минерализации медно-никелевого оруденения при использовании номограммы рудного накопления элементов возросло вдвое, а сопутствующего — почти в 13 раз. При этом обнаружилась недопустимость использования принятой экспертной оценки нижнего порога содержаний

никеля 0,2% применительно к пробам из пород ультраосновного состава. Поэтому число пунктов минерализации никеля сократилось на треть, до 41 против 64, выделявшихся ранее. Общее число вновь выявленных проявлений и пунктов минерализации не превысило 0,26% всего объема указанной, весьма представительной подборки данных полуколичественных анализов.

Достоверность полученных результатов, кроме того, убедительно подтвердилась картографическим анализом закономерностей размещения дополнительно выявленных проявлений и пунктов минерализации медно-никелевого и сопутствующего оруденения. Практически все они пространственно сконцентрировались на площади Печенгско-Аллареченского района в определенных полосах, реккурентно повторяя в региональном масштабе классическую зональность жильных тел богатых медно-никелевых руд и сопутствующей минерализации в их зальбандах [8]. С помощью номограммы степени рудного накопления элементов впервые удалось проследить зональность медно-никелевого и сопутствующего оруденений. На этой основе определился характер эрозионного среза Печенгской зоны и ряда узлов такого оруденения в Печенгско-Аллареченском районе.

Использование номограммы для оценки степени рудного накопления элементов при составлении Государственных геологических карт РФ, в прогнозных и поисково-разведочных работах позволит: стандартизировать подход к определению нижнего порога концентрации любых рудных полезных ископаемых в пунктах минерализации; в строго регламентированных пределах, но в обязательном порядке использовать при регистрации пунктов минерализации и проявлений весьма значительный объем архивных данных полуколичественной аналитики и на этой основе существенно расширить возможности выявления нескрытых рудных полей и месторождений разнообразных полезных ископаемых; унифицированно, по степени накопления определять главный и второстепенные компоненты в проявлениях и пунктах минерализации комплексных видов оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Инструкция по составлению и подготовке к изданию Государственной геологической карты СССР и Карты полезных ископаемых СССР масштаба 1:1 000 000. — М.: Недра, 1955.
2. Инструкция по составлению и подготовке к изданию Геологической карты и Карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000. — М.: Недра, 1955.
3. Инструкция по организации и производству геолого-съемочных работ по составлению Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50 000. — М.: Недра, 1966.
4. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000. — М.: Недра, 1969.
5. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. — М.: Роскомнедра, 1995.
6. Красников В.И. Рациональные поиски рудных месторождений. — М.: Недра, 1959.
7. Основные требования к содержанию и оформлению обязательных геологических карт масштаба 1:50 000. — М.: Недра, 1977.
8. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. — Л.: Недра, 1975.

О кимберлитах Чадобецкого поднятия в связи с проблемой формационно-металлогенического анализа платформенных щелочных—ультраосновных магматитов

А.В.ЛАПИН (ИМГРЭ)

Металлогенический анализ проявлений платформенного щелочного—ультраосновного магматизма традиционно основан на их формационной идентификации с выделением потенциально алмазоносных кимберлитов и производных редкометаллоносной карбонатитовой формации. Однако подобный анализ, предполагающий достаточно высокую контрастность двух формационных типов магматитов, на практике далеко не всегда приводит к однозначным результатам. Причина этого заключается в конвергенции состава магматитов различных формаций и наличии между ними переходных разностей, обладающих некоторыми признаками, свойственными породам как той, так и другой формации.

Чадобецкое поднятие представляет собой один из районов развития платформенных щелочных—ультраосновных магматитов, формационное положение которых до недавнего времени оставалось неопределенным. Не случайно оно фигурирует в геологической литературе и как кимберлитовая [4, 5, 8, 13], и как карбонатитовая провинция [1, 2, 9]. В 60—70-е годы XIX в. на территории поднятия проводились активные поиски алмазов, не увенчавшиеся успехом. Позднее, в 80—90-е годы здесь начались поиски редких металлов, которые привели к открытию довольно крупного Чуктуконского месторождения редкометалльных кор выветривания карбонатитов [10], тем самым убедительно подтвердив версию о карбонатитовой природе Чадобецкого щелочного—ультраосновного комплекса.

Пример Чадобецкого поднятия показателен во многих отношениях. Прежде всего, он свидетельствует о недостаточной надежности идентификационных признаков различных типов платформенных щелочных—ультраосновных магматитов и необходимости разработки более четких критериев формационной типизации этих пород, которые позволили бы избежать необоснованной постановки разведочных работ и неоправданных затрат. Кроме того, в свете современных данных о карбонатитовой природе рассматриваемого магматического комплекса пример Чадобецкого поднятия может служить еще одним подтверждением эмпирической закономерности, заключающейся в том, что классические редкометалльные карбонатитовые комплексы, несмотря на широкое развитие в них кимберлитоподобных пород, никогда не сопровождаются алмазоносными кимберлитами.

В целом, несмотря на отрицательные результаты поисков алмазов, работы на Чадобецком поднятии могут иметь позитивные последствия, существенно превышающие открытие месторождения редкометалльных кор выветривания карбонатитов. Полученные в процессе этих работ геологические материалы могут быть с успехом использованы при разработке методики формационно-металлогенического анализа платформенных щелочных—ультраосновных магматитов и совершенствовании критериев их формационной типизации и потенциальной рудоносности. Очевидно, что эта методика должна базироваться на представительных эталонах, обеспечивающих получение адекватных модельных петрохимических и геохимических характеристик различных формационных типов магматитов. Учитывая это, цель настоящей статьи заключается в том, чтобы определить комбинацию характерных петро- и геохимических параметров щелочных—ультраосновных пород чадобецкого комплекса, сопоставить их с соответствующими параметрами кимберлитов классической алмазо-

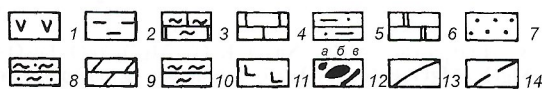
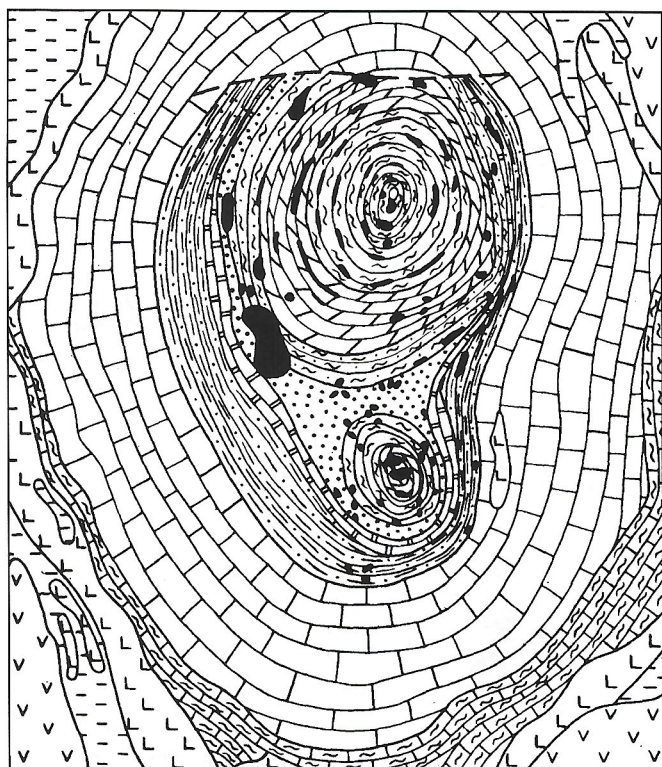
носной провинции Сибирской платформы и показать возможность использования чадобецкого комплекса в качестве формационного эталона и адекватной модели кимберлитовидного магматизма, сопровождающего редкометалльные карбонатитовые комплексы.

Чадобецкое поднятие, расположенное на юго-западной окраине Сибирской платформы, представляет собой куполообразное сооружение эллипсоидной формы с размерами осей 45 и 35 км. В ядре поднятия, образующем два выступа — северный (Териновский) и южный (Чуктуконский), обнажены рифейские, а по периферии — кембрийские, нижне- и верхнекембрийские отложения. Внешнее обрамление поднятия составляют лежащие субгоризонтально пермо-карбоновые и нижнетриасовые отложения и поля развития траппов (рис. 1).

На основании геологических материалов, полученных в процессе опосредованного данной территории на алмазы и редкие металлы, Чадобецкий купол следует рассматривать как крупное субвулканическое сооружение, строение и само формирование которого обусловлено специфическими условиями динамического взаимодействия поднимающегося магматического диапира с окружающими породами на близповерхностном уровне земной коры и режимом функционирования расположенной на небольшой глубине приповерхностной магматической камеры [9]. В пределах Териновского и Чуктуконского выступов поднятия щелочные—ультраосновные породы и карбонатиты сопоставимы по распространенности с породами вмещающей толщи. Столь высокая концентрация магматических проявлений и их общая конформность с куполообразной структурой предполагают сопряженность интрузивных пород с магматическим очагом, расположенным, вероятно, на относительно небольшой глубине в основании этой структуры. Это согласуется и с результатами геофизических работ, свидетельствующими о наличии под Чадобецким поднятием магнитного возмущающего тела, сопровождающегося положительной гравитационной аномалией. Верхняя кромка тела находится на глубине около 4 км, а его вертикальная мощность также составляет 4 км (рис. 2).

Учитывая данные сейсморазведки, фиксирующей воздымание поверхности фундамента в районе Чадобецкого поднятия до 2—3 км на фоне преобладающей на окружающей территории глубины залегания фундамента 8—10 км, можно предполагать, что возмущающее тело соответствует приповерхностной магматической камере, расположенной на границе складчатого кристаллического фундамента и платформенного осадочного чехла и питающей интрузивную и вулканическую деятельность в пределах рассматриваемой структуры.

На современном эрозионном срезе проявления щелочных—ультраосновных пород и карбонатитов представлены следующими морфологическими типами: согласные силлы; секущие крутопадающие дайки; штокообразные тела; взрывные трубки. Тела различной формы распространены на площади поднятия неравномерно. Силлы наиболее распространены в пределах северного (Териновского) выступа. Сводовые части поднятия здесь представляют собой частое переслаивание рифейских отложений с согласными силлами щелочных—ультраосновных пород, при этом те и другие находятся примерно в равных объемных соотношениях. Мощность силлов изменяется от первых сантиметров до 2 м. По периферии поднятия просле-



живается полоса более крупных силлов, мощность которых достигает 3—5 м. Среди пород, образующих сравнительно маломощные силлы, преобладают флогопитовые и флогопит-пироксеновые пикриты, слюдяно-карбонатные пикриты, оливиновые мелилититы и близкие им мелилитовые пикриты, альнеиты, пикрит-карбонатиты с реликтами порфировых структур, кальцит-доломитовые карбо-

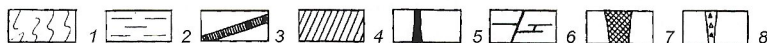
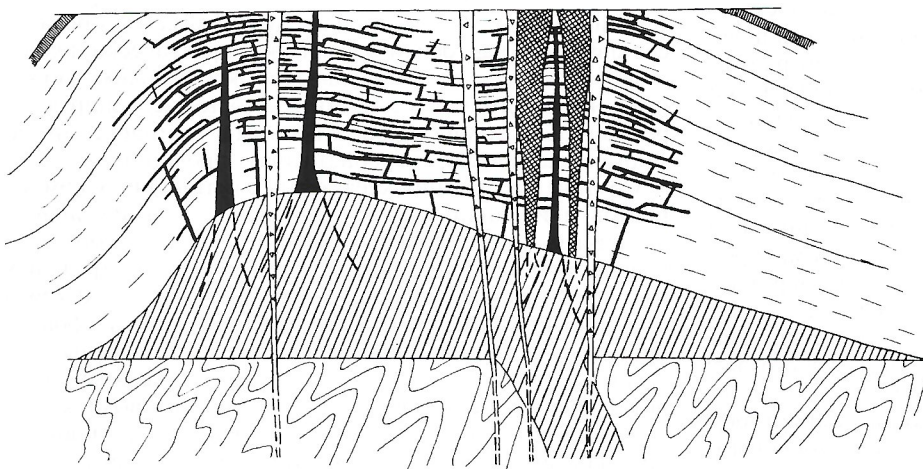


Рис. 2. Схема глубинного строения Чадобецкого поднятия:

1 — породы фундамента; 2 — породы осадочного чехла; 3 — интрузии траппов; 4 — приповерхностная магматическая камера; 5 — штоки щелочных—ультраосновных пород; 6 — силлы и дайки щелочных—ультраосновных пород и карбонатитов; 7 — штоки карбонатитов; 8 — взрывные трубки пикритов-альнеитов

Рис. 1. Геологическая схема Чадобецкого поднятия, составил Ю.А. Забиров [6] с дополнениями А.Д. Слукина [11] и А.В. Лапина; верхнепалеогеновые и альб-эоценовые отложения сняты.

1 — нижнетриасовые образования; 2 — средне-верхне-каменноугольные отложения; 3 — средне-верхнекембрийские отложения; 4 — нижнекембрийские карбонатные породы; свиты верхнепротерозойских отложений: 5 — тогонская, 6 — безымянная, 7 — медведковская, 8 — брусская, 9 — карбонатно-терригенные породы териновской, чуктуконской, дольчиковской, 10 — семеновская; 11 — траппы; 12 — щелочные—ультраосновные породы и карбонатиты чадобецкого комплекса (а — трубки взрыва, б — штокообразные тела, в — силлы); 13 — геологические границы; 14 — тектонические нарушения

натиты. Более крупные силлоподобные интрузии сложены порфировидными флогопитовыми, монтичеллитовыми и пироксеновыми пикритами.

Вторую группу интрузивных пород образуют секущие крутопадающие **дайки**. Так же, как и силлы они наиболее широко распространены в пределах Териновского выступа. Дайки сложены теми же разновидностями пород, что и силлы и, по-видимому, служат каналами, питающими согласные интрузии. По периферии Териновского выступа расположено несколько небольших предположительно **штокообразных интрузий** щелочных—ультраосновных пород. Они сложены пироксеновыми слюдяными перидотитами и монтичеллитсодержащими флогопит-нефелин-мелилитовыми перидотитами. Наиболее крупная из интрузий имеет размеры 300×100 м. В одной из штокообразных интрузий В.Л. Чубугина наблюдала пересечение слюдяных перидотитов жилами мельтейгитов мощностью 0,5—1 м [12].

На площади южного (Чуктуконского) выступа по данным буровых работ картируется несколько штокообразных тел карбонатитов, наиболее крупные из которых имеют размеры 1,2×0,7; 1×1; 0,6×0,35 км. Почти вся остальная часть Чуктуконского выступа представляет собой штокверк более или менее мощных жил и прожилков карбонатитов в синийских отложениях. Среди карбонатитов, слагающих штокообразные тела и крупные жилы, преобладают мелко- и среднезернистые пироклорсодержащие кальцитовые породы. В корях выветривания, развитых на карбонатитах Чуктуконского участка, выявлены значительные ресурсы ниобия и редких земель [10].

Эксплозивные трубки встречаются на всей площади Чадобецкого поднятия, преимущественно тяготея к периферическим частям северного и южного выступов купольной структуры, при этом характерно кустовое расположение трубок. Число вскрытых трубок взрыва и магнитных аномалий трубчатого типа достигает нескольких десятков (около 40). Форма трубок в плане близка округлой или овальной, однако встречаются и тела неправильной амебообразной формы. Площадь их изменяется в широких пределах от нескольких квадратных метров до 700×600; 400×250; 220×120 м и т.д.

Трубки выполнены breccией с разнородными по составу обломками, включающими породы глубинного разреза земной коры и верхней мантии, вмещающие осадочные породы, траппы, карбонатиты, слюдиты, щелочные—ультраосновные породы, которые встречаются в составе силлов и небольших штоков, а также их хорошо раскристаллизо-

ванные аналоги глубинного облика (оливиниты, флогопитовые, меллитовые оливиниты и др.). Глубинные ксенолиты представлены ультраосновными породами субщелочного характера: роговообмаковыми пироксенитами, горнблендитами, слюдитами, а также более редкими эклогитами и эклогитоподобными породами. Цементирующая масса брекчий представлена слюдянными пироксеновыми и меллитовыми пикритами и альнеитами. Во многих трубках брекчий имеют характерное автолитовое строение. Характер обломков, а также непосредственные взаимоотношения трубок с вмещающими породами свидетельствуют о том, что эксплозивные брекчии формируются на заключительном этапе магматической деятельности в условиях в основном раскристаллизованной магматической камеры и отмирающего подводящего канала.

Таким образом, в составе чадобецкого комплекса наиболее крупные тела представлены редкометалльными карбонатитами, несколько уступают им по размерам штокообразные интрузии флогопитовых, нефелиновых и меллитовых перидотитов. Однако наиболее многочисленную группу интрузивных тел составляют трубки взрыва, сложенные эксплозивными брекчиями с цементом флогопитовых, пироксеновых и меллитовых пикритов и альнеитов, а также небольшие силлы и дайки флогопитовых, пироксеновых и меллитовых пикритов, альнеитов и карбонатитов.

Суммируя краткие сведения о геологическом строении чадобецкого комплекса, подробно рассмотренные в работе [9], отметим, что специфика чадобецкого комплекса щелочных—ультраосновных пород и карбонатитов, которая заключается в высокой концентрации на площади поднятия малых интрузивных форм — силлов, даек и небольших штоков, а также эксплозивных трубок, в их общей конформности, куполовидной структуре и относительно слабой дифференцированности магматических пород обусловлена субвулканическим характером этого магматического комплекса и его формированием в кровле приповерхностной магматической камеры, расположенной на границе кристаллического фундамента с осадочным чехлом. Заметим, что фациальные условия формирования чадобецкого комплекса сопоставимы с таковыми большинства классических кимберлитовых полей, что облегчает их последующий сравнительный анализ.

Чтобы прояснить действительные соотношения щелочных—ультраосновных пород чадобецкого комплекса с кимберлитами и убедиться в реальной возможности их использования в качестве эталона или модели кимберлитов, ассоциирующих с редкометалльными карбонатитами, проведем петро- и геохимическое сопоставление чадобецкого комплекса с алмазонасными кимберлитами центральных районов Якутской провинции, не- или убого алмазонасными кимберлитами — пикритами* северных районов провинции, а также с эксплозивными и дайковыми пикрит-альнеитовыми породами, ассоциирующими с редкометалльными карбонатитовыми комплексами в различных провинциях мира. Взаимоотношения между указанными породами можно видеть на петрохимических диаграммах (рис. 3). Из этого рисунка, а также целого ряда других петрохимических диаграмм следует, что породы чадобецкого комплекса образуют с алмазонасными кимберлитами и неалмазонасными или убого алмазонасными кимберлитами — пикритами единый формационный ряд, который характеризуется направленным изменением петрохимических параметров, при этом крайние члены этого ряда — алмазонасные кимберлиты и пикрит-альнеитовые породы чадобецкого комплекса четко различаются целым рядом параметров, в то время как неалмазонасные кимберлиты — пикриты занимают промежуточное положение

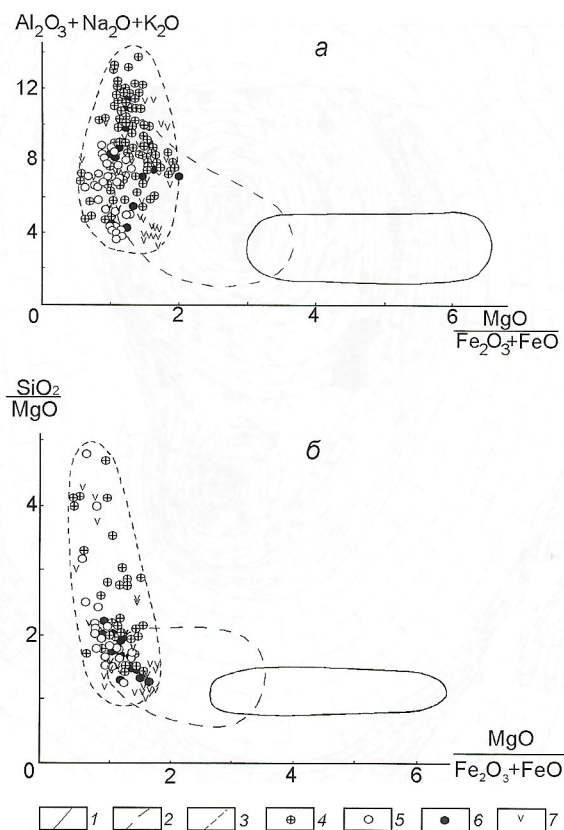


Рис. 3. Диаграммы $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (а) и $\text{SiO}_2/\text{MgO}-\text{MgO}/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (б) для пород чадобецкого комплекса, пикрит-альнеитов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, и кимберлитов Якутской провинции:

контуры полей: 1 — алмазонасных кимберлитов центральных районов Якутской провинции, 2 — неалмазонасных и убого алмазонасных кимберлитов северных районов провинции, 3 — щелочных—ультраосновных пород чадобецкого комплекса; 4 — трубки взрыва; 5 — силлы и дайки пикрит-альнеитов; 6 — мелкие штоки щелочных перидотитов; 7 — породы пикрит-альнеитового семейства, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами в различных карбонатитовых провинциях [3]

и имеют довольно значительные области перекрытия с теми и другими. В то же время на всех диаграммах область состава пород чадобецкого комплекса практически полностью совпадает с полем жильных и эксплозивных пород пикрит-альнеитового семейства, которые ассоциируют с редкометалльными карбонатитовыми комплексами во многих классических карбонатитовых провинциях.

Средние содержания характерных петрогенных компонентов и их индикаторные отношения в эксплозивных щелочных—ультраосновных магматах чадобецкого комплекса, а также в алмазонасных кимберлитах центральных районов Якутской провинции и неалмазонасных и убого алмазонасных кимберлитах севера Сибирской платформы приведены в табл. 1. Для сравнения здесь помещены аналогичные данные для эксплозивных и жильных пикрит-альнеитов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами в различных щелочных—ультраосновных провинциях России. Из этих данных вытекают два главных следствия. Во-первых, породы чадобецкого комплекса существенно отличаются от алмазонасных кимберлитов Якутской провинции и по своим параметрам наиболее близки эксплозивным и жильным породам пикрит-альнеитового семейства, ассоциирующим с редкометалльными карбонатитовыми комплексами. Во-вторых, характер различий между сравниваемыми породами, а именно четкая направленность изменения их петрохимических параметров подтверждает возможность выделения этих пород в качестве единого формационного ряда щелочных—ультраос-

* Для данных пород в литературе используются оба названия.

1. Средние содержания характерных петрогенных компонентов (в %) и их индикаторные отношения в щелочных—ультраосновных породах чадобецкого комплекса и кимберлитах Якутии

Породы	n	MgO	ΣFeO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{\text{MgO}}{\Sigma\text{FeO}}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{TiO}_2}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$
Кимберлиты алмазоносные	80	24,21	6,18	1,24	2,96	0,112	0,54	3,93	19,5	1,15	4,82
Кимберлиты, пикриты неалмазоносные и убого алмазоносные	118	20,85	10,24	2,90	3,88	0,16	1,23	2,06	7,2	1,26	7,68
Пикриты и альеиты чадобецкого комплекса, эксплозивные	90	13,88	11,32	3,51	5,67	0,88	2,52	1,23	5,0	2,08	2,86
Пикриты и альеиты из карбонатитовых комплексов, эксплозивные и жильные	51	17,99	13,04	3,15	4,62	1,26	1,90	1,38	5,71	1,60	1,51

новных магматитов, крайние члены которого — алмазоносные кимберлиты и пикрит-альеитовые породы карбонатитовой ассоциации достаточно контрастны между собой, в то время как не- и убого алмазоносные кимберлиты (пикриты) занимают промежуточное положение между ними, а именно существование этого петрохимически гораздо менее контрастного по отношению к соседним членам ряда промежуточного класса пикритоидов создает основные проблемы и сложности при формационно-металлогенетическом анализе платформенных щелочных—ультраосновных магматитов.

Наряду с петрохимическими параметрами при формационно-металлогенетическом анализе щелочных—ультраосновных магматитов чадобецкого комплекса и их сопоставле-

ний с классическими проявлениями кимберлитов большую роль играют особенности распределения редких и малых элементов в сравниваемых объектах. Это наглядно иллюстрируют геохимические диаграммы, построенные с использованием элементов-примесей (рис. 4). На графике Cr/V—Ni/V для интересующих нас магматитов поле алмазоносных кимберлитов центральной части Сибирской платформы четко обособлено от поля пикрит-альеитовых пород чадобецкого комплекса, отделяясь от него полем неалмазоносных и убого алмазоносных кимберлитов (пикритов) северной окраины платформы. Тем самым подтверждаются принципиальные соотношения щелочных—ультраосновных магматитов в рассматриваемом формационном ряду, выявленные по петрохимическим данным.

На графике Cr/V—Ni/V (см. рис. 4) показано также положение фигуративной точки пикрит-альеитовых пород, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами (средний состав этих пород по различным комплексам [3]), которая в данном случае лежит в области неалмазоносных и убого алмазоносных кимберлитов (пикритов), подчеркивая тем самым недостаточную контрастность этого класса пород по отношению к пикрит-альеитовым породам карбонатитовой ассоциации. Положение эксплозивных пикрит-альеитовых пород чадобецкого комплекса на этом графике свидетельствует об отсутствии четкой границы между этими породами и неалмазоносными и убого алмазоносными кимберлитами (пикритами) севера Сибирской платформы и указывает скорее на наличие постепенных переходов между этими типами магматитов.

Среднее содержание характерных редких и малых элементов в щелочных—ультраосновных породах чадобецкого комплекса и сопоставляемых с ними магматитах, а также некоторые индикаторные геохимические отношения этих элементов приведены в табл. 2. Эти данные подтверждают своеобразие эксплозивных щелочных ультраосновных пород чадобецкого комплекса и их отличие от алмазоносных кимберлитов Сибирской платформы.

В то же время они подчеркивают геохимическое сходство этих пород с пикрит-альеитами, которые ассоциируют с карбонатитовыми комплексами во многих провинциях мира. Вместе с тем, в формационном ряду платформенных щелочных—ультраосновных магматитов породы чадобецкого комплекса по своим геохимическим параметрам довольно близки неалмазоносным и убого алмазоносным кимберлитам северной окраины Сибирской платформы и нередко трудно отличимы от последних.

Приведенные в табл. 1, 2 данные указывают на наличие сквозных или общих для всего формационного ряда платформенных щелочных—ультраосновных магматитов петро- и геохимических тенденций, которые свидетельствуют о генетическом или парагенетическом родстве пород, образующих это формационное семейство.

В ряду: алмазоносные кимберлиты—неалмазоносные и убого алмазоносные кимберлиты (пикриты)—пикрит-аль-

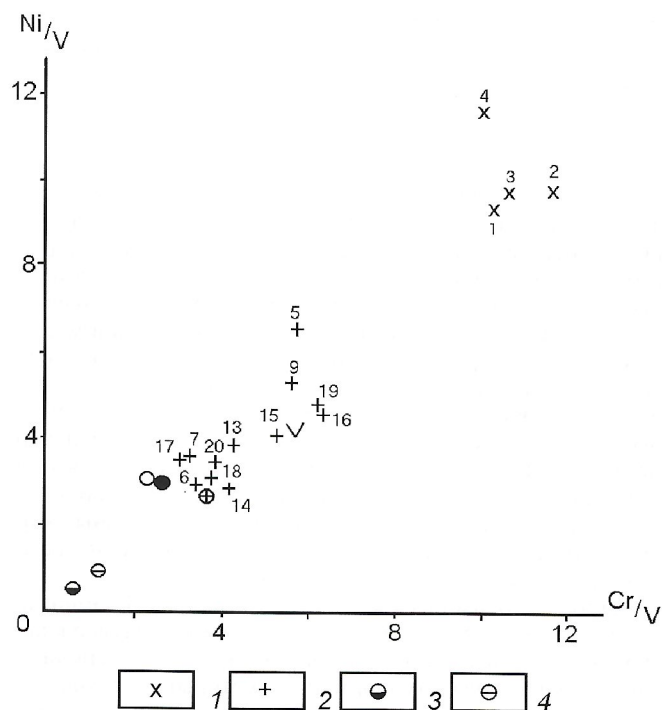


Рис. 4. Диаграмма Cr/V—Ni/V для пород чадобецкого комплекса пикрит-альеитов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, и кимберлитов Якутской провинции:

1 — средние отношения для полей алмазоносных кимберлитов (1 — Мало-Ботуобинское, 2 — Далдынское, 3 — Алакитское, 4 — Верхне-Мунское); 2 — средние отношения для полей неалмазоносных и убого алмазоносных кимберлитов (пикритов) (5, 6 — Чо-мурдахское, 7 — Омонс-Кутугунское, 9 — Мерчимденское, 13 — Куойкское (пикриты), 14 — Малокуонамское, 15, 16 — Лучаканское, 17, 18 — Среднекуонамское, 19, 20 — Нижнекуонамское поля; если для поля приведены два значения, первое относится к условно выделенным кимберлитам, второе — к пикритам); породы чадобецкого комплекса: 3 — дайки карбонатитов, 4 — штоки карбонатитов; остальные условные обозн. см. на рис. 3; для кимберлитов использованы данные работы [7]

2. Средние содержания характерных редких и малых элементов (в %) и их индикаторные отношения в щелочных—ультраосновных породах чадобецкого комплекса и кимберлитах Якутии

Компонент	Кимберлиты алмазоносные	Кимберлиты, пикриты неалмазоносные и убого алмазоносные	Пикриты и альеиты чадобецкого комплекса, взрывчатые	Пикриты и альеиты из карбонатитовых комплексов, жильные и взрывчатые
Cr	$\frac{0,096}{123}$	$\frac{0,082}{138}$	$\frac{0,051}{20}$	$\frac{0,064}{30}$
Ni	$\frac{0,091}{123}$	$\frac{0,044}{138}$	$\frac{0,036}{20}$	$\frac{0,042}{30}$
Co	$\frac{0,0073}{58}$	$\frac{0,0088}{36}$	$\frac{0,0046}{20}$	$\frac{0,009}{30}$
V	$\frac{0,0082}{107}$	$\frac{0,015}{85}$	$\frac{0,014}{20}$	$\frac{0,012}{30}$
Sc	$\frac{0,001}{97}$	$\frac{0,0015}{95}$	$\frac{0,0023}{12}$	$\frac{0,0024}{17}$
Mn	$\frac{0,084}{123}$	$\frac{0,126}{138}$	$\frac{0,16}{20}$	$\frac{0,16}{30}$
Zr	$\frac{0,017}{86}$	$\frac{0,024}{105}$	$\frac{0,024}{20}$	$\frac{0,038}{25}$
Nb	$\frac{0,0117}{86}$	$\frac{0,0188}{105}$	$\frac{0,008}{10}$	$\frac{0,018}{25}$
TR	$\frac{0,032}{50}$	$\frac{0,066}{27}$	$\frac{0,07}{10}$	$\frac{0,085}{7}$
Sr	$\frac{0,07}{88}$	$\frac{0,106}{100}$	$\frac{0,15}{20}$	$\frac{0,14}{16}$
Ba	$\frac{0,06}{88}$	$\frac{0,17}{109}$	$\frac{0,32}{20}$	$\frac{0,12}{16}$
Ni/Ti	0,14	0,023	0,017	0,022
Ni/V	11,8	3,06	2,57	3,5
Cr/Ti	0,15	0,043	0,024	0,034
Cr/V	11,71	5,47	3,64	5,3
Ni/Co	11,8	5,1	7,8	4,1

неитовые породы, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами, содержания одних компонентов, таких как MgO, Cr, Ni последовательно снижаются, в то время как содержания других — железа, титана, щелочей, глинозема, ванадия, марганца, скандия, а также ниобия, циркония, лантаноидов, стронция и бария закономерно возрастают. Существование групп элементов с противоположными тенденциями распределения позволяет использовать отношения элементов, принадлежащих к различным группам, в качестве более контрастных геохимических индикаторов формационной позиции магматитов по сравнению с содержаниями этих же компонентов. Такими эффективными индикаторными отношениями могут служить $MgO/\Sigma FeO$; MgO/TiO_2 ; Cr/V ; Cr/Ti ; Ni/V ; Ni/Ti и др.

Наряду с этими отношениями, которые как и содержания составляющих их компонентов характеризуются стабильными трендами, не меняющими направленности в формационном ряду, некоторые индикаторные отношения, в частности K_2O/Na_2O отличаются более сложным поведением. Хотя содержания калия и натрия в формационном ряду последовательно возрастают, это происходит с разной интенсивностью: вначале — при переходе от алмазоносных к неалмазоносным кимберлитам более резко увеличивается содержание калия, что приводит к увеличению K_2O/Na_2O , а затем при переходе от неалмазоносных кимберлитов (пикритов) и пикрит-альеитам, ассоциирующим с карбонатитовыми комплексами, более существенно возрастает содержание натрия, поэтому K_2O/Na_2O вновь уменьшается до значений даже более низких, чем те, которые свойственны алмазоносным кимберлитам.

Выявленные петро- и геохимические отличия щелочных—ультраосновных пород чадобецкого комплекса от кимберлитов Якутской алмазоносной провинции свиде-

тельствуют о невозможности отождествления этих пород. Породы чадобецкого комплекса по своим параметрам идентичны пикрит-альеитам, ассоциирующим с карбонатитовыми комплексами, и очевидно, что их отличия от кимберлитов имеют формационную природу и подчеркивают специфику каждого из формационных типов магматизма. Таким образом, чадобецкий комплекс может служить моделью приповерхностных щелочных—ультраосновных карбонатитовых комплексов, сходство которых с кимберлитами весьма существенно, но далеко не исчерпывающее. Результаты проведенного сопоставления подтверждают эмпирическую закономерность, которая заключается в том, что классические редкометалльные карбонатитовые комплексы не могут непосредственно ассоциировать с алмазоносными кимберлитами.

Петро- и геохимическое сопоставление платформенных щелочных—ультраосновных магматитов подтверждает возможность выделения единого ряда глубоко генерированных магматических формаций, который включает: 1) алмазоносные кимберлиты; 2) неалмазоносные и убого алмазоносные кимберлиты (пикриты); 3) породы пикрит-альеитового (мелилититового) семейства, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами. Крайние члены этого ряда — алмазоносные кимберлиты и пикрит-альеитовые породы карбонатитовой ассоциации достаточно четко индивидуализированы по многим петро- и геохимическим параметрам, в то время как неалмазоносные и убого алмазоносные кимберлиты (пикриты) занимают промежуточное положение между ними и имеют довольно значительные области перекрытия с теми и другими.

Проведенный анализ не только проясняет структуру семейства глубоко генерированных магматических формаций, давая дополнительные основания для его тройствен-

ного разделения, но и прямо подводит к некоторым следствиям, касающимся классификации и номенклатуры этого семейства. В частности, представляется целесообразным привести номенклатуру этого семейства в соответствие с его реальной структурой и, сохранив за алмазонасными *кимберлитами* это их традиционное название, для обозначения неалмазонасных и убого алмазонасных кимберлитов использовать предложенный сотрудниками ЦНИГРИ термин *кимпикриты*, а за породами пикрит-альнеитового семейства, ассоциирующими с редкометалльными карбонатами, закрепить общее название *альпикриты*.

Для практики формационно-металлогенического анализа платформенного щелочного—ультраосновного магматизма такое тройственное деление этого формационного семейства означает отсутствие простой альтернативы между алмазонасной и редкометалльной формациями, которая осложнена существованием обширного промежуточного класса пикритоидов, не обладающих явно выраженной металлогенической специализацией. Очевидно, что именно наличие этого петрографически мало контрастного и металлогенически наименее продуктивного промежуточного класса щелочных пикритоидов создает основные проблемы и сложности при формационно-металлогеническом анализе платформенного щелочно—ультраосновного магматизма.

Направленность изменения петро-геохимических параметров в рассматриваемом ряду и непрерывность переходов между формационными типами магматитов позволяет заключить, что все эти породы образуют единый генетический ряд или единое формационное семейство, объединяемое существенными общими признаками. К таким признакам кроме повышенной щелочности и обогащения литофильными редкими элементами, очевидно, следует отнести и повышенные содержания углекислоты в исходных магмах и их способность фракционировать с образованием карбонатов. Эти признаки генетического, точнее парагенетического родства различных формационных типов магматитов кроме их мантийного источника, по-видимому, обусловлены также тем, что во всех случаях плавление мантийных пород происходит под влиянием принципиально однотипных иницирующих агентов флюидных растворов, несущих щелочи, углекислоту и литофильные редкие элементы.

В то же время очевидно, что дискретность формационного ряда, включая металлогеническую контрастность его членов, отражает различные уровни генерации их исход-

ных магм, которым соответствуют различные мантийные парагенезисы. Об этом свидетельствует изменение состава глубинных включений в различных типах магматитов от высокобарических дунит-гарцбургитовых парагенезисов с высокохромистым пиропом в алмазонасных кимберлитах к флогопит- и ильменитсодержащим лерцолитовым парагенезисам в неалмазонасных и убого алмазонасных кимпикритах и до флогопит- и амфиболсодержащих шпинелевых перидотитов в альпикритах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасаров Ю.А., Фролов А.А. О редкометалльных карбонатитах Чадобецкого поднятия // Докл. АН СССР. 1968. Т. 178. № 1. С. 176—178.
2. Багдасаров Ю.А., Нечаева Е.А., Фролов А.А. Чадобецкая провинция ультраосновных пород и карбонатитов // Геология месторождений редких элементов. Вып. 35. М., 1972. С. 79—92.
3. Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. — М.: Наука, 1976.
4. Геология СССР. Т. 15. — М.: Недра, 1961.
5. Дашкевич Н.Н., Стародубцев Г.С., Германов В.В. О кимберлитовых трубках и структуре Чадобецкого поднятия // Матер. по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 3. Красноярск, 1962. С. 117—130.
6. Забиров Ю.А. Полезные ископаемые Чадобецкого поднятия, связанные с древними корами выветривания // Вопросы геологии экзогенного минерального сырья Красноярского края. Вып. 7. Красноярск, 1970. С. 14—24.
7. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В. Геохимия кимберлитов. — М.: Недра, 1978.
8. Крюков А.В. Основные черты алмазонасности Красноярского края // Матер. по металлогении и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 5. Красноярск, 1968. С. 155—171.
9. Лапин А.В., Пятенко И.К. Чадобецкий комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов: новые данные о составе, строении и условиях формирования // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1992. № 6. С. 88—101.
10. Лапин А.В., Толстов А.В. Новые уникальные месторождения редких металлов в корях выветривания карбонатитов // Разведка и охрана недр. 1993. № 3. С. 7—11.
11. Служин А.Д. Кора выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. — М.: Наука, 1973.
12. Чубугина В.Л. О щелочно-ультраосновных породах Чадобецкого поднятия и их взаимосвязи // Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1963. С. 166—174.
13. Юркин В.И., Крюков А.В. Основные черты строения и состава кимберлитовых трубок Чадобецкого поднятия // Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых в Красноярском крае. Вып. 6. Красноярск, 1969. С. 147—155.

Возможности ртутного многоцелевого геохимического картирования

В.З.ФУРСОВ (ИМГРЭ)

Для увеличения и повышения качества минерально-сырьевой базы России, характеристики сельскохозяйственных земель, выявления и оценки территорий и участков загрязнения токсичными элементами и соединениями ИМГРЭ по поручению Министерства природных ресурсов РФ при участии других научно-исследовательских институтов и геологических организаций разработал концепцию и программу многоцелевого геохимического картирования [1], которая успешно реализуется во многих регионах в масштабе 1:1 000 000—1:200 000. Наиболее полно методика и технология многоцелевого геохимического картирования и его результаты отражены в работе [2].

Учитывая важность ртутнометрии в решении прогнозно-поисковых и экогеохимических задач, было решено использовать ее при многоцелевом геохимическом картировании. Основание этому — существенная роль ртути при прогнозировании и поисках месторождений полезных ископаемых (ртути, сурьмы, меди, золота, серебра, свинца, цинка, вольфрама, молибдена, нефти, газа и др.), трассера геологических процессов (геодинамика, геотермия, сейсмоструктура, рудообразование и др.) и репера антропогенной нагрузки участков и территорий, т.к. ртуть представляет собой прямо или косвенно продукт многих промышленных, агро-, горнопромышленных производств, систем отопления и др. Аномальными источниками ртутного загрязнения окружающей среды могут быть не только деятельность человека, но и вулканические, геотермические, сейсмоструктурные и другие процессы, которые усиливают потоки паров ртути из недр Земли в приземную атмосферу, впоследствии поглощаемые почвами. Ртуть — один из самых токсичных и коварных элементов и поступает в организм человека вместе с пищей, водой и воздухом, накапливается в нем и становится химически активной в любых формах нахождения, нарушая со временем почти все функции многих органов [5].

Ртутная геохимическая съемка на пространствах бывшего СССР практически не проводилась из-за низкой чувствительности массового эмиссионного спектрального анализа, хотя литохимические поиски масштаба 1:50 000—1:200 000 были проведены на площади около 2,5 млн. км². Специальные высокочувствительные методики анализа литохимических проб применялись только на небольших разрозненных участках, которые в сумме не превышают 0,05% заснятой территории.

В основу статьи положены результаты ртутного картирования, выполненного на Московском (1992—1994 гг.) и Восточно-Забайкальском (1996—1999 гг.) полигонах.

Изучение ртути в Московском регионе проводилось в разных средах по широтному и субмеридиональному профилям, пересекающим в центре Москвы, протяженностью соответственно 350 и 370 км со средним шагом 10 км и детализацией 2 км в Москве и других участках. Вне городов точки исследований были удалены от центральных магистралей на расстояние 0,5—3 км и проселочных дорог 0,2—1 км, располагаясь на целине с тем, чтобы исключить влияние пахоты и удобрений на распределение химических элементов в почвах и в большей мере вскрыть антропогенное влияние через почвенные воды, метеосадки и воздушный перенос. К тому же ежегодная пахота нарушала естественное формирование аномалий в почвах. В пределах Москвы и других городов точки наблюдений были расположены вне центральных магистралей в местах, где возможно было проходить шурфы. На точках исследований измерялись пары ртути в приземной, припочвенной и почвенной атмосфере, потоки паров ртути, идущих от по-

верхности почвы в верхнюю атмосферу, с отбором водных, донных, травянистых и литохимических проб. Последние отбирались из шурфов глубиной 1,2—1,4 м с опробованием через 0,2—0,25 м. На площади работ наиболее распространены дерново-подзолистые почвы, у которых гумусовый горизонт А имеет мощность 0,1—0,2 м, а иллювиальный В 0,2—0,8 м. Городские почвы — продукт сложного взаимодействия антропогенных и природных процессов со слабо выраженным горизонтом А мощностью 0,03—0,15 м. По аналогии с природными почвами выделен горизонт В мощностью 0,3—0,9 м, в котором наиболее интенсивно перемешаны антропогенный и природный материалы с признаками иллювиального процесса.

Измерения содержаний паров ртути в атмосферах проводились с помощью газортутной станции, смонтированной на автомобиле. Наблюдения в приземной и припочвенной атмосфере проводились соответственно на высоте 2,8 и 0,15 м путем измерений в движении на отрезках длиной 2—10 км и на стационарных точках. Для этого две всасывающие атмосферный воздух стеклянные трубки с золотыми сорбентами находились на высоте 2,8 м и две такие же на высоте 0,15 м. Включение и выключение насоса для прокачки воздуха через четыре стеклянные трубки с сорбентами проводились одновременно. После прокачки 10—30 л воздуха со скоростью 1 л/мин золотые сорбенты подогревались последовательно электрическим током и десорбированная ртуть измерялась газоанализатором ИМГРЭ-8 [8]. Таким образом, на каждом отрезке и точке наблюдений проводились два независимых анализа на каждой высоте, что позволяло судить о правильности работы прибора и фиксировать относительные случайные и систематические расхождения между измерениями. Среднеотносительные случайные расхождения составили ± 5 — $\pm 5,6\%$. Измерения паров ртути в почвенном воздухе проводились вблизи таковых в атмосфере на площадке (5×5 м), где отбиралась трава, измерялся удельный поток паров ртути с поверхности в атмосферу и затем проходил шурф. При измерениях паров ртути в почве зонды опускались в шпур, пробитый ломом, на глубину 0,6—0,8 м. На каждой точке проводились измерения в двух шпурах, при больших расхождениях содержаний число шпуров увеличивалось. Среднеотносительное случайное расхождение составляло $\pm 18\%$. Измерения удельных потоков осуществлялось с помощью двух стеклянных колпачков с золотыми сорбентами, которые плотно устанавливались на поверхность почвы, освобожденной от растительности. Время накопления паров ртути, идущих из почвы в атмосферу, на золотых сорбентах составляло 0,5—1 ч. При этом среднеотносительное случайное расхождение составляло $\pm 25\%$. Фитопробы отбирались из пырея, широко распространенного на пахотных землях, с площадки, размерами 0,5×0,5 м. При этом бралась вся наземная часть травы, масса которой определялась на месте отбора, чтобы в последующем подсчитать удельные фитопотоки ртути. Затем из взвешенной травы отбиралась сборная проба массой 0,2 кг, которая после промывки чистой водой помещалась в чистый мешочек. Отбор водных и донных проб из рек, озер и водоемов по возможности пространственно совмещался с другими ртутными исследованиями на комплексной точке наблюдений. Водные пробы отбирались в две чистые бутылки вместимостью 0,5 л, а донные — в матерчатые мешочки. Сборные литохимические пробы массой 500 г отбирались по периметру шурфов на фиксированной глубине с колебаниями 2—5 см. Граница между горизонтами почв определялась по шурфам.

Анализ водных, литохимических и фитопроб проводился в лабораторных условиях Бронницкой геолого-геохимической экспедиции (БГГЭ) ИМГРЭ. Фитопробы развешивались в мешочках в отдельной комнате для просушки (1,5–2 мес.), где концентрация паров ртути была соизмерима с ее содержаниями в наружной атмосфере (2–3 пг/л), а температура составляла 15–25°C. После просушки фитопробы взвешивались, и определялся коэффициент отношения сырой и сухой массы травы (2–4,8). Следовательно, при расчете концентраций на сухую массу необходимо взвешивание каждой высушенной пробы. Совпадение содержаний в сырой и сухой массе растений (с учетом коэффициентов отношения) в пределах погрешности анализа свидетельствовало об отсутствии заражения ртутью фитопроб или ее существенного улетучивания при просушивании. Измерения содержаний в полевых и лабораторных условиях проводились ртутными атомно-абсорбционными газоанализаторами ИМГРЭ-8 с чувствительностью 0,02 пг/л в атмосфере, 1 пг/л в водах и $n \cdot 10^{-8}$ – $n \cdot 10^{-10}$ % в почвенных и растительных пробах. В растительности ртуть определялась без предварительного термического и мокрого озонирования, а в водах — без использования химических реактивов. В литохимических пробах определялись 40 элементов эмиссионным спектральным анализом в лаборатории БГГЭ. Калибровка ртутных газоанализаторов проводилась с помощью специального устройства, в котором концентрация ртути в отличие от твердых эталонов однородна и не изменяется во времени. Принцип его работы основан на использовании стационарной изотетрической изобарической одномерной молекулярной диффузии насыщенных паров ртути из капилляра с применением для расчетных концентраций строгой формулы Стефана, вытекающей из законов Фика и уравнения Менделеева—Клапейрона [8]. Такой способ калибровки приближает измерения к абсолютному уровню, минимизируя систематические ошибки, и позволяет сравнивать количества ртути в разных средах. Помимо валовых концентраций в литохимических пробах определялись с помощью специальных приставок к прибору ИМГРЭ-8 следующие виды ртути: легко адсорбируемая, легко абсорбируемая и абсорбируемая, которые выделены по степени энергетической связи ртути с твердыми частицами почв и горных пород [9]. Наименьшая энергетическая связь ртути с частицами характерна для первого вида ртути, большая — для второго и наибольшая — для третьего.

Все среды изученной территории загрязнены ртутью по сравнению с фоном, особенно участки развития городских почв (табл. 1). Количество природной ртути относительно суммарной (природная+антропогенная) изменяется в средах от 4 до 55%. Средние удельные потоки паров ртути с поверхности в атмосферу в пределах развития дерново-подзолистых почв составляют $0,51 \pm 0,10$ и городских $1,50 \pm 0,34$ пг/м²·с, а удельные фитопотоки $0,20 \pm 0,02$ и $0,23 \pm 0,03$ пг/м²·с соответственно. К примеру, на точке 84, расположенной в Москворецком районе Москвы (ул. Люсиновская, д. 12) выявлены аномалии в приземной, припочвенной и почвенной атмосфере, траве и во всех горизонтах почв (рис. 1), которые сопровождаются литохимическими аномалиями вольфрама, меди, никеля, олова, свинца, серебра, стронция, хрома, цинка и циркония. Здесь же зафиксирован большой удельный поток паров ртути в атмосферу, равный 7,6 пг/м²·с, что в 76 раз выше фона.

Высокие аномальные концентрации в приземной (12,9 пг/л) и припочвенной (20,4 пг/л) атмосфере выявлены в районе Клинского завода ртутных термометров (см. рис. 1, точка 8). В 5 км к северо-востоку от пос. Ямуга содержание ртути в водах р. Сестра составляет 1182 нг/л, что превышает ПДК в 1,2 раза, в донных отложениях $155 \cdot 10^{-6}$ %, что близко к ПДК, а в сухой траве $3,4 \cdot 10^{-6}$ % при фоне $0,45 \cdot 10^{-6}$ %. Загрязнитель — тот же Клинский за-

вод, расположенный выше по течению реки. Проведенные расчеты с использованием данных работы [4] и справочно-аналитической системы Мособлприроды показывают, что за 1957–1993 гг. завод выбросил в атмосферу не менее 20 т ртути, а с учетом ртути в свалках и реках общий выброс составил не менее 35 т.

В ряде шурфов выявлены два аномальных максимума ртути: один в горизонте А или В, а другой — в С. Двойные максимумы установлены на участках развития дерново-подзолистых, лесных и городских почв. Ртуть из атмосферы частично поглощается горизонтом А или В, а другая часть вместе с просачивающимися водами, окисляясь в них при содействии гумуса до хорошо растворимого иона, доходит до горизонта С, где мало кислорода. Здесь ион ртути восстанавливается до атома, сорбирующегося рыхлыми отложениями, а при наличии сероводорода превращается в сульфид ртути [10]. В большинстве шурфов ртутные аномалии зафиксированы и на глубине 1,2–1,4 м, что свидетельствует о проникновении антропогенной ртути еще на большую глубину. Ртутные аномалии в почвах в 100% случаев совпадают с аномалиями висмута, вольфрама, кадмия, меди, молибдена, олова, свинца, серебра, в 95% — цинком, хромом, в 85–80% — фосфором, бором, никелем, в 55–50% — цирконием, кобальтом, марганцем и только в 30% — галлием, ванадием и титаном.

Общее количество ртути в средах городских почв в 3,9 раза больше, чем на участках дерново-подзолистых, а в отдельных горизонтах почв — в 3–8,2 раза. В почвенном воздухе городских почв в 9,7 раза больше ртути, чем в дерново-подзолистых, что обусловлено большими количествами ртути в почвах и более интенсивным ее восстановлением из любых соединений до атома химически и бактериально. При этом атомарная ртуть, по данным экспериментов, мигрирует к поверхности со скоростью 0,01–1 см/мин, создавая в почвенном воздухе аномалии до 1300–3707 пг/л, соизмеримые со значениями для открытых ртутных месторождений. В почвах Московской области до глубины 1,2 м количество антропогенной ртути ориентировочно составляет 2291 т и в Москве — 1235 т. Вероятно, существенный привнос осуществляется путем поглощения паров ртути непосредственно из атмосферы гумусом почвы. Ряд возрастания количества ртути в элементарном объеме ($1 \times 1 \times 0,01$ м) сред слева направо в Подмосковье имеет вид: приземная атмосфера → припочвенная → почвенная → поверхностные воды → растительность → почвенный горизонт С → почвенный горизонт В → донные отложения → почвенный горизонт А. Примерно такой же ряд характерен и для городских почв Москвы, исключая некоторое перераспределение количества ртути в почвах, где максимум характерен для горизонта С.

При ртутном геохимическом картировании на Восточно-Забайкальском полигоне были использованы литохимические пробы, отобранные сотрудниками Московской опытно-методической экспедицией ИМГРЭ (А.Б.Шкарин и др.) и бывшей ЦГХП «Читагеология» (Р.А.Баумштейн) при проведении многоцелевого геохимического картирования масштаба 1:200 000 на площади листа М-50-III (Балей), равной 5080 км². Отбор проб в коренных пробах пространным совмещался с пробами, взятыми из почвенных горизонтов А и В. Двукратное измерение содержаний ртути было выполнено в 1214 пробах коренных пород, в 1365 пробах почвенного горизонта В и в 1370 — горизонта А. На этой территории расположены 77 коренных рудопроявлений золота, крупные месторождения Тасеевское и Балейское, которые входят в число 80 крупнейших золотых месторождений мира [3, 6], 28 промышленных россыпей золота и 11 непромышленных, большая часть которых уже отработана, 8 рудопроявлений сурьмы и 8 ртути, одно непромышленное месторождение ртути, мелкие месторождения и рудопроявления полиметаллов, мышьяка, во-

1. Средние содержания ртути в средах на участках развития дерново-подзолистых и городских почв

Номер по порядку	Среда	Фон	Почвы	
			дерново-подзолистые	городские
1	Приземная атмосфера, движение	1	$2,42 \pm 0,16(83)$	$2,78 \pm 0,18(41)$
2	То же, стационар	1	$2,05 \pm 0,14(202)$	$2,45 \pm 0,17(175)$
3	Припочвенная атмосфера, движение	1	$2,80 \pm 0,19(83)$	$3,10 \pm 0,19(41)$
4	То же, стационар	1	$2,16 \pm 0,20(202)$	$2,54 \pm 0,18(175)$
5	Почвенная атмосфера	5	$14 \pm 7(142)$	$60 \pm 14(90)$
6	Поверхностные воды (реки, водоемы)	10	$17,60 \pm 2,05(45)$	$18,20 \pm 2,97(25)$
7	Трава (пырей), сухая масса	4,5	$13,05 \pm 1,28(201)$	$19,78 \pm 2,0(176)$
8	Валовая ртуть в донных осадках	1	$4,86 \pm 1,84(48)$	$9,00 \pm 3,60(25)$
9	То же, в почвенном горизонте А	1,5	$5,40 \pm 0,25(214)$	$16,50 \pm 0,42(175)$
10	То же, в почвенном горизонте В	1	$3,40 \pm 0,26(214)$	$15,40 \pm 0,45(175)$
11	То же, в почвенном горизонте С	1	$2,70 \pm 0,28(110)$	$16,00 \pm 0,85(90)$
12	Легко абсорбируемая ртуть в донных отложениях	1	$12,1 \pm 2,9(48)$	$17,4 \pm 3,8(25)$
13	То же, в почвенном горизонте А	2	$7,60 \pm 0,47(205)$	$42,50 \pm 0,53(175)$
14	То же, в почвенном горизонте В	1	$4,40 \pm 0,55(205)$	$33,80 \pm 0,66(175)$
15	То же, в почвенном горизонте С	1	$2,90 \pm 0,48(110)$	$36,30 \pm 0,8,5(90)$
16	Легко адсорбируемая ртуть в донных отложениях	2	$17,3 \pm 5,6(48)$	$28,6 \pm 8,2(25)$
17	То же, в почвенном горизонте А	10	$28,30 \pm 0,35(205)$	$80,90 \pm 0,42(175)$
18	То же, в почвенном горизонте В	5	$26,40 \pm 0,36(205)$	$78,80 \pm 0,43(175)$
19	То же, в почвенном горизонте С	3	$21,10 \pm 0,54(110)$	$97,40 \pm 0,85(90)$

Примечание: средние содержания для 1—5 — пг/л, 6 — нг/л, 7 — $10^{-7}\%$, 8—11 — $10^{-6}\%$, 12—15 — $10^{-7}\%$, 16—19 — $10^{-10}\%$; в скобках — число проб, точек, отрезков измерений.

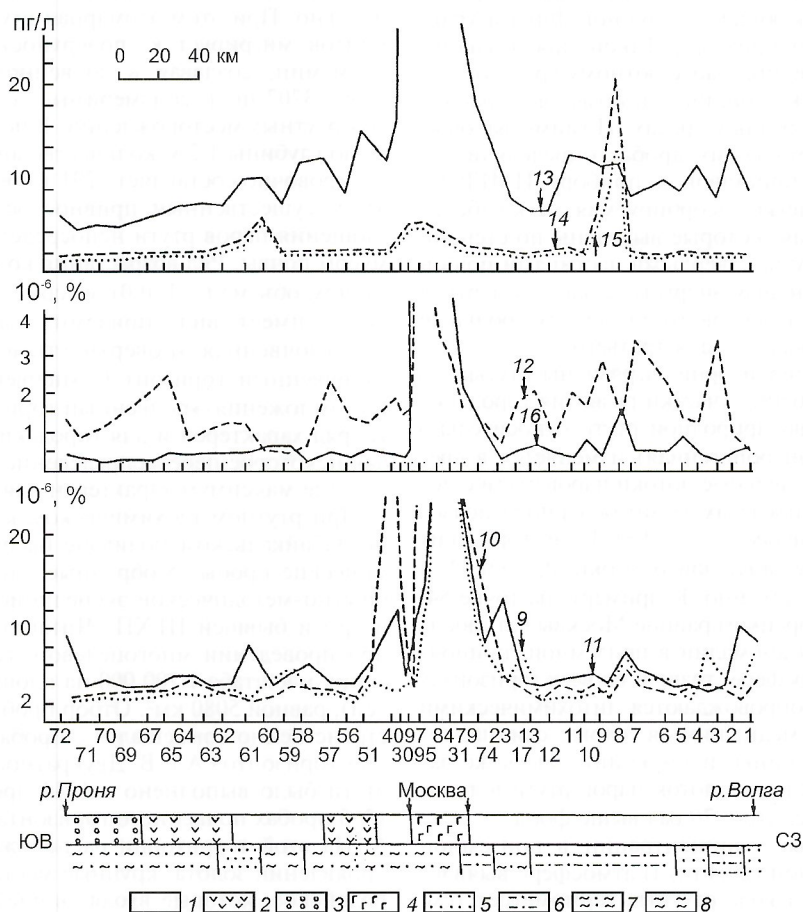


Рис. 1. Содержание ртути в средах, субмеридиональный профиль:

почвы: 1 — дерново-подзолистые, 2 — серые лесные, 3 — черноземы оподзоленные, 4 — городские; 5 — пески; 6 — супеси; 7 — суглинки; 8 — глины; почвенные горизонты: 9 — С, 10 — В, 11 — А; 12 — трава; 13 — почвенный воздух; 14 — приземная атмосфера; 16 — удельные потоки паров ртути с поверхности в атмосферу, пг/м²-с

льфрама и молибдена [3]. По данным МГХК-1000, прогнозная оценка минерально-сырьевого потенциала Балейского рудного района достаточно высока [2].

Половину площади листа занимают стратифицированные отложения, в основном силура и юры, девонские и каменноугольные представлены незначительно, меловые — нижним отделом и выполняют ряд разобщенных депрессий; другую половину — каменноугольные, пермо-триасовые, средне- и позднеюрские интрузии. Породы субвулканического комплекса в виде даек диоритовых порфиров, гранодиорит-порфиров и кварцевых порфиров встречены повсеместно среди домеловых образований. Разрывные нарушения проявлены чрезвычайно интенсивно, затрагивая все комплексы пород, что привело к блоковому строению района. К наиболее древним нарушениям глубинного заложения относятся Борщевочное и Шилкинское [3].

Для изученной площади были построены девять карт рудного геохимического поля в масштабе 1:200 000: три карты валовых изоконцентраций в коренных породах, почвенных горизонтах А и В, карта изоконцентраций легко адсорбируемой ртути в коренных породах, карта изолиний суммарного моноэлементного показателя валовой ртути в средах и четыре карты изототических концентраций в разных средах.

Для коренных пород характерно очень контрастное рудное геохимическое поле, значения изоконцентрации которого изменяются от $0,1 \cdot 10^{-6}$ до $20 \cdot 10^{-6}\%$, т.е. в 200 раз. Крайнее отношение максимальной и минимальной концентраций достигает почти 3000 единиц. Фоновая (разграничительная) изолиния со значениями $2 \cdot 10^{-6}\%$ разделяет все поле ртути на пониженные и повышенные изоконцентраты. Первые имеют значения $0,1 \cdot 10^{-6}$, $0,2 \cdot 10^{-6}$ и $0,5 \cdot 10^{-6}\%$, а вторые — $5 \cdot 10^{-6}$, $10 \cdot 10^{-6}$ и $20 \cdot 10^{-6}\%$, что с большим избытком обеспечивается точностью измерений содержания ртути (среднеотносительные случайные расхождения составляют $\pm 6,2\%$ при систематическом $\pm 3\%$).

Пониженные и повышенные изоконцентраты ртути генерально вытянуты в северо-восточном направлении, следуя простиранию среднепалеозойских и нижне- и среднеюрских отложений. Фоновая изоконцентрация практически совпадает с простиранием Борщевочного глубинного разлома (юго-восточная часть листа). С юга к нему примыкает южная полоса повышенных изоконцентраций ртути, которая протянулась на 70 км от юго-западного угла листа на северо-восток с перерывом на юго-западе при ширине 4–14 км. Внутри этой полосы находятся месторождения Балей и Тасеевское, восемь золотых рудопроявлений и четыре сурьмы (рис. 2). К северо-востоку от южной расположена северная полоса более разрозненных повышенных изоконцентраций северо-восточного направления, которая, расплываясь к северу, изменяет простирание на субширотное. На юго-западе эта полоса тяготеет к северному борту безымянного разлома, а на севере в субширотной части — к северному борту Шилкинского глубинного разлома, который из-за перекрытия отложений р.Шилка не прослежен и не показан в этой части на карте [3]. На юго-западе внутри северной полосы повышенных изоконцентраций ртути расположены два золотых рудопроявления, а на севере в субширотной зоне — пять золотых, три сурьмы, восемь ртути и одно непромышленное месторождение, где в 1927–1929 гг. были добыты 200–240 кг ртути [3].

Пониженные изоконцентраты ртути совпадают пространственно главным образом с выходами аляскитовых, лейкократовых, биотитовых и биотит-мусковитовых гранитов поздней и средней юры, гранитов, гранодиоритов и диоритов карбона и в меньшей степени — сланцев силура, лав и туфов среднего состава поздней юры. Внутри этих изоконцентраций расположены 55 рудопроявлений золота, а семь золотых тяготеют к фоновой изоконцентрате.

Распределение валовых концентраций ртути в почвенных горизонтах А и В менее контрастно относительно коренных пород. Основные характеристики рудного геохимического поля приведены в табл. 2. Среднеотносительные случайные расхождения при измерениях содержаний ртути в почвенных горизонтах А и В соответственно составили $\pm 4,2$ и $\pm 4,9\%$.

Геохимическое поле представлено также в виде изолиний суммарного моноэлементного показателя валовой ртути в средах Д, который в нашем случае учитывает распределение ее содержаний в коренных породах и почвенных горизонтах и вычисляется по формуле:

$$D = \Sigma(C/C_f) - (n-1),$$

где C — содержание ртути в пробах изучаемых сред; C_f — фоновое содержание в каждой среде; n — число изучаемых сред. Для каждой точки отбора проб с помощью компьютера вычислялись D и затем строилась карта изолиний этого показателя, которая представляет собой искусственное результирующее наложение трех геохимических полей ртути в трех средах. Показатель D может принимать положительные, отрицательные и нулевые значения, а при фоне ртути $2 \cdot 10^{-6}\%$ в коренных породах и почвенных горизонтах фоновое D будет равно единице. Суперпозиционное геохимическое поле ртути показателя D более контрастно по сравнению с полем валовых концентраций ртути в коренных породах и, конечно, с полем содержаний в почвах. В этом контрастном поле четко выделяются южная и северная полосы повышенных D , имеющих северо-восточное простирание (рис. 3, табл. 2).

В отличие от искусственного суперпозиционного поля D геохимические поля отдельных видов ртути — дифференциальные и более чувствительны к деталям геолого-геохимического процессов, а геохимическое поле валовой ртути представляет собой природное наложение геохимических полей отдельных ее видов. К примеру, поле легко адсорбируемой ртути в силу непрочной связи ее с частицами горных пород менее устойчиво и более динамично по сравнению с полем валовой ртути. Для легко адсорбируемой ртути коренных пород характерно контрастное геохимическое поле, в котором значения изменяются от $5 \cdot 10^{-10}$ до $500 \cdot 10^{-10}\%$, т.е. в 100 раз (рис. 4, см. табл. 2). Крайнее отношение максимальной концентрации к минимальной составляет 306. Фоновая изоконцентрация $30 \cdot 10^{-10}\%$ делит все поле на повышенные и пониженные изолинии концентраций, которые в общем плане с небольшими разрывами следуют северо-восточному направлению. Между повышенными изоконцентрациями расположены области пониженных концентраций легко адсорбируемой ртути, которые разрозненными аномалиями выстраиваются в основном в северо-восточном направлении, имея в целом меньшую площадь в сравнении с пониженными изоконцентрациями валовой ртути в коренных породах и показателя D (см. рис. 2–4). Отличительная особенность поля ртути на данном листе — наличие внутри широкой полосы пониженных концентраций валовой ртути трех локальных повышенных изоконцентраций легко адсорбируемой ртути ($50 \div 100$) $10^{-10}\%$, находящихся на северо-востоке (№ 1), центре (№ 2) и юго-западе (№ 3) этой полосы (см. рис. 2, 4). Помимо перечисленных построены карты изототических валовых концентраций ртути в почвах горизонтов А и В к ее концентрациям в коренных породах, в почвах горизонта А к ее концентрациям в горизонте В и содержаний легко адсорбируемой к валовым концентрациям в коренных породах. На карте изототических концентраций в горизонтах А и В к концентрациям в коренных породах большую часть площади занимают области накопления ртути в почвенных горизонтах относительно коренных пород, значительно меньшую участки, где отношение близко к единице, и еще меньшую — участки ее выноса.

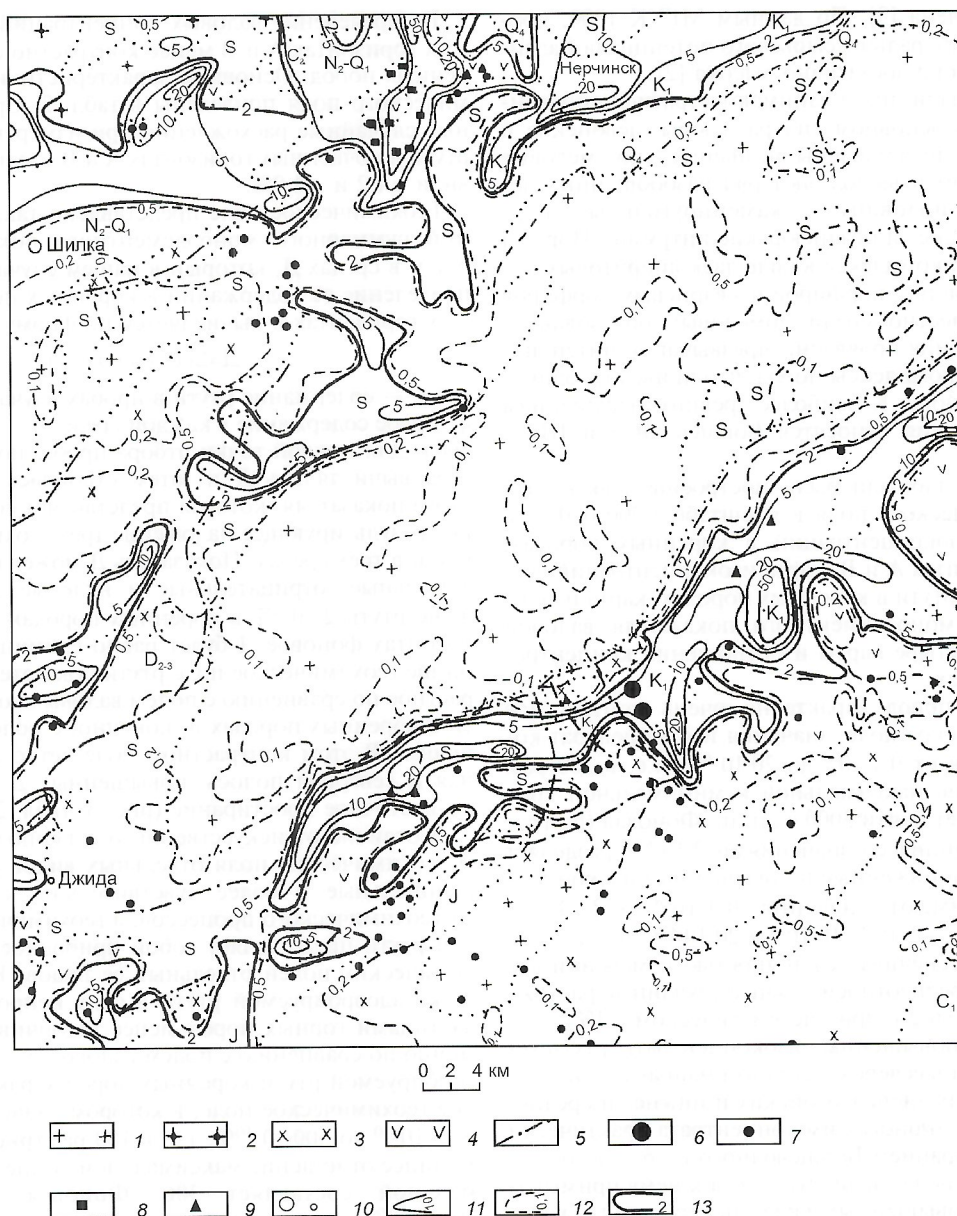


Рис. 2. Схема изоконцентраций валовой ртути в коренных породах; лист М-50-III; геологическая основа по М.М.Лаврову и Л.П.Свириденко с упрощениями:

1 — аляскитовые, лейкократовые, биотитовые и биотит-мусковитовые граниты поздней и средней юры; 2 — биотитовые и лейкократовые граниты пермо-триаса; 3 — граниты, гранодиориты и диориты карбона; 4 — лавы и туфы среднего состава верхней юры; 5 — разломы; 6 — месторождения золота Бaley и Тасеевское; 7 — коренные мелкие, непромышленные месторождения и проявления золота; 8 — непромышленные месторождения и проявления ртути; 9 — то же, сурьмы; 10 — города и поселки; 11 — повышенные изоконцентрации ртути, 10⁻⁶%; 12 — пониженные изоконцентрации ртути, 10⁻⁶%; 13 — фоновая изоконцентрация ртути, 2 · 10⁻⁶%; Q₄ — четвертичные аллювиальные пески, галечники и глины; N₂-Q₁ — плиоцен-нижнечетвертичные пески, галечники и глины; K₁ — нижнемеловые песчаники, алевролиты и конгломераты; J — юрские песчаники, алевролиты, конгломераты, сланцы и роговики; C₁ — нижнекарбонные метаморфические песчаники, алевролиты, конгломераты, сланцы и роговики; D₂₋₃ — верхне- и среднедевонские сланцы, песчаники и кварциты с прослоями метаморфизованных эффузивов и известняков; S — силурийские хлоритовые, хлорит-эпидотовые, кварцево-слоистые сланцы

При выветривании и формировании элювия—делювия происходит в основном вынос ртути в газовой и водной фазах, поэтому рыхлые образования имеют меньшие концентрации по сравнению с коренными породами [8]. В нашем случае в горизонтах А и В в 2—20 раз больше ртути, чем в подстилающих их коренных породах. Вероятно, ртуть в элювио-делювиальных и пролювиальных отложениях накапливалась за счет природных и антропогенных источников. Основные естественные аномальные источники — глубинные разломы и оперяющие их системы разломов, дыхательная активность которых парами ртути и другими газами увеличивается при неотектонических дви-

жениях и землетрясениях. Площадь листа М-50-III относится к району новейших неотектонических движений и оценивается сейсмичностью 6 баллов. Антропогенная ртуть поступала в окружающую среду при амальгамации золота на золотых фабриках, добыче россыпного золота, из горных отвалов, карьеров, горных выработок и отстойников, находящихся в районе золотых месторождений. Значительная часть ртути из природных и антропогенных источников попадала в атмосферу и воздушными потоками рассеивалась на изучаемой территории. Из атмосферы ртуть проникала в почву при осаждении с пылью и аэрозолями и сорбцией ее паров земной поверхностью.

2. Характеристика ртутного геохимического поля и число золотых рудопроявлений и месторождений, приуроченных к определенным изолиниям поля

Геохимические карты и характер поля	1	2
Высококонтрастное геохимическое поле валовой ртути установлено в коренных породах: изоконцентраты изменяются от 0,1 до $20 \cdot 10^{-6}\%$, минимальные и максимальные содержания соответственно изменяются от $0,06 \cdot 10^{-6}$ до $178 \cdot 10^{-6}\%$. Фоновая изолиния $2 \cdot 10^{-6}\%$ делит поле листа на пониженные ($0,1 \cdot 10^{-6}$; $0,2 \cdot 10^{-6}$ и $0,5 \cdot 10^{-6}\%$) и повышенные ($5 \cdot 10^{-6}$; $10 \cdot 10^{-6}$; $20 \cdot 10^{-6}\%$) изоконцентраты. Пониженные изоконцентраты совпадают с числом золотых объектов	55	71
Повышенные изоконцентраты	15	20
Фоновые изоконцентраты	7	9
С повышенными изоконцентрами совпадают Балейское и Тасеевское месторождения. В горизонте В поле менее контрастное: изоконцентраты изменяются от $1 \cdot 10^{-6}$ до $50 \cdot 10^{-6}\%$, минимальные и максимальные содержания соответственно изменяются от $0,4 \cdot 10^{-6}$ до $229,3 \cdot 10^{-6}\%$. Пониженные изоконцентраты ($1 \cdot 10^{-6}$; $1,5 \cdot 10^{-6}\%$) совпадают с числом золотых объектов	12	16
Повышенные изоконцентраты ($5 \cdot 10^{-6}$; $10 \cdot 10^{-6}$; $20 \cdot 10^{-6}\%$) совпадают	11	14
Фоновые изоконцентраты ($2 \cdot 10^{-6}\%$) совпадают	54	70
Балейское и Тасеевское месторождения находятся в области фоновой изоконцентраты. В почвенном горизонте А поле по контрастности близко к полю горизонта В. Изоконцентраты изменяются от 1 до $20 \cdot 10^{-6}\%$, минимальные и максимальные содержания соответственно от $0,4 \cdot 10^{-6}$ до $122,8 \cdot 10^{-6}\%$. Пониженные изоконцентраты ($1 \cdot 10^{-6}$; $1,5 \cdot 10^{-6}\%$) вмещают золотых объектов	38	49
Повышенные изоконцентраты ($5 \cdot 10^{-6}$; $10 \cdot 10^{-6}$; $20 \cdot 10^{-6}\%$) вмещают	8	11
Фоновые изоконцентраты ($2 \cdot 10^{-6}\%$) вмещают	31	40
Балейское месторождение находится внутри повышенной изоконцентраты, а Тасеевское — фоновой. Поле суммарного моноэлементного показателя Д валовой ртути контрастно и хорошо дифференцировано. Изолинии показателя Д изменяются от 1 до 100. Фоновая изолиния, равная 1, делит поле на пониженные (–1, –0,5, 0) и повышенные (5, 10, 20, 50, 100) значения. Пониженные изолинии совпадают с числом золотых объектов	24	31
Повышенные изолинии совпадают	23	30
Фоновые изолинии совпадают	30	39
Месторождения Балейское и Тасеевское находятся внутри изолиний повышенных значений. Высококонтрастное дифференцированное поле легко адсорбируемой ртути зафиксировано в коренных породах: изоконцентраты изменяются от $5 \cdot 10^{-10}$ до $500 \cdot 10^{-10}\%$, минимальные и максимальные содержания соответственно от $4 \cdot 10^{-10}$ до $1225 \cdot 10^{-10}\%$. Фоновая изолиния $30 \cdot 10^{-10}\%$ делит все поле на пониженные ($5 \cdot 10^{-10}$; $10 \cdot 10^{-10}$; $20 \cdot 10^{-10}\%$) и повышенные ($50 \cdot 10^{-10}$; $100 \cdot 10^{-10}$; $200 \cdot 10^{-10}$; $500 \cdot 10^{-10}\%$) изоконцентраты. Пониженные изоконцентраты совпадают с числом золотых объектов	12	15
Повышенные изоконцентраты совпадают	39	51
Фоновые изоконцентраты	26	34
С повышенными изоконцентрами совпадают Балейское и Тасеевское месторождения		

Примечание: 1 — число золотых рудопроявлений и мелких месторождений; 2 — % общего числа (77).

гая — вместе с золотом, о чем свидетельствуют интенсивные первичные ореолы ртути ($n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-3}\%$) и повышенные концентрации ее в рудах ($3 \cdot 10^{-4}$ — $2 \cdot 10^{-2}\%$) Тасеевского и Балейского месторождений. Таким образом, области резко пониженных концентраций валовой ртути относительно фона в любых горных породах могут свидетельствовать об их значительном прогреве за счет глубинных тепловых потоков и подъема флюидов, вследствие чего могут рождаться рудноэнергетические системы, могущие приводить к локальным мобилизациям рудного вещества, т.е. возникновению рудных месторождений, которым всегда сопутствует ртуть, создавая ореолы вокруг них.

С повышенными валовыми концентрациями ртути в коренных породах пространственно совпадают месторождения Балей и Тасеевское и только 20% известных рудопроявлений и мелких месторождений коренного золота, а с полосами пониженных содержаний 71%, а остальные 9% попадают в фоновые области. Наибольшее количество золотого оруденения (51%) пространственно совпадает с повышенными концентрациями легко адсорбируемой ртути в коренных породах, включая Балейское и Тасеевское месторождения (см. табл. 2). Локальные аномалии легко адсорбируемой ртути могут быть обусловлены «дыханием» рудных зон или месторождений в областях как повышенных, так и пониженных концентраций. Динамический ха-

рактер аномалий легко адсорбируемой ртути требует постоянной подпитки за счет ртутного газового потока, идущего от месторождения или рудной зоны. Исчезают источники такой подпитки — деградируют и локальные аномалии. В этом плане представляют прогнозный и поисковый интерес локальные аномалии легко адсорбируемой ртути (№ 1—3), выявленные в полосах пониженных концентраций ртути в коренных породах (см. рис. 2, 4). Важную роль в локализации золотого оруденения играют тектонические нарушения, оперяющие глубинные разломы, в которых локализованы 96% рудопроявлений золота и два крупных месторождения.

Ртутной литохимической съемкой на площади листа М-50-III участков с интенсивным ртутным загрязнением, равным ПДК, не установлено. Только в одной точке (почвенный горизонт В) в районе расположения ртутных рудопроявлений (северная часть листа) содержание ртути составляет $229 \cdot 10^{-6}\%$, что незначительно превышает ПДК почв $210 \cdot 10^{-6}\%$. Следовательно, ртутной экогеохимической опасности за счет природных и антропогенных процессов на площади листа М-50-III не существует. Возможно только наличие небольших участков интенсивного антропогенного загрязнения за счет ртути, используемой при добыче золота путем амальгамации, или на месте отработки ртути на Нерчинском месторождении в прошлые годы.

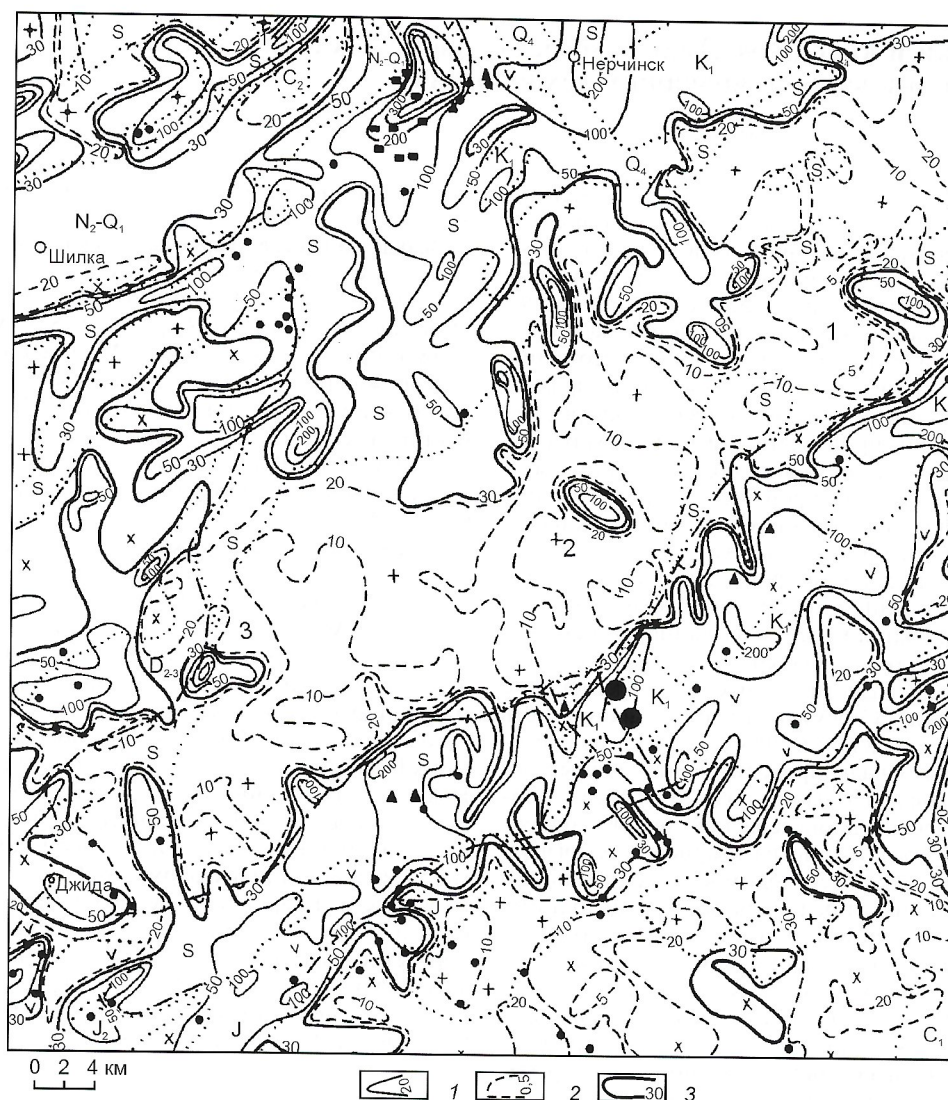


Рис. 4. Схема изоконцентраций легко адсорбируемой ртути в коренных породах:

изоконцентрации, 10⁻¹⁰%: 1 — повышенные, 2 — пониженные; 3 — фоновая изоконцентрация, 30 · 10⁻¹⁰%; остальные условные обозн. см. на рис. 2

Но в силу малых размеров они не выявлены литохимической съемкой масштаба 1:200 000.

Приведенные данные свидетельствуют о необходимости использования ртутметрии при многоцелевом геохимическом картировании для решения прогнозно-поисковых и экогеохимических задач. При этом возможности ртутметрии могут быть расширены и углублены за счет построения новых ртутных литохимических карт. Имеется в виду карты легко адсорбируемой, абсорбируемой ртути и карты геохимической дисперсии. Последние строятся с поправками за аналитическую дисперсию в каждую точку наблюдения (опробования) осредняющего скользящего окна. При необходимости на ограниченных участках возможно построение ртутметрических карт для многих сред на едином аналитическом уровне (приземная, припочвенная и почвенная атмосферы, растения, воды, донные отложения, породы и почвы). Особенно важно будет значение ртутметрии при изучении морей и океанов (воды, донные отложения) с помощью многоцелевого геохимического картирования для решения прогнозно-поисковых (руды, нефть и газ), экогеохимических и геологических задач (картирование зон глубинных разломов, горячих точек и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буренков Э.К., Головин А.А., Филатов Е.И., Морозова И.А. Многоцелевое геохимическое картирование — новый вид региональных геологических работ // Разведка и охрана недр. 1996. № 8. С. 7—10.
2. Геохимическая оценка территории Восточно-Забайкальского полигона по результатам многоцелевого геохимического картирования / А.А.Головин, И.А.Морозова и др. — М.: ИМГРЭ, 1998.
3. Геологическая карта СССР. М-6 1:200 000, лист М-50-III. Объяснительная записка. Составители: М.М.Лавров, Л.П.Сидоренко. — М.: Недра, 1964.
4. Петухов А.Г., Коновалов А.И. Опыт работы Клинского термометрового завода по оздоровлению атмосферного воздуха // Гигиена и санитария. 1973. № 10. С. 98—99.
5. Ртуть. Критерии санитарно-гигиенического состояния окружающей среды. — Женева: ВОЗ, 1979.
6. Условия формирования и основы прогноза крупных золоторудных месторождений. — М.: ЦНИГРИ, 1998.
7. Фогельман Н.А., Константинов М.М., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 31—41.
8. Фурсов В.З. Газорудный метод поисков месторождений полезных ископаемых. — М.: Наука, 1983.
9. Фурсов В.З. Возможности ртутметрии. — М.: ИМГРЭ, 1998.
10. Jensen S., Gernelov A. In: Mercury Contamination in man and Environment Intern. Vienna, Atomic Energy Agency Techn. Report series, 1972. № 137.

Кварцевые пески и кварциты Омана: возраст, происхождение, состав, качество и использование в новейших технологиях

Н.А.ЯСАМАНОВ (Музей земледелия МГУ), В.А.ЮРЬЕВ (Центр естественно научных исследований Института общей физики РАН)

Традиционно кварцевые пески и песчаники в зависимости от их химической чистоты и присутствия посторонних минералов применяются для многокомпонентного стекловарения. Из очень чистых разновидностей кварцевых песков вырабатывают плавленый кремнезем, применяемый в космической, авиационной, лазерной, ракетной и атомной технике, электронной, химической и светотехнической промышленности [1]. В последние годы наряду с чистыми разновидностями жильного кварца кварцевые пески и кварциты стали привлекать внимание технологов как возможное сырье для получения полупроводникового кремния, используемого при производстве фотоэлектрических преобразователей (солнечных батарей) — так называемого кремния «солнечного» качества.

Дело в том, что в настоящее время дороговизна монокристаллического кремния «солнечного» качества, обусловленная в значительной мере чрезвычайно высокой себестоимостью его очистки, стала одним из основных факторов, сдерживающих развитие и массовое применение солнечной энергетики*. Стремясь снизить себестоимость получения кремния, еще в конце 70-х годов многие исследовательские центры начали проводить интенсивные работы, в основном направленные на создание более совершенных технологических процессов получения «солнечного» кремния непосредственно из кварцевого сырья [5, 7]. В связи с этим возникла необходимость кардинального пересмотра требований, предъявляемых к исходному кварцевому сырью как по его чистоте и примесному составу, так и возможности его обогащения, себестоимости и технологичности очистки. Более того, стало ясно, что оценка пригодности того или иного сырья для использования в технологическом процессе получения кремния должна выполняться параллельно и в тесной связи с работой по созданию соответствующей технологии.

Проведенные ранее исследования показали, что перспективными сырьевыми материалами для получения чистого кремния с чистотой, превышающей 99,999%, могут служить определенные разновидности жильного гидротермального кварца, а также возникшие в процессе его разрушения и последующего переотложения кварцевые пески, песчаники и кварциты [9].

Для установления перспективности использования в новейших технологиях кварца осадочного и метаморфического происхождения мы при содействии Министерства нефти и минералов Султаната Оман осенью 1997 г. посетили все известные месторождения и проявления кварца этой страны. В процессе изучения была выявлена геологическая позиция месторождений, установлены их литологические особенности и условия происхождения, а также отобраны около 100 литологических образцов. В них методами масс-спектрометрии индуктивно связанной плазмы (ICP MS) определено содержание 70 химических элементов, установлена корреляционная связь между содержанием примесных элементов и минералов, а также осуществлено моделирование процессов обогащения. На основании проведенного комплексного исследования оценена возможность использования данного сырья в качестве источника для получения технического кремния с

достаточно высокой степенью чистоты, ранее названного элитным техническим кремнием [5, 9].

Возраст и состав кварцевых песков и кварцитов. На территории Султаната Оман известны пять месторождений кварцевых песков и кварцитов. Четыре из них: Абу Тан (Abu Tan), Ар Раки (Ar Raqi), Вади Боу (Wadi Baw) и Хоф (Hawf) приурочены к чехлу Аравийской платформы, а месторождение кварцитов Салил (Salil) — к области развития офиолитовых покровов (рис. 1). Все перечисленные месторождения в 1993 г. были изучены бельгийской фирмой BUGECO (Bureau of Geological Consultancy) [8] и рекомендованы для производства различных видов стекла [8, 10, 12].

Самое южное месторождение Хоф одновременно и самое молодое. Оно расположено в 100 км к западу от г. Сала-ла (Salalah). Кварцевые пески приурочены к пачке Shizar формации Ashwaq олигоценного возраста и залегают между пластами белых нуммулитовых известняков (рис. 2). Эти известняки — прекрасный маркирующий горизонт и местами бронируют вершины холмов.

Месторождение Вади Боу расположено к востоку от г. Хакф (Huqf) в 25 км северо-восточнее г. Аль Хаджаиз (Al Hajaiz). Толща кварцевых песков белого цвета и венчающий их пласт плотных кварцитов отнесены к базальной части формации Samhan. Они с размывом залегают на аргиллитах и песчаниках формации Qitqwt турон-сантонского возраста. Кварциты перекрыты пачками биокластических и существенно органогенных известняков, переполненных остатками рудистов, кораллов и двустворчатых моллюсков. В разрезе нередко встречаются крупные биостромы, выполненные кораллами и рудистами (Biradiolites, Praetorelites). На основании многочисленных фауни-

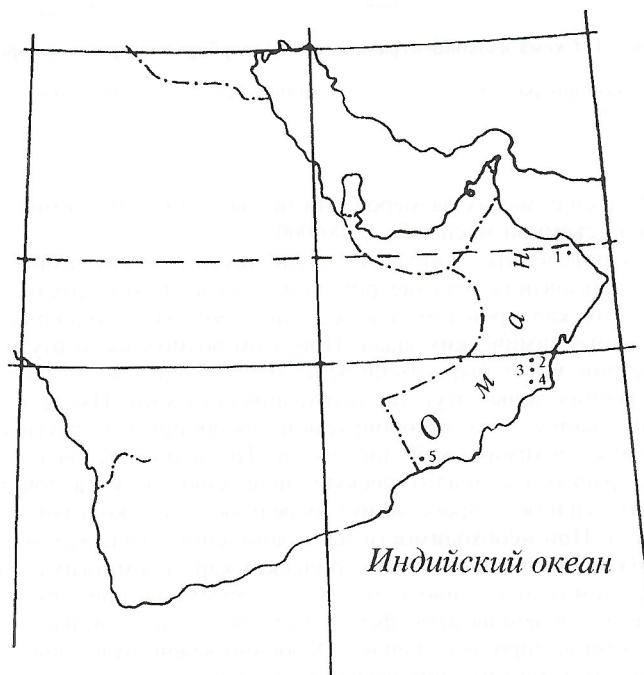


Рис. 1. Распространение месторождений кварцевых песков и кварцитов на территории Омана:

1 — Салил; 2 — Ар Раки; 3 — Абу Тан; 4 — Вади Боу; 5 — Хоф А и Хоф В

* Читатели могут ознакомиться с технологией получения полупроводникового кремния, например, в работах [6, 11].

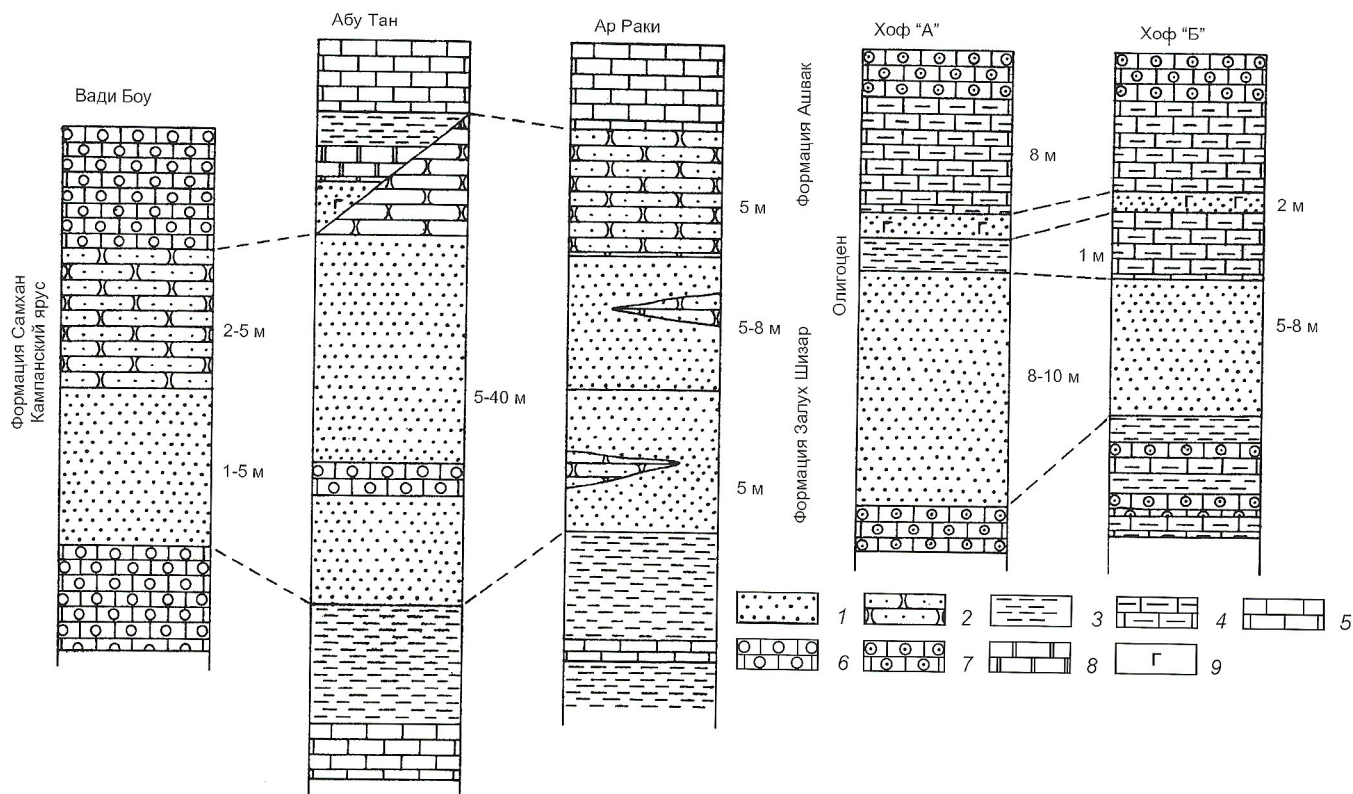


Рис. 2. Стратиграфическое положение толщ кварцевых песков и кварцитов:

1 — кварцевый песок; 2 — кварцит; 3 — глины; 4 — глинистый известняк; 5 — известняк; 6 — органогенный известняк, содержащий орбитолы и рудисты; 7 — нуммулитовый известняк; 8 — доломит; 9 — гипс эпигенетический

стических остатков кварцита и кварцевые пески месторождения Вади Боу общей мощностью до 30 м отнесены к кампанскому ярусу.

Месторождение кварцевых песков Абу Тан расположено в 40 км к северу от Вади Боу. Кварцевые пески этого месторождения также приурочены к базальной части формации Samhan и на основании многочисленной фауны в перекрывающих их пластах известняков считаются также кампанскими.

Кварциты с линзообразными пачками кварцевых песков Ар Раки сосредоточены восточнее г.Хакф в 55 км к северо-востоку от г.Яллуни (Yalluni). Так же как и пески и кварциты из двух предыдущих месторождений они возникли в кампанском веке.

Совершенно иной возраст и строение имеют кварциты Салил. Это месторождение расположено в 40 км от столицы Омана г.Маскат (Muscat). Кварциты входят в состав формации Amdeh. Наиболее крупные и протяженные пласты кварцитов, лишенные прослоев кристаллических сланцев, выделены в самостоятельную пачку этой формации АМ-2. Как верхний, так и нижний контакты с гнейсами и кристаллическими сланцами имеют четко выраженные поверхности скольжения. Образование таких контактов было связано с возникновением крупных надвигов и перемещением блоков, происшедшем в маастрихтском веке [3, 12]. Возраст формации считается ордовикским, и это несмотря на то, что современный облик эта толща приняла в результате «альпийского орогенеза» [10, 12], а нижняя и верхняя границы кварцитов не стратиграфические, а тектонические. Толща кварцитов сформировалась за счет размытия и перетопления крупных кварцевых тел предположительно в кампанское время, т.е. возникла тогда же, когда и кварциты Вади Боу и Ар Раки. На поверхностях напластований хорошо сохранились присущая им косая слоистость и знаки ряби. К сожалению, отсутствие

органических остатков не дает возможности более определенно установить возраст кварцитов Салил.

Минеральный состав и примеси. На месторождении Абу Тан на поверхности развиты в основном пачки средне- и мелкозернистых песков с угловатыми и полуокатанными зернами прозрачного кварца. Толща песков расположена непосредственно под слоями плотных кавернозных органогенных известняков, бронирующих небольшие холмы. Кварцевые пески светло-серого, белого и желтовато-серого цветов. Слоистость слабо выражена. Иногда при наличии прослоев глинистых кварцевых песков удается уловить признаки кривой слоистости. Содержание глинистой примеси в кварцевых песках иногда достигает 5%. В разрезе встречаются редкие прослои глинистых песков мощностью до 0,3 м, в которых примесь глинистых частиц достигает 35%. Глинистая составляющая представлена гидрослюдами с примесью палыгорскита. Максимальная мощность толщи кварцевых песков, вскрытых скважинами, достигает 35 м [8].

Некоторые пачки кварцевых песков ожелезнены и вследствие этого приобрели желтоватый оттенок. В ряде случаев различаются тонкие включения железистых минералов, расположенные субгоризонтально. На восточном фланге месторождения кварцевые пески перекрыты слоем кварцитов мощностью 0,5—2,5 м.

Кроме зерен кварца в песках присутствуют единичные зерна опала, турмалина, циркона, рутила, брукита, андалузита, ставролита, силлиманита, кианита и граната [8, 10]. В перекрывающих толщу кварцитах присутствуют единичные зерна ильменита, рутила, арсенопирита, гиббсита и кальцита. В отдельных образцах содержание кальцита нередко достигает 2,5%. Химический состав кварцевых песков Абу Тан приведен в табл. 1.

Содержание полутвердых оксидов и титана после магнитной сепарации и отмывки снижается на 50—75%, а после обработки кислотами общее содержание оксидов ще-

1. Химический состав кварцевых песков и кварцитов

Месторождение; порода	Fe ₂ O ₃ , %	Al ₂ O ₃ , %	TiO ₂ , %	K ₂ O, %	CaO, %	MgO, %	Na ₂ O, %	Mn, ppm
Абу Тан								
кварцевый песок среднезернистый серый	0,16	0,69	0,06	0,42	0,08	0,03	0,27	8
кварцевый песок среднезернистый белый	0,21	1,2	0,01	0,69	0,05	0,04	0,32	12
кварцевый песок мелкозернистый	0,2	1,24	0,01	0,71	0,04	0,03	0,12	90
кварцевый песок глинистый	0,07	0,85	0,04	0,87	0,03	0,03	0,11	43
Вади Боу								
кварцит белый	0,04	0,08	0,02	0,02	0,17	0,01	0,02	16
кварцит серый	0,02	0,05	0,01	0,01	0,41	0,01	0,01	13
кварцитовидный песчаник	0,09	0,12	0,02	0,06	2,5	0,02	0,05	27
Ар Раки								
кварцит серый	0,01	0,04	0,001	0,01	0,21	0,01	0,02	15
кварцевый песок	0,2	0,5	0,04	0,12	0,05	0,03	0,02	18
Хоф								
кварцевый песок среднезернистый	0,12	0,64	0,12	0,23	0,06	0,02	0,06	30
кварцевый песок глинистый	0,17	1,16	0,23	0,61	0,07	0,03	0,08	56
кварцевый песок глинистый	0,8	0,57	0,14	0,42	0,02	0,01	0,07	31
кварцевый песок глинистый среднезернистый	0,1	0,4	0,09	0,35	0,02	0,04	0,05	28
Салил								
кварцит тонкорассланцованный слюдястый	0,1	0,8	0,02	0,1	0,32	0,02	0,03	51
кварцит серый	0,12	0,7	0,03	0,13	0,5	0,03	0,05	81
кварцит желтовато-серый	0,8	0,4	0,01	0,1	0,05	0,02	0,02	38

лочно-земельных и щелочных элементов сокращается на 80% и более. Это, в свою очередь, свидетельствует о том, что эти кварцевые пески хорошо поддаются обогащению, и главное их достоинство будет заключаться в чистоте зерен кварца. Зерна кварца прозрачные (коэффициент светопропускания 75—95%). Многие из них корродированы, и их поверхность покрыта адсорбированными гидроксидами железа. После отмычки в кислотах были проведены определения примесного состава в зернах кварца, которые показали их высокую степень чистоты и дали возможность установить их генетическую принадлежность.

Кварцевые пески Вади Боу и Ар Раки расположены под пластами плотных кварцитов. Они обладают практически тем же химическим и примесным составом, что и кварцевые пески Абу Тан. Максимальная мощность толщи кварцевых песков составляет 17 м. Пласты кварцитов Вади Боу и Ар Раки имеют мощность от 1 до 3 м. Каждый пласт кварцита обладает четко выраженной косою слоистостью. Средний наклон косых слоев составляет 10—25°. Обнаружена в основном северная направленность ориентировки косых слоев. Временами она нарушается и сменяется перекрестной слоистостью. В кварцитах присутствуют окремненные скелетные остатки рудистов, кораллов и раковин двустворчатых моллюсков. О прибрежно-морском генезисе свидетельствуют не только остатки мелководных организмов, но и наличие множества окатанных обломков скелетных образований. Направленность удлиненных остатков рудистов совпадает с таковой косых слоев.

Цементом кварцитов служит полупрозрачный кварц. Четко видна цементация обрастания зерен, образовавшаяся, скорее всего, почти одновременно с обломочным кварцем. Общее количество цемента не превышает 5%. В редких случаях в кварцитах присутствует кальцит, о чем свидетельствует повышенное содержание СаО, зарегистрированное при проведении химических анализов (см. табл. 1). Кварцевые зерна хорошо отсортированы и превосходно окатаны. В качестве примеси присутствуют в небольших

количествах зерна турмалина, циркона, рутила, анатаза, ставролита и кианита. В некоторых образцах наблюдается смыкание каемок обрастания. В этом случае образуется взаимопроникающая мозаика кварца, но с сохранением первичных очертаний обломочного кварца. Химический состав кварцитов представлен в табл. 1.

Кварцевые пески Хоф отличаются от вышеперечисленных не только более молодым олигоценным возрастом, но и примесным составом: они по сравнению с песками Абу Тан в большей степени загрязнены глинистым материалом. Значительно чаще встречаются прослои глинистых кварцевых тонкозернистых песков. Но наряду с ними имеются слои белых очень чистых тонкозернистых кварцевых песков. Некоторые слои загрязнены карбонатным материалом и даже встречаются эпигенетические включения гипса. Кварцевые пески Хоф занимают значительно большие площади, чем кварцевые пески Абу Тан. Содержание глинистых фракций в них составляет 5—25%. Глинистая масса состоит из гидрослюды, палыгорскита и серицита. В тяжелой фракции присутствуют единичные зерна опала, турмалина, циркона, рутила, андалузита, ставролита, кианита, граната и эпидота. Химический состав песков Хоф приведен в табл. 1.

Кварциты Салил, несмотря на весьма значительные различия условий залегания и структурных особенностей, минеральными примесями сходны с кварцитами Вади Боу и Ар Раки. Нижняя их часть представлена тонко рассланцованными кварцитами с большим количеством выделений пластинок слюды, вытянутых по поверхностям напластований. В верхней части толщи расположены средне-слоистые кварциты с хорошо сохранившимися знаками ряби серповидной формы. Эти кварциты сильно ожелезнены; ожелезнение распространено вдоль поверхностей напластований.

Главные примесные минералы нижней части горизонта Салил — мусковит и серицит. Общее количество слюды в нижней части достигает 25%. Наряду со слюдами встреча-

ны арсенопирит, барит и единичные зерна ставролита, кинита и граната. В верхней части количество слюды резко сокращается, и имеются отдельные пласты, практически лишенные этого минерала, но вместе с тем увеличивается содержание ставролита и появляется турмалин. Кварц волокнистого строения, но повсеместно микрогранулированный. Беспорядочно расположенные мелкие трещины создают хаотическую структуру [10]. Химический состав нижнего и верхнего горизонтов кварцитов Салил представлен в табл. 1.

Повышенное содержание алюминия в кварцитах Салил связано не столько с вхождением этого элемента в кристаллическую структуру кварцевых зерен, сколько с присутствием значительного количества мусковита, гидрослюды и серицита. Проведенный после флотации химический анализ, как правило, показывает снижение содержания алюминия в десятки раз (табл. 2, 3). Повышенное содержание железа вызвано присутствием тонкорассеянных минералов оксидов и гидроксидов этого элемента, которые адсорбируются как на поверхности зерен кварца, так и вдоль поверхности напластования. Из-за присутствия тонкорассеянного арсенопирита в кварцитах Салил установлено повышенное по сравнению с кварцитами из других районов содержание мышьяка (350–400 ppm). Некоторые образцы содержат аномально высокое количество бария (110–150 ppm). Как оказалось, слои с такими концентрациями бария рассеяны прожилками барита. Установлена прямая связь между высоким содержанием кальция и магния и присутствием карбонатных минералов.

После удаления глинистых частиц и проведения магнитной сепарации, флотации и воздействия 10%-ной соляной кислоты минеральная и химическая чистота кварцевого концентрата сильно возросла. Содержание железа, алюминия и титана сократилось на два порядка, а кальций, магний, калий и натрия — в десятки раз.

Генетические особенности. Положение в разрезе толщ кварцевых песков между двумя пластами морских известняков и наличие среди них единичных прослоев биогенных известняков однозначно свидетельствует об их морском генезисе. На такое происхождение указывает характер окатанности зерен и отсутствие на их поверхностях признаков эолового воздействия. Изредка в слоях кварцитов встречаются окварцованные и окремененные раковины морских двустворчатых моллюсков, кораллов и рудистов. В одном случае, как, например, на месторождениях Вади Боу, Ар Раки и Абу Тан, кварцевые пески формировались в прибрежно-морских условиях в раннем кампане. Перекрывающие их биогермные известняки переполнены остатками организмов, существовавших в зоне литорали, причем некоторые из них носят следы окатанности.

Большое значение для определения генетических условий имеет наличие косой слоистости и перемытых окремененных обломках литоральной фауны. Косая слоистость характерна для авандельтовой части крупной речной системы, которая была направлена с центральной части Аравийской платформы в сторону прибрежной части океана Тетис.

В другом случае, как на месторождении Хоф, кварцевые пачки образовались в олигоценовую эпоху. Обилие нуммулитов в подстилающих и перекрывающих кварцевые пески известняках и мергелях и отсутствие каких-либо следов размыва и перемыва свидетельствуют не только о морском генезисе всей толщи, но и о крайне теплых экваториальных условиях и одновременно слабом гидродинамическом режиме. Кварцевые пески Хоф характеризуются исключительно высокой степенью окатанности и сортированности. Они сформировались в прибрежно-морских и относительно спокойных условиях. В ином случае на границах перехода от кварцевых песков к карбонатам должны

2. Прогноз чистоты кварцевого сырья (в %) после удаления инородных минералов и результаты экспериментов по очистке кварца

Месторождение	Эксперимент	Доверительная вероятность, %		
		99	95	80
Хоф	99,5—99,8	99,2	99,4	99,6
Салил	99,6	98,8	99	99,2

Примечание: элементный анализ проводился методом ICP MS.

были бы возникнуть горизонты перемыва или размыва. И в то же время вблизи подошвы и кровли отсутствуют следы карбонатности кварцевых песков. Лишь в исключительных случаях имеются включения кристаллов гипса, представляющие собой, вероятно, эпигенетические образования.

Толща кварцитов Салил заключена между двумя мощными горизонтами гнейсов и кристаллических сланцев. Граница между ними, как отмечалось выше, не стратиграфическая, а тектоническая. Видны поверхности скольжения и перемещения отдельных блоков вдоль небольших надвигов, которыми изобилует район. Толща кварцитов расположена, вероятно, в аллохтонной части офиолитового покрова Семаил. Офиолиты образовались в маастрихтское время [3, 12] и, вероятно, именно в это же время произошло окварцевание мощной, достигающей примерно 500 м мощности, толщи кварцевых песков и превращение их в кварциты Салил.

Наличие волноприбойных знаков свидетельствует о морском генезисе кварцитов Салил. В связи с отсутствием прямых фактических данных, мы считаем необходимым воздержаться пока от заключения относительно глубины образования кварцитов. До тех пор пока не будут обнаружены остатки макро- или микрофауны, возраст кварцитов Салил останется проблематичным.

Образование кварцитов Салил связано со значительным метаморфизмом в процессе альпийского или ларамийского орогенеза в области офиолитового покрова Семаил, когда вдоль крупного линеймента были перемещены на значительное расстояние крупные блоки земной коры и произошло внедрение и изменение пород океанской коры [3, 12]. Вполне возможно, что в этот же время действовали низкотемпературный гидротермальный и метасоматический процессы, вызвавшие видоизменение толщи кварцевых песков. Циркулирующие растворы, обогащенные кремнеземистым веществом, способствовали цементации зерен кварца, которые сохранили следы окатанности. В условиях значительного метаморфизма произошло рассланцевание толщ кварцитов.

Кварциты в платформенной части в Центральном и Южном Омане скорее всего образовались также в предмаастрихтское время. Их возникновение обусловлено циркуляцией обогащенных кремнеземом растворов. Процессы метаморфизма и метасоматоза привели к дополнительной очистке песчаного материала, т.к. в этом случае удалялись неустойчивые к выветриванию минералы и глинистые примеси. Окременение способствовало возникновению дополнительной оторочки кварца вокруг каждого обломочного зерна.

Обогатимость кварцевого сырья. Степень обогатимости кварцевого концентрата определялась как по экспериментальным данным, так и по впервые примененной в практике геологических работ методике статистического прогнозирования обогатимости сырья.

Методика предсказания обогатимости кварца состояла в следующем. Прежде всего, проводились химический (эле-

3. Прогноз содержания некоторых химических элементов (в %) в кварцевом сырье после удаления инородных минералов, вносящих в сырье эти элементы, и результаты экспериментов по очистке кварца (элементный анализ проводился методом ICP MS)

Минерал	Элемент	Эксперимент	Доверительная вероятность, %		
			99	95	80
1	2	3	4	5	6
<i>Месторождение Хоф</i>					
Кальцит и гидрослюда типа монтмориллонита	Li	<0,0019	<0,002	<0,0016	<0,0014
	Mg	0,004—0,03	<0,055	<0,04	<0,02
	Al	0,03—0,3	<0,5	<0,4	<0,3
	K	0,01—0,8	0,07—0,24	0,09—0,22	0,11—0,2
	Ca	<0,07	<0,07	<0,04	<0,007
	Sc	(3÷4)10 ⁻⁵	(3÷15)10 ⁻⁵	(4÷14)10 ⁻⁵	(5÷12)10 ⁻⁵
	Ti	<0,007	<0,045	<0,01	0
	V	<8·10 ⁻⁴	<12·10 ⁻⁴	<11·10 ⁻⁴	<9·10 ⁻⁴
	Mn	<4·10 ⁻⁴	<0,0045	<0,004	<0,003
	Fe	0,015—0,04	<0,09	<0,07	<0,05
	Co	(0,7÷2)10 ⁻⁵	<7·10 ⁻⁵	(0,4÷6)10 ⁻⁵	(1÷5)10 ⁻⁵
	Ga	(0,9÷3,2)10 ⁻⁴	(1,2÷5,8)10 ⁻⁴	(1,7÷5,3)10 ⁻⁴	(2,2÷4,8)10 ⁻⁴
	Ge	(5,5÷7,7)10 ⁻⁵	(1,2÷9,7)10 ⁻⁵	(2,1÷8,8)10 ⁻⁵	(3÷7,8)10 ⁻⁵
	Se	<1,7·10 ⁻⁴	2,1·10 ⁻⁴	<1,8·10 ⁻⁴	(0,1÷1,6)10 ⁻⁴
	Rb	(0,2÷1,8)10 ⁻⁴	<3,6·10 ⁻⁴	<3,2·10 ⁻⁴	(0,3÷2,7)10 ⁻⁴
	Y	(1,4÷3)10 ⁻⁴	(0,7÷4,5)10 ⁻⁴	(1,6÷4,1)10 ⁻⁴	(1,6÷3,7)10 ⁻⁴
	Zr	0,003—0,005	<0,011	<0,009	<0,008
	Nb	(35)10 ⁻⁵	<14·10 ⁻⁵	<12·10 ⁻⁵	<10·10 ⁻⁵
	Pd	(0,8÷3,2)10 ⁻⁵	<5·10 ⁻⁵	<4·10 ⁻⁵	<3·10 ⁻⁵
	I	<4·10 ⁻⁵	<2·10 ⁻⁴	<1,7·10 ⁻⁴	<1,4·10 ⁻⁴
	Cs	(2÷6)10 ⁻⁶	<7·10 ⁻⁶	<6·10 ⁻⁶	<5·10 ⁻⁶
	Ba	0,001—0,004	0,0017—0,0077	0,0023—0,007	0,003—0,0064
	La	(2÷4)10 ⁻⁴	<3·10 ⁻⁴	<2,6·10 ⁻⁴	<2,2·10 ⁻⁴
	Ce	(5÷8)10 ⁻⁴	<9·10 ⁻⁴	<7·10 ⁻⁴	<6·10 ⁻⁴
	Pr	(6÷9)10 ⁻⁵	<9·10 ⁻⁵	<8·10 ⁻⁵	<7·10 ⁻⁵
	Nd	(2,÷64,1)10 ⁻⁴	<7·10 ⁻⁴	(0,4÷6)10 ⁻⁴	(1,2÷5)10 ⁻⁴
	Sm	(4÷10)10 ⁻⁵	<14·10 ⁻⁵	(0,4÷13)10 ⁻⁵	(0,2÷11)10 ⁻⁵
	Eu	(1,2÷2)10 ⁻⁵	(0,3÷4,4)10 ⁻⁵	(0,8÷3,9)10 ⁻⁵	(1,2÷3,5)10 ⁻⁵
	Gd	(4÷10)10 ⁻⁵	<1,7·10 ⁻⁴	(0,8÷15)10 ⁻⁵	(3÷13)10 ⁻⁵
	Tb	(6÷14)10 ⁻⁶	(0,8÷25)10 ⁻⁶	(3÷23)10 ⁻⁶	(6÷20)10 ⁻⁶
	Dy	(2,5÷9)10 ⁻⁵	(1,5÷15)10 ⁻⁵	(3÷14)10 ⁻⁵	(4÷12)10 ⁻⁵
	Ho	(1÷2,5)10 ⁻⁵	(0,4÷4)10 ⁻⁵	(0,7÷3)10 ⁻⁵	(1÷2,6)10 ⁻⁵
	Er	(2÷6)10 ⁻⁵	(0,5÷6)10 ⁻⁵	(1,1÷5,7)10 ⁻⁵	(1,8÷5,3)10 ⁻⁵
	Tm	(6÷10)10 ⁻⁶	<1,2·10 ⁻⁵	(3÷11)10 ⁻⁶	(4÷10)10 ⁻⁶
	Hf	(6,5÷15)10 ⁻⁵	<3·10 ⁻⁴	<2,5·10 ⁻⁴	(42÷2)10 ⁻⁵
	Ta	<9·10 ⁻⁶	(4÷14)10 ⁻⁶	(5÷13)10 ⁻⁶	(6÷12)10 ⁻⁶
Кальцит	Be	<8·10 ⁻⁷	<2,3·10 ⁻⁵	(220)10 ⁻⁶	(518)10 ⁻⁶
	Na	0,1—0,4	0,1—0,3	0,11—0,25	0,13—0,23
	Pb	(1÷3,5)10 ⁻⁴	(1÷3,7)10 ⁻⁴	(1,3÷3,4)10 ⁻⁴	(1,6÷3,1)10 ⁻⁴
Гидрослюда типа монтмориллонита	Lu	(4÷8)10 ⁻⁶	(1÷10)10 ⁻⁶	(2÷9)10 ⁻⁶	(3÷8)10 ⁻⁶
	W	<1,4·10 ⁻⁶	<5·10 ⁻⁶	<4·10 ⁻⁶	<2·10 ⁻⁶
	Th	(1÷4)10 ⁻⁵	<1,4·10 ⁻⁴	<1,2·10 ⁻⁴	(0,4÷10)10 ⁻⁵
	U	(1÷3)10 ⁻⁵	<5·10 ⁻⁵	(0,4÷4,6)10 ⁻⁵	(1÷4)10 ⁻⁵
Пирит	As	0	<0,09	<0,08	0,007—0,07
	Te	<9·10 ⁻⁶	(0,06÷4,4)10 ⁻⁶	(0,5÷4)10 ⁻⁶	(1÷3)10 ⁻⁶
Гипс	Sr	(2÷7)10 ⁻⁴	(20÷45)10 ⁻⁴	(22÷43)10 ⁻⁴	(25÷40)10 ⁻⁴
	Rh	<6·10 ⁻⁸	<6·10 ⁻⁷	(0,55)10 ⁻⁷	(14)10 ⁻⁷
Рутил	Ni	<10 ⁻⁵	<7·10 ⁻⁴	<6·10 ⁻⁴	<4·10 ⁻⁴
	Ba	0,001—0,004	0,005—0,009	0,006—0,009	0,006—0,008

1	2	3	4	5	6
<i>Месторождение Салил</i>					
Пирит	Li	$\approx 2 \cdot 10^{-5}$	$< 2,2 \cdot 10^{-4}$	$< 1,8 \cdot 10^{-4}$	$< 1,3 \cdot 10^{-4}$
	Na	$< 0,09$	0,008—0,076	0,015—0,065	0,02—0,06
	Ti	0,016	0,003—0,046	0,007—0,040	0,013—0,036
	Co	$< 1,2 \cdot 10^{-5}$	$(0,9 \div 5,2) 10^{-5}$	$(1,4 \div 4,6) 10^{-5}$	$(1,9 \div 4,2) 10^{-5}$
	Zr	$(12 \div 24) 10^{-4}$	$< 0,0049$	$(4,3 \div 43) 10^{-4}$	$(10 \div 37) 10^{-4}$
	Ta	$(4 \div 7) 10^{-5}$	$< 1,6 \cdot 10^{-4}$	$< 1,3 \cdot 10^{-4}$	$(0,7 \div 11) 10^{-5}$
Пирит и хлорит	Nb	$(3 \div 4) 10^{-5}$	$(1,6 \div 120) 10^{-6}$	$(1,6 \div 11) 10^{-5}$	$(3 \div 10) 10^{-5}$
	Pd	$\approx 10^{-5}$	$< 9 \cdot 10^{-5}$	$< 8 \cdot 10^{-5}$	$< 6 \cdot 10^{-5}$
	Hf	$< 4 \cdot 10^{-6}$	$< 7 \cdot 10^{-6}$	$< 6 \cdot 10^{-6}$	$< 5 \cdot 10^{-6}$
Хлорит	Eu	$(2 \div 3) 10^{-5}$	$(3 \div 7) 10^{-5}$	$(3,5 \div 6,5) 10^{-5}$	$(4 \div 6) 10^{-5}$
	Tb	$(1 \div 1,5) 10^{-5}$	$(1,5 \div 4) 10^{-5}$	$(2 \div 3,7) 10^{-5}$	$(2 \div 3) 10^{-5}$
	Dy	$(4 \div 7) 10^{-5}$	$(8 \div 22) 10^{-5}$	$(1 \div 2,1) 10^{-4}$	$(1,1 \div 1,9) 10^{-4}$
	Ho	$(0,9 \div 1,4) 10^{-5}$	$(1,7 \div 4) 10^{-5}$	$(1,9 \div 3,8) 10^{-5}$	$(2,2 \div 3,6) 10^{-5}$
	Er	$(2 \div 3) 10^{-5}$	$(4 \div 12) 10^{-5}$	$(5 \div 11) 10^{-5}$	$(6 \div 10) 10^{-5}$
	Tm	$(3 \div 6) 10^{-6}$	$(7 \div 17) 10^{-6}$	$(8 \div 16) 10^{-6}$	$(9 \div 15) 10^{-6}$
	Yb	$(2 \div 4) 10^{-5}$	$(4 \div 10) 10^{-5}$	$(4,8 \div 9) 10^{-5}$	$(5,4 \div 8,4) 10^{-5}$
	Lu	$(3 \div 6) 10^{-6}$	$(5 \div 14) 10^{-6}$	$(6 \div 13) 10^{-6}$	$(7 \div 12) 10^{-6}$
	Re	≈ 0	$< 3,410^{-7}$	$(0,3 \div 3) 10^{-7}$	$(0,7 \div 2,8) 10^{-7}$
	Th	$(5 \div 7) 10^{-5}$	$(5 \div 16) 10^{-5}$	$(7 \div 15) 10^{-5}$	$(8 \div 14) 10^{-5}$
	Rh	$< 9 \cdot 10^{-7}$	$< 2,6 \cdot 10^{-6}$	$< 2,1 \cdot 10^{-6}$	$< 1,6 \cdot 10^{-6}$
	La	$(3 \div 7) 10^{-4}$	$(4,6 \div 9,4) 10^{-4}$	$(5,1 \div 8,8) 10^{-4}$	$(5,7 \div 8,3) 10^{-4}$
Хлорит и гидрослюда типа серицита	Ce	$(6 \div 12) 10^{-4}$	$(8 \div 17) 10^{-4}$	$(9 \div 16) 10^{-4}$	$(10 \div 15) 10^{-4}$
	Pr	$(1 \div 2) 10^{-4}$	$(1,2 \div 2,6) 10^{-4}$	$(1,4 \div 2,4) 10^{-4}$	$(1,5 \div 2,3) 10^{-4}$
	Nd	$(4 \div 7) 10^{-4}$	$(5 \div 10) 10^{-4}$	$(5,5 \div 9) 10^{-4}$	$(6,1 \div 8,8) 10^{-4}$
	Sm	$(0,9 \div 1) 10^{-4}$	$(1,1 \div 2,4) 10^{-4}$	$(1,3 \div 2,3) 10^{-4}$	$(1,4 \div 2,1) 10^{-4}$
	Gd	$\approx 10^{-4}$	$(1,4 \div 2,8) 10^{-4}$	$(1,5 \div 2,6) 10^{-4}$	$(1,7 \div 2,5) 10^{-4}$
	Ir	$< 2 \cdot 10^{-7}$	$(0,3 \div 7) 10^{-7}$	$(1 \div 6) 10^{-7}$	$(1,8 \div 5) 10^{-7}$
	Bi	$< 2 \cdot 10^{-6}$	$< 5 \cdot 10^{-6}$	$< 4 \cdot 10^{-6}$	$(0,63,6) 10^{-7}$
	U	$(2 \div 3) 10^{-5}$	$(2,2 \div 5,1) 10^{-5}$	$(2,6 \div 4,8) 10^{-5}$	$(2,9 \div 4,5) 10^{-5}$
	Be	$(0,4 \div 6) 10^{-6}$	$(1 \div 10) 10^{-6}$	$(2 \div 9) 10^{-6}$	$(3 \div 8) 10^{-6}$
	Tl	$\approx 1,5 \cdot 10^{-6}$	$(0,2 \div 7) 10^{-6}$	$(1 \div 6) 10^{-6}$	$(1,7 \div 5) 10^{-6}$
Кальцит и гиббсит	Al	0,095—0,13	$< 0,8$	0,04—0,7	0,14—0,6
	Ca	$< 0,16$	$< 0,2$	$< 0,17$	$< 0,14$
	Mn	$(1,6 \div 26) 10^{-5}$	$< 0,0023$	$< 0,002$	$(0,4 \div 17) 10^{-4}$
	Zn	$< 6 \cdot 10^{-4}$	$< 0,0026$	$< 0,0023$	$< 0,0019$
	Rb	$(1 \div 2) 10^{-4}$	$(0,8 \div 7,5) 10^{-4}$	$(1,6 \div 6,8) 10^{-4}$	$(2 \div 6) 10^{-4}$
	Ag	≈ 0	$< 6 \cdot 10^{-4}$	$< 4 \cdot 10^{-4}$	$< 2 \cdot 10^{-4}$
Гиббсит	Sc	$\approx 2 \cdot 10^{-5}$	$(3 \div 12) 10^{-5}$	$(4 \div 11) 10^{-5}$	$(5 \div 10) 10^{-5}$
	As	≈ 0	$< 0,006$	$< 0,005$	0,0005—0,004
	Sb	$< 1,5 \cdot 10^{-5}$	$< 7 \cdot 10^{-5}$	$< 6 \cdot 10^{-5}$	$(0,7 \div 5) 10^{-5}$
Гидроксиды Al и Fe	Fe	0,005—0,03	0,017—0,09	0,02—0,08	0,03—0,07

Примечание: элементный анализ проводился методом ICP MS.

ментный) и минералогический анализы отобранных проб*. Элементный анализ проводился методом масс-спектрометрии индуктивно связанной плазмы (ICP MS), определялось содержание в образцах 70 примесных элементов. Минеральный состав образцов определялся методами термического анализа, которые, несмотря на полуколичественный (оценочный) характер даваемых результатов, оказались достаточно эффективными для статистических исследований,

особенно если принять во внимание сравнительную простоту и экспрессность этих анализов, что немаловажно при массовом исследовании образцов.

Затем по полученным данным вычислялась матрица коэффициентов корреляции (рис. 3) между концентрациями химических элементов, содержанием примесных минералов и концентрациями элементов и содержанием минералов (т.е. коэффициентов корреляции типа элемент—элемент, минерал—минерал и элемент—минерал). Коэффициенты корреляции показывают, существует ли и насколько «сильна» линейная связь между теми или иными измеряемыми физическими величинами (назовем их X и Y).

*При этом число проб должно было быть достаточно велико: по меньшей мере несколько десятков.

Коэффициенты корреляции R изменяются от -1 до $+1$. Высокие по абсолютной величине (близкие к 1 или -1) коэффициенты корреляции свидетельствуют о высокой вероятности существования линейной зависимости между сопоставляемыми физическими величинами ($Y=AX+B$), причем, если коэффициент корреляции отрицателен, эта зависимость убывающая ($A<0$, чем больше одна из величин, тем меньше другая, в этом случае говорят о наличии антикорреляции), если положителен — возрастающая ($A>0$)*. Близкие же к нулю коэффициенты корреляции говорят об отсутствии линейной зависимости между сопоставляемыми физическими величинами. Коэффициент корреляции между X и Y (R_{XY}) всегда равен таковому между Y и X (R_{YX}), поэтому матрица коэффициентов корреляции всегда симметрична относительно своей главной диагонали. Диагональные же элементы этой матрицы всегда равны 1 , т.к. любая величина всегда коррелирована сама с собой. В матрицах, представленных на рис. 3, показаны лишь положительные значения R , т.к. физический смысл изредка появляющихся отрицательных R пока не вполне ясен, а их достоверность невелика. Поэтому отрицательным R искусственно приписывалось значение $R=0$. Приведенные на рис. 3 оценки коэффициентов корреляции R значимы на уровне $0,05$. Иными словами, при вычислении выборочных значений коэффициентов корреляции R проверялась гипотеза H о том, что коэффициент корреляции в генеральной совокупности (назовем его «истинным коэффициентом корреляции») $\rho=0$. Гипотеза H отклонялась, если величина $|R|$ превосходила некоторое критическое значение $R_{кр}$, соответствующее тому, что вероятность неоправданного отклонения гипотезы H равна 5% . В противном случае оценка считалась недостоверной, и R принималось равным нулю.

Из рис. 3 видно, что многие примесные элементы входят в пробы коррелировано, выделяются даже целые группы коррелировано входящих в пробы элементов. Кроме того, содержание многих элементов коррелируется с содержанием примесных минералов**. Весьма вероятно, что эти элементы вносятся в сырье либо с соответствующими минералами, либо, если не установлена корреляция их концентрации с содержанием минералов или концентрацией элементов, содержание которых коррелирует с содержанием того или иного минерала, — с загрязненным кварцем, доля которого в различных образцах может быть разной (или с минералами, содержание которых в пробах было ниже предела обнаружения метода термического анализа). Кроме того видно, что общее число элементов, коррелировано входящих в пробы песка с месторождения Хоф, существенно превышает число элементов, коррелировано входящих в образцы кварцитов с месторождения Салил. Более того, элементы, коррелировано входящие в образцы с месторождения Хоф, обычно сгруппированы, а их содержание коррелирует с содержанием тех или иных минералов. Не исключено, что это обстоятельство связано с тем, что значительная часть инородных элементов вносится в пробы с месторождения Салил вместе с достаточно загрязненным кварцевым цементом и/или со слюдой: вариации в пробах собственной загрязненности цемента и/или слюды растворенными примесями, минеральными микровключениями и т.д. (т.е. вариации их химического состава) могут накладываться на вариации количества цемента или слюды. В этом

случае рассчитывать на обнаружение сколько-нибудь значимой корреляции между содержанием минералов и вносимых таким образом в пробы элементов не приходится. В пользу высказанного предположения свидетельствует тот факт, что содержание слюды в кварцитах Салил не коррелирует с концентрацией ни одного из примесных элементов. Судя по всему, слюда, будучи основным инородным минералом, загрязняющим эти образцы, весьма неоднородна по составу. Возможно также, что неоднороден по составу и кварцевый цемент.

На основании сказанного можно предположить, что кварциты Салил должны быть менее пригодными для обогащения, чем пески Хоф.

Одновременно с вычислением матрицы коэффициентов корреляции по данным химического и минералогического анализов методами регрессионного анализа [2] проводилось статистическое прогнозирование чистоты кварцевого сырья после удаления из него всех инородных минералов (см. табл. 2). Иначе говоря, для зависимости полного содержания всех примесных элементов от полного содержания инородных минералов в пробах (а эти зависимости характеризовались высоким R для месторождения Хоф и R около $0,01$ для месторождения Салил) вычислялись коэффициент A и свободный член B и проводилась оценка $99, 95$ и 80% -ных доверительных интервалов ΔY для $Y(X=0)$. Из полученных таким образом оценок параметра B и доверительных интервалов ΔY были получены данные прогноза чистоты сырья после удаления из него всех инородных минералов ($B-\Delta Y < Y_{пр} < B+\Delta Y$). Прогноз показал, что с высокой вероятностью после глубокого обогащения пески месторождения Хоф должны быть в среднем заметно чище, чем кварциты месторождения Салил.

Аналогично для примесных элементов и инородных минералов, содержание которых менялось в пробах коррелировано, методами регрессионного анализа прогнозировалось содержание этих элементов в сырье после удаления из него соответствующих минералов. Данные прогноза, полученные для кварцевых песков с месторождения Хоф и кварцитов с месторождения Салил, представлены в табл. 3.

Для проверки результатов статистического прогноза были проведены эксперименты по очистке проб. Примененная процедура очистки образцов с месторождения Салил состояла в следующем. Образцы, измельченные и просеянные через сито с размером ячейки $0,8$ мм перед проведением анализов, промывались дистиллированной водой, подвергались магнитной сепарации в поле постоянного магнита напряженностью $1,2$ Тл, травились в 10% -ной соляной кислоте с последующей промывкой в дистиллированной воде и разделялись в разбавленном бромформе (удельная масса $2,66$ г/см³). Процедура очистки образцов с месторождения Хоф отличалась от описанной выше тем, что образцы не измельчались и не травились HCl. На каждой стадии результаты очистки контролировались методами термического анализа и ICP MS. Данные контрольных экспериментов также представлены в табл. 2, 3 для сравнения с результатами прогноза. С нашей точки зрения, предсказанные и контрольные результаты находятся во вполне удовлетворительном согласии, особенно если принять во внимание небольшое по статистическим меркам количество исследованных проб. Кроме того, при очистке из проб удалялись сильно загрязненные зерна самого кварца, которые при термическом анализе

* Это означает, например, что коэффициент корреляции между содержаниями некоторых химического элемента и минерала в пробах высок (близок к 1), то данный элемент с высокой степенью вероятности привнесен в пробы в основном с данным минералом.

** Это позволяет предположить, что для ряда практически важных применений описываемого метода удастся без потери информации полностью или частично отказаться от проведения прямых минералогических анализов и заметно сократить число элементов, содержание которых должно определяться при химическом анализе проб, и контролировать лишь содержание в пробах сравнительно небольшого количества заранее выделенных «реперных» элементов.

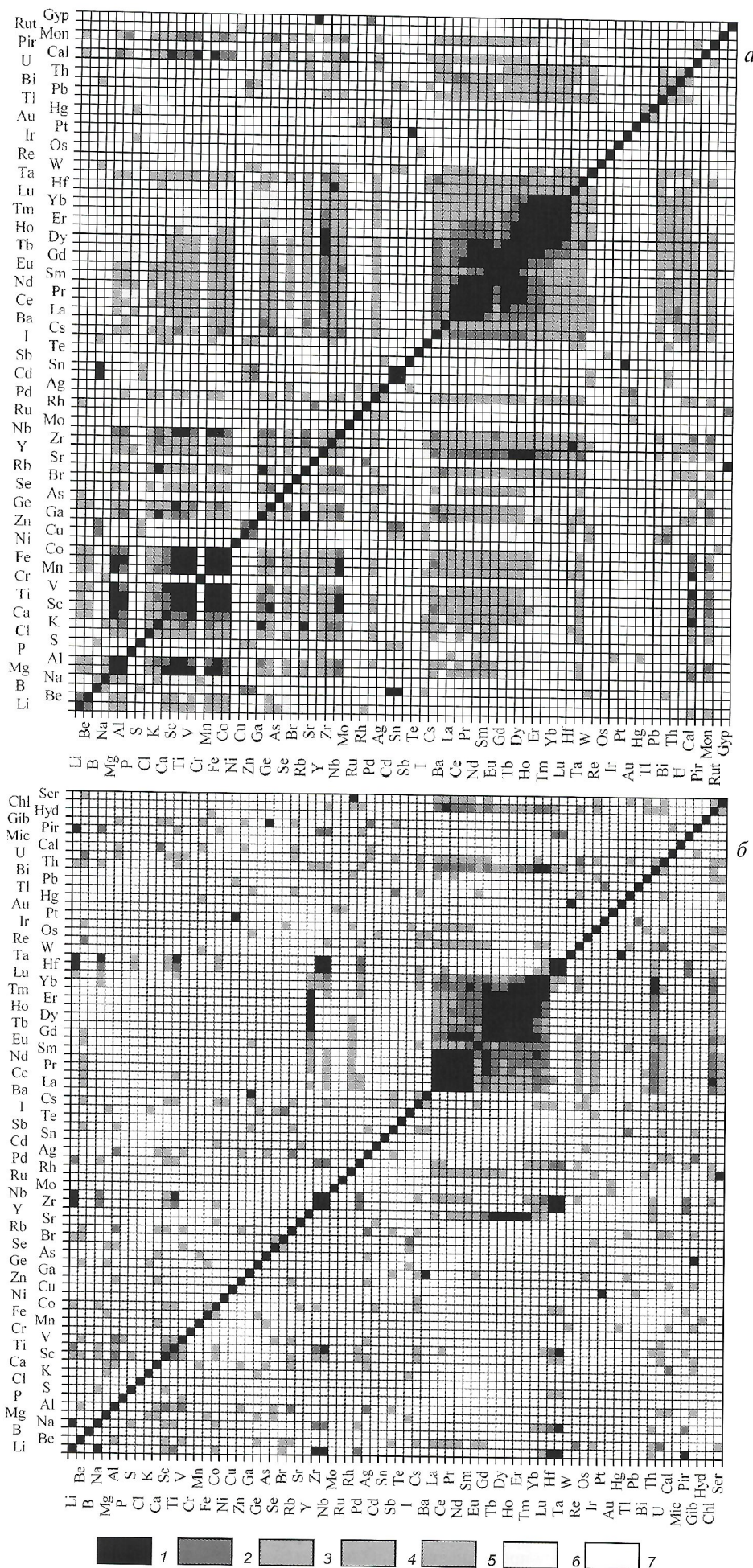


Рис. 3. Матрицы коэффициентов корреляции между содержанием химических элементов и минералов и содержанием минералов в образцах кварцевых песков с месторождения Хоф (а) и кварцитов с месторождения Салил (б):

коэффициенты корреляции: 1 — 0,9—1; 2 — 0,8—0,9; 3 — 0,7—0,8; 4 — 0,6—0,7; 5 — 0,5—0,6; 6 — 0,4—0,5; 7 — 0,3—0,1; Cal — кальцит; Pir — пирит; Mon — монтмориллонит; Rut — рутил; Gyp — гипс; Mic — слюда; Gib — гиббсит; Hyd — гидроксиды железа и алюминия; Chl — хлорит; Ser — гидрослюда типа серицита

практически неотличимы от чистого кварца*. Минеральные примеси, содержание которых в пробах было ниже предела обнаружения термического анализа, вносящие свой вклад в результаты элементного анализа исходных образцов, также удалялись из проб при контрольной очистке. Поэтому полученные в настоящей работе результаты статистического прогнозирования можно рассматривать как оценки вероятных результатов обогащения сверху для концентраций отдельных примесей и снизу для общей чистоты сырья**. Тем не менее, примененный статистический подход, с нашей точки зрения, — весьма удобный способ быстрой первичной оценки пригодности сырья для использования в том или ином технологическом процессе. Так, для месторождения Салил был получен менее благоприятный прогноз результатов обогащения сырья, чем для месторождения Хоф, что в среднем и было подтверждено контрольными экспериментами. Кроме того, данный подход может оказать заметную помощь при разработке самой процедуры обогащения.

Возможности использования.

Согласно оценочным работам, проведенным бельгийскими и французскими геологами [8, 10], абсолютное большинство кварцевых песков Абу Тан недостаточно высокого качества, и валовое со-

* При разделении проб размолотых кварцитов Салил в бромформе были выявлены в сопоставимых количествах две «фракции» кварца: светлые зерна чистого кварца и более темные зерна весьма загрязненного кварца.

** Т.е. можно утверждать, что получаемое в результате обогащения сырье, вероятнее всего, будет содержать соответствующие примеси в концентрациях несколько меньших, а общая чистота его будет несколько выше, чем данные статистического прогноза.

4. Технические требования к кварцевому сырью для стекловарения и производства кварцевых тиглей

Элемент	Цветное стекло [7]	Белое стекло [7]	Оптическое стекло [7]	Боро-силикатное стекло [7]	Оптическое и увиолевое стекло высшего сорта (ОСТ 41-04-159-80) [12]	Кварцевые тигли
SiO ₂	>97	>98,8	>99	>99,6	>99,98	>99,6
Al	<3,2×10 ⁻¹	<3,2×10 ⁻¹	<2,6×10 ⁻¹	<1,1×10 ⁻¹		<5,3×10 ⁻²
Fe	<3,5×10 ⁻¹	<2,1×10 ⁻²	<3,5×10 ⁻¹	<7×10 ⁻²	<5×10 ⁻⁴	<7×10 ⁻³
Ti	<3×10 ⁻¹	<1,2×10 ⁻²	<6×10 ⁻³		<1×10 ⁻⁴	<6×10 ⁻³
Ca	<7,1×10 ⁻¹	<1,4×10 ⁻⁴	<7,1×10 ⁻³			<7,1×10 ⁻³
Mg	<4,8×10 ⁻¹	<1,8×10 ⁻¹	<6×10 ⁻³			<6×10 ⁻³
Co					<2×10 ⁻⁶	
Ni					<2×10 ⁻⁵	
Mn					<5×10 ⁻⁴	
Cu					<3×10 ⁻⁵	
B				<3,1×10 ⁻²		<3,1×10 ⁻⁴
Cr	<3,4×10 ⁻⁴	<3,4×10 ⁻⁴	<1,4×10 ⁻⁴	<1,4×10 ⁻⁴	<5×10 ⁻⁶	<6,8×10 ⁻⁵
P						<4,4×10 ⁻⁴
As						<7,6×10 ⁻⁴

Примечание: содержание (массовая доля) диоксида кремния и примесных элементов даны в %.

держание кремнезема в них изменяется от 97 до 99,6%. В таком виде их можно без предварительного обогащения использовать только для получения прозрачного цветного и белого стекла. После частичного обогащения, при котором удаляются магнитные минералы и некоторые красящие элементы, кварцевые пески рекомендуется использовать в оптическом стекловарении (табл. 4.)

Наряду с этим были высказаны предположения и о возможном использовании кварцитов Вади Боу и Ар Раки для получения технического кремния [12]. Проведенные нами исследования показали принципиальную возможность использования этих кварцитов для производства технического кремния с последующим получением из него силикомарганца, силикокальцита, ферро- и алюмосилиция и трихлорсилана, используемого в кремнеорганическом синтезе. Кроме того, эти кварциты, по-видимому, могут быть использованы для производства полупроводникового кремния с применением, например, трихлорсилановой технологии очистки [6, 11]. Однако для того, чтобы сделать окончательное заключение о возможности такого использования, необходимо провести более детальные химико-технологические исследования.

Вопрос о возможности высокой очистки сырья с месторождений Абу Тан, Ар Раки и Вади Боу также остается открытым.

Из двух месторождений, кварцевое сырье которых было наиболее детально исследовано нами, ни одно в полной мере не удовлетворяет требованиям, предъявляемым в настоящее время к сырью для получения элитного кремния. С нашей точки зрения, предпочтительны в качестве исходного сырья для использования в современных технологиях получения кремния — глубоко очищенные кварцевые пески Хоф определенных горизонтов. Под глубокой очисткой понимается не только такие традиционно применяемые методы обогащения, как флотация, магнитная и электрическая сепарация и выщелачивание [4], но и, например, высокотемпературный отжиг.

В меньшей степени, несмотря на достаточно высокую чистоту, для использования в современных технологиях производства кремния подходят кварциты Салил. С одной стороны, трудность представляют избирательность добычи и необходимость дробления до определенных фракций твердых разновидностей кварцитов, с другой, что даже бо-

лее существенно, — наличие некоторых трудно удалимых включений, входящих в цемент кварцитов и представляющих собой источники вредных с точки зрения производства полупроводникового кремния примесей*, и вероятная неоднородность примесного состава самого кварцевого цемента.

Проведенные исследования позволили определить возрастную приуроченность и генетические особенности кварцевых песков и кварцитов Омана. Установлено, что наряду с прибрежно-морскими встречаются и дельтовые разновидности кварцевых песков и кварцитов. Многие пески и кварциты имеют достаточно высокую степень чистоты и потенциально пригодны для промышленного использования. Однако для точного определения области их возможного применения — особенно для оценки возможности их использования в новейших технологиях — необходимы дополнительные технологические работы, а для определения участков для добычи наиболее чистых их разновидностей необходимо провести детальные литолого-фациальные исследования.

Впервые применен статистический подход к анализу обогатимости минерального сырья. Результаты полученного прогноза обогатимости кварцитов с месторождения Салил и песков с месторождения Хоф хорошо согласуются с экспериментальными данными. Предложенный в статье подход к прогнозированию возможности обогащения минерального сырья может быть использован для анализа любого потенциального сырья, к которому предъявляются сколько-нибудь высокие требования по чистоте, примесному составу или обогатимости.

Выражаем благодарность Министерству нефти и минералов Султаната Оман (Ministry of Petroleum and Minerals of the Sultanate of Oman), Министерству промышленности и коммерции Султаната Оман (Ministry of Commerce and Industry of the Sultanate of Oman) и компании «Dolphin International, L.L.C.» за организацию поездки по месторождениям Омана и Министерству науки и технологий РФ за финансовую поддержку аналитической части работы. Мы глубоко

* Речь идет, прежде всего, о боре, фосфоре, мышьяке и некоторых других элементах, неконтролируемое присутствие которых в полупроводниковом кремнии недопустимо.

признательны коллегам, сопровождавшим нас в поездке и оказавшим неоценимую помощь: техническому координатору доктору Абуду Аль Савафи (*Dr. Abood Al Sawafi*) и специалистам-геологам доктору Кидваи (*Dr. Kidwai*), доктору Чэйрану (*Dr. Charian*), доктору Мохаммеду Ишаду Хафа (*Dr. Mohammed Ishad Khahfa*) и господину Али Аль Хатири (*Mr. Ali Al Khathiri*). Особую признательность выражаем своим соавторам по аналитическим работам: А.И.Надеждинскому, Д.Б.Ставровскому и Ю.В.Богуславскому. Совместная статья, детально описывающая методику и результаты анализов, в настоящее время готовится к публикации. Искренне благодарим академика А.М.Прохорова и В.П.Калинушкина за постоянное внимание к работе и оказанную поддержку.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. — М.: Недра, 1981.
2. Драйпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. — М.: Финансы и статистика. Т. 1. 1986. Т. 2. 1987.
3. Колман Р.Г. Офиолиты. — М.: Мир, 1979.
4. Минералургия жильного кварца. — М.: Недра, 1990.

5. Петров Г.Н., Ясаманов Н.А. Новейшие технологии: путь к ноосфере или природной катастрофе? // Вестник Российской АН. 1998. Т. 68. № 2. С. 132—135.
6. Технология полупроводникового кремния / Под ред. Э.С.Фальковича. — М.: Металлургия, 1992.
7. Aulich H.A., Grabmaier J.G. Solar-Grade Silicon Prepared by Advanced Carbothermic Reduction of Silica // Siemens Forsch.-u. Entwickl.-Ber. Bd. 15 (1986). № 4. P. 157—162.
8. Exploration and evaluation of silica sand and quartzite deposits in the Sultanate Oman. BUGECO Report. Bruxelles: Bureau of Geological Consultancy. 1993. Vol. 1—6.
9. Iasamanov N.A., Petrov G.N. Variety of the Pure Natural Quartz as a Resource for obtaining of Superior Silicon // Silicon'96. Proc. 5-th Scientific and Business Conf., ed. K.Vojtechovsky. Vol. 2. Roznov pod Radhostem, Czech Republic: Tecon Scientific, 1996. P. 48—62.
10. Le Moutour J., Michel J.C., Büchennec F. et al. Geology and Mineral Wealth of the Sultanate of Oman. Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanate of Oman & Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). France, 1995.
11. O'Mara W.C., Herring R.B., Hunt L.P. (eds.). Handbook of Semiconductor Silicon Technology. Park Ridge, New Jersey, USA: Noyes Publ., 1990.
12. Pasquet J.F. Industrial Rocks and Minerals: Preliminary Technical // Economic Assessment and 1:10,000,000-Scale Map of Potential Deposits. Unpublished Report, BRGM, R33109, 1991.

Геофизика и глубинное строение

УДК 552.08:53(03)

© Коллектив авторов, 2001

Расчленение меловых отложений Юго-Западного Крыма по магнитной восприимчивости

В.В.АРКАДЬЕВ, К.В.ТИТОВ, О.И.СИДОРЕНКОВА (Санкт-Петербургский государственный горный институт им.Г.В.Плеханова), К.Н.ЧЕРНЫЙ (ОАО «Полиметалл»)

Морские меловые отложения широко развиты в Горном Крыму. В Юго-Западном Крыму они приурочены к северо-западному крылу Качинского антиклинального поднятия. Расчленение меловых отложений Горного Крыма и выделение в них литостратиграфических подразделений связано с определенными трудностями, что объясняется сильной фациальной изменчивостью, особенно характерной для пород нижнего мела, и однообразием литологического состава верхнемеловых осадков. Существенную роль в решении этой задачи играют геофизические методы, реализуемые как на обнажениях, так и на материале скважин. Настоящая работа иллюстрирует возможности использования для расчленения отложений лишь одного физического свойства горных пород — магнитной восприимчивости (МВ).

Наиболее полные разрезы меловой системы (нижнего и верхнего отделов) известны в бассейне р.Бельбек, в окрестностях пос.Куйбышево. Стратиграфическая схема меловых отложений этого района разрабатывалась многими исследователями [2, 4, 6—10]. В результате исследований последних лет геологов Санкт-Петербургского государственного горного института (СПГИ), ВСЕГЕИ, Санкт-Петербургского государственного университета (СПГУ) и МГУ эта схема значительно уточнена и изменена [1]. В стратиграфическом разрезе снизу вверх представлены и палеонтологически доказаны отложения берриаса, нижнего валанжина, верхнего готерива, верхнего альба и всех ярусов верхнего мела. По литологическим признакам в разрезе выделены следующие толщи (рис. 1).

Толща полимиктовых конгломератов. Залегают со структурным несогласием на флишеидных толщах таврической серии нижней юры. К берриасскому ярусу отнесена условно. Мощность 30—40 м.

Толща переслаивания песчаников, известковистых песчаников и известняков. Содержит разнообразный комплекс биофоссилий, включая типично берриасских аммонитов. Мощность 12—15 м.

Карбонатная толща, включающая несколько самостоятельных пачек (онколитовых, органогенно-обломочных, биогермных известняков). Многочисленные остатки кораллов, брахиопод, криноидей, морских ежей. В карбонатной толще остатков аммонитов не найдено. К берриасскому ярусу она отнесена условно. Мощность 70 м.

Толща кварцевых конгломератов. Залегают с разрывом на подстилающих известняках. К берриасскому ярусу отнесена условно по стратиграфическому положению. Мощность 0—70 м.

Толща онколитовых гравийно-галечных и гравийно-песчаных известняков с остатками аммонитов раннего валанжина. Залегают с разрывом на кварцевых конгломератах. Мощность 10 м.

Толща глин. Залегают с разрывом на известняках нижнего валанжина. По комплексу органических остатков (аптихов, белемнитов, брахиопод, морских лилий) отнесена к верхнему готериву. Мощность 20 м.

Толща глауконитовых песчаников. Трансгрессивно, иногда с конгломератами в основании залегают на различных породах нижнего мела. Песчаники насыщены зернами магнетита. По комплексу аммонитов отнесена к верхнему альбу—нижнему сеноману (?). Мощность 1,5—10 м.

Толща мергелей и глинистых известняков. Залегают с разрывом на подстилающих глауконитовых песчаниках. Для верхней части разреза характерны несколько горизонтов конкреций и линз кремней. Крайне редкие органические остатки (аммониты и двустворки) определяют сено-

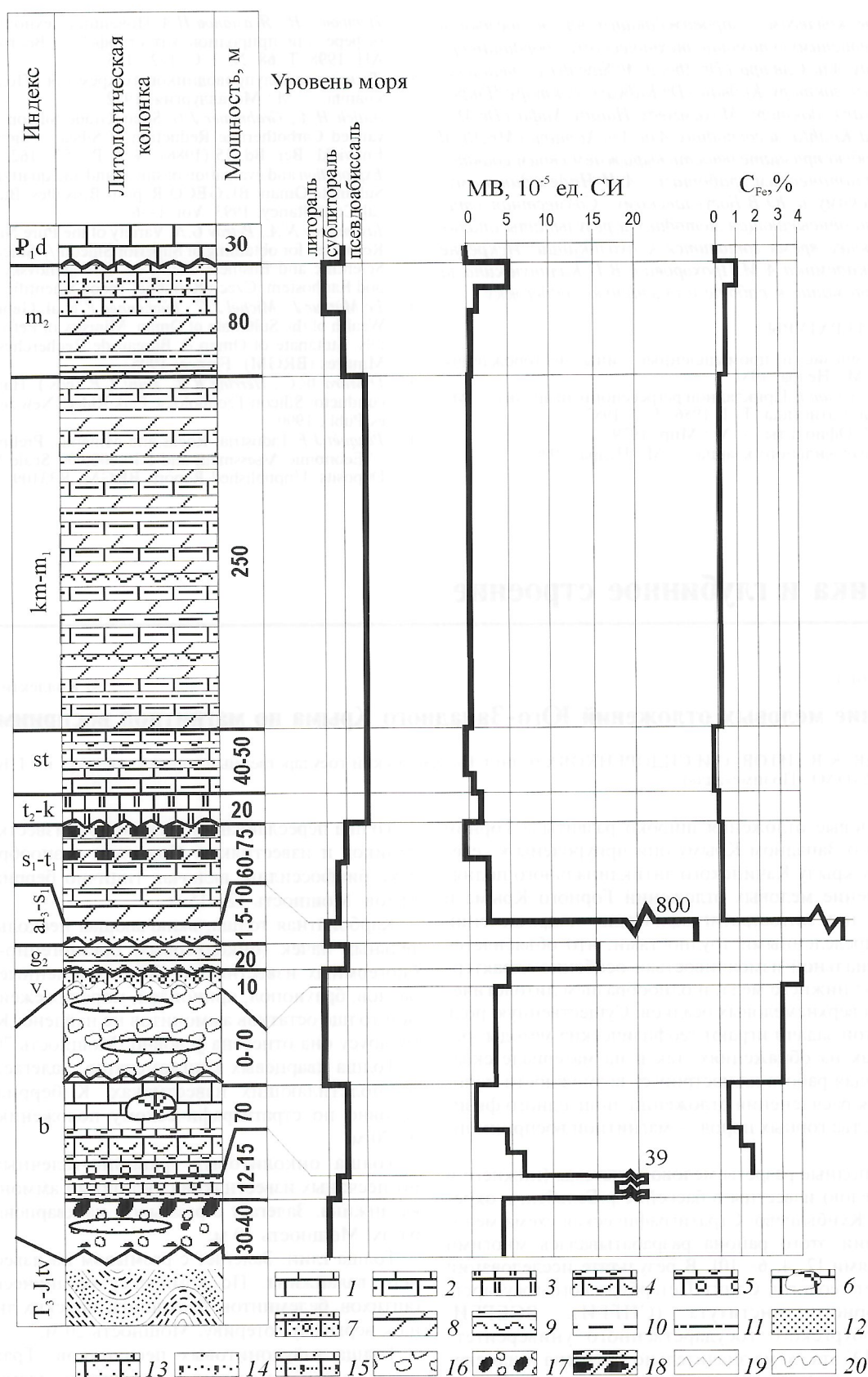


Рис. 1. Стратиграфический разрез меловых отложений бассейна р.Бельбек (Юго-Западный Крым), магнитная восприимчивость пород, содержание в них железа и кривая колебаний уровня моря:

1 — известняки; 2 — глинистые, 3 — «фарфоровидные», 4 — органогенно-обломочные, 5 — онколитовые, 6 — биогермные, 7 — онколитовые песчанистые; 8 — мергели; 9 — глины; 10 — аргиллиты; 11 — алевролиты; 12 — песчаники; 13 — известковистые, 14 — глауконитовые, 15 — известковистые глауконитовые; конгломераты: 16 — кварцевые, 17 — полимиктовые; 18 — конкреции кремней; несогласие: 19 — структурное, 20 — стратиграфическое; P_{1d} — нижний палеоген, датский ярус; m₂ — маастрихтский ярус, верхний подъярус; km—m₁ — кампанский и маастрихтский ярусы, нижний подъярус; st — сантонский ярус; t₂—k — туронский ярус, средний подъярус и коньякский ярус; s₁—t₁ — сеноманский и туронский ярусы, нижний подъярус; al₃—s₁ — альбский ярус, верхний подъярус и сеноманский ярус, нижний подъярус; g₂ — готеривский ярус, верхний подъярус; v₁ — валанжинский ярус, нижний подъярус; b — берриасский ярус; T₃—J₁tv — верхний триас—нижняя юра, таврическая серия

Порода	МВ		Железо, %	Число образцов
	Среднее, 10^{-5} ед.СИ	Дисперсия Д, %		
Мшанковые известняки (даний)	0,17		0,66	1
Глауконитовые песчаники (верхний маастрихт)	5,20	15	1,07	3
Песчаники (верхний маастрихт)	1,99	17	0,59	7
Известковистые мергели (верхний маастрихт)	0,95	7	0,44	4
Мергели (кампан—нижний маастрихт)	0,43	25	0,59	13
Мергели и бентонитовые глины (сантон)	–0,12	25	0,29	5
Мергели (сантон)	0,37	25	0,32	4
«Фарфоровидные» известняки (верхний турон—коньяк)	1,24	7,8	0,24	29
Мергели с кремнями (нижний турон)	–0,51	40	0,40	2
Глинистые мергели (сеноман)	2,07	14	0,57	23
Глауконитовые песчаники (верхний альб—сеноман)	392,7	9,1	2,26	30
Глины (верхний готерив)	16,50	3,2		40
Гравийно-галечные известняки (нижний валанжин)	4,87	5,4	3,93	60
Кварцевые конгломераты (берриас)	2,94	9	3,28	35
Биогермные известняки (берриас)	0,77	25	0,48	3
Органогенно-обломочные известняки (берриас)	4,93	6,8	1,00	30
Онколитовые известняки (берриас)	5,90	3,1	1,75	100
Известняки толщи переслаивания (берриас)	18,38	6,6		175
Песчаники (берриас)	39,20	5		31
Полимиктовые конгломераты (берриас)	4,61	5,1		71

манский—раннетуронский возраст отложений. Мощность 60—75 м.

Толща «фарфоровидных» известняков. Залегает с размывом на нижнетуронских мергелях. По комплексу биофоссилий (аммонитов, иноцеромов, брахиопод) отнесена к позднему турону—коньяку. Мощность 15—20 м.

Толща глинистых известняков с прослоями бентонитовых глин. Сантонский возраст отложений определен по остаткам аммонитов и иноцеромов. Мощность 40—50 м.

Толща глинистых известняков и мергелей с прослоями алевролитов и аргиллитов. Остатки биофоссилий многочисленны (двустворки, аммониты, белемниты). Они определяют кампанский—раннемаастрихтский возраст отложений. Мощность 250 м.

Толща мергелей, известковистых алевролитов и известковистых песчаников. В верхней части — горизонт глауконитовых песчаников. В отложениях найдены остатки позднемаастрихтских аммонитов. Мощность 80 м.

Суммарная мощность меловых отложений в бассейне р.Бельбек достигает 710 м. Отложения мела с размывом в основании перекрыты толщей мшанковых и криноидных известняков датского яруса палеогена.

Магнитная характеристика меловых отложений Горного Крыма изучена слабо. По данным сотрудников МГУ, проводивших исследования в бассейне р.Бодрак, породы верхнемелового комплекса практически немагнитные [12]. Магнитные свойства меловых пород бассейна р.Бельбек частично изучены ранее геологами и геофизиками СПГГИ во время проведения учебных геолого-геофизических практик [3]. По данным многочисленных исследований МВ в других регионах [14], наблюдается дифференциация осадочных пород различного литологического состава по этому признаку. Наиболее низкими МВ характеризуются карбонатные и гидрохимические осадки. Несколько более высокие значения присущи глинистым породам и песчаникам, т.к. терригенные породы — главные «носители» магнитных компонентов.

Характеристика фактического материала. В 1996 г. нами были описаны основные разрезы меловых отложений бассейна р.Бельбек (лог Кабаний, гора Восход, Туронская куэста, Белая гряда, «Датская» куэста) и отобраны образцы для изучения МВ в лаборатории. Использовался прецизионный капнометр ИМВО (производство ГНПП «Геологоразведка») с чувствительностью 10^{-7} ед. СИ. В 1997 г. в ходе учебной практики студентов геологоразведочного факультета СПГГИ были проведены многочисленные измерения МВ *in situ* на обнажениях нижнемеловых пород. В результате для каждой литологической разности получено не менее 30 значений МВ. Кроме того, для основных типов пород в лаборатории СПГГИ рентгеноспектральным методом определено содержание железа. Статистическая обработка данных выполнена с помощью пакета программ GEOBAS [11].

Анализ магнитной восприимчивости меловых отложений. В результате анализа всей совокупности данных нами подтверждены общие представления о распределении МВ меловых пород Юго-Западного Крыма: для нижнемеловых пород характерны более высокие значения, чем для верхнемеловых. Однако особенности распределения МВ оказались несколько иными, чем это представлялось раньше. Если ранее для данного района предполагали (основываясь главным образом на данных наземной магнитометрии), что повышенные МВ характерны для кварцевых конгломератов берриаса, то новые данные свидетельствуют о повышенной МВ песчаников нижежащей толщи переслаивания песчаников и известняков. Это заметно изменяет прежние рисовки геологических границ, сделанные на основании магнитной съемки.

Повышенной МВ характеризуются глауконитовые песчаники верхнего альба (максимальные значения до $800 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ), что обусловлено большим содержанием в них магнетита. Минимальные МВ присущи мергелям и «фарфоровидным» известнякам. Эти породы имеют чисто карбонатный состав с малым содержанием примесей и в

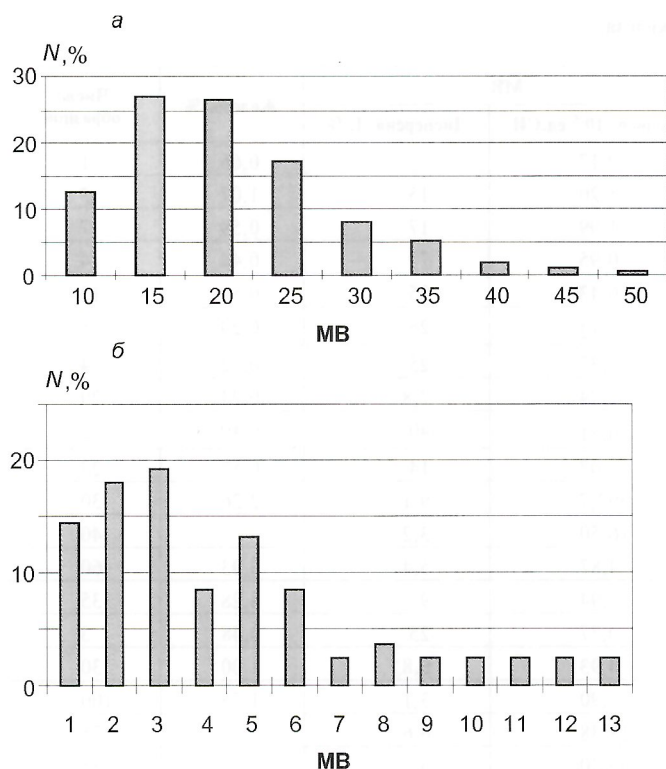


Рис. 2. Характеристика магнитной восприимчивости в пачках переслаивания песчаников и известняков (а) и органогенно-обломочных известняков (б) берриаса, Юго-Западный Крым, бассейн р. Бельбек, лог Кабаний.

N — образцов, %; MB — магнитная восприимчивость, 10^{-5} ед. СИ

силу этого являются диамагнетиками. Значения MB меловых отложений Юго-Западного Крыма и содержания в них железа (по нашим данным) приведены в таблице.

Обилие фактического материала позволило оценить законы распределения MB . Как правило, встречаются распределения двух типов (рис. 2): мономодальная асимметричная кривая, вполне соответствующая логарифмически-нормальному закону, и бимодальная кривая. Наличие двух максимумов связано, вероятно, с влиянием MB , полученных на выветрелых породах, в которых железо перешло в немагнитную форму. В связи с этим достоверными следует считать MB , соответствующие второму максимуму.

Статистическая обработка данных позволила выделить на основе дискриминантного анализа 10 групп пород (критерий Стьюдента менее 2 при критическом значении 2,07), значительно отличающихся по MB (рис. 3). При этом неразличимые по MB разности могут находиться в разных частях разреза, что приводит к их автоматическому разделению. Дендрограмма распределения меловых пород Юго-Западного Крыма свидетельствует о весьма высокой разрешающей способности MB (20 типов пород разделены на 10 групп), и, следовательно, высокой эффективности использования MB для расчленения разреза.

Геологическая интерпретация MB . Сопоставление данных капнометрии и содержания железа свидетельствуют о тесной связи этих величин. Повышенное содержание железа, в свою очередь, связано, как правило, с выносом обломочного материала и, таким образом, с изменением характера бассейна седиментации и прилегающей суши. Взаимосвязь изменений MB по разрезу меловых отложений с батиметрической кривой, построенной по независимым данным, показана на рис. 1.

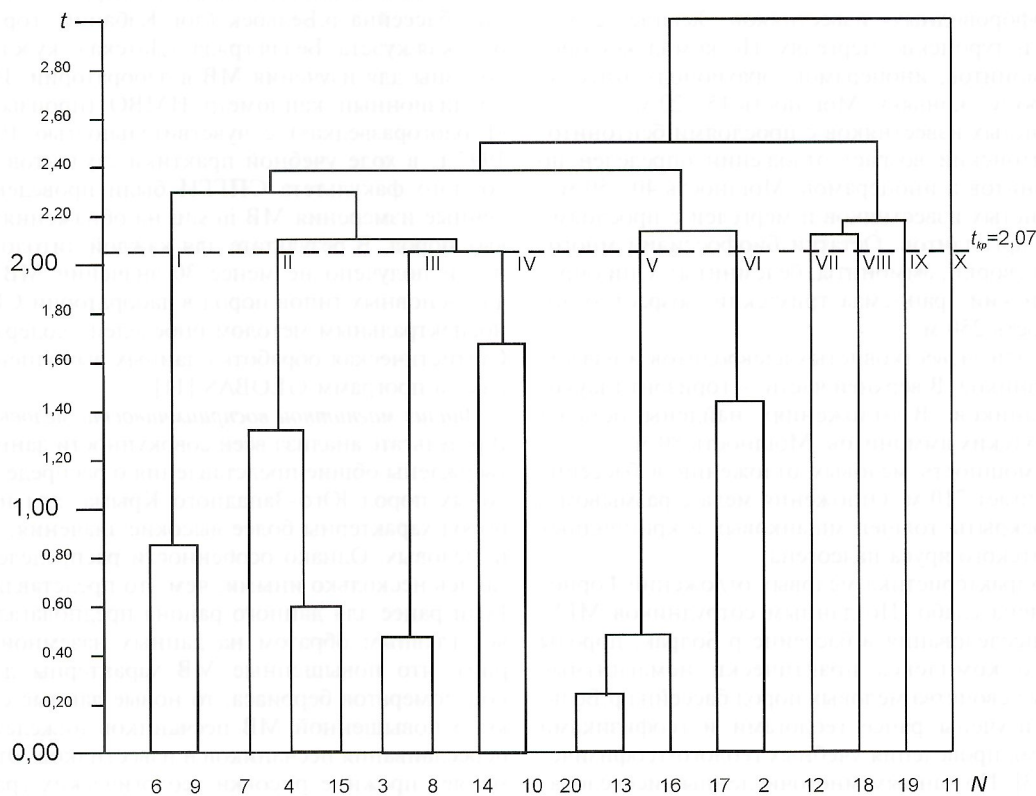


Рис. 3. Дендрограмма объединения петрофизических групп в структурно-вещественные комплексы (СВК) по магнитной восприимчивости:

t — критерий Стьюдента; $t_{кр}$ — уровень выделения СВК; N — номера объединяемых групп пород (2 — глауконитовые песчаники маастрихта, 3 — песчаные известняки пачки переслаивания берриаса, 4 — известковистые мергели, 5 — алевролитовые мергели, 6 — мергели и бентонитовые глины, 7 — мергели, 8 — «фарфоровидные» известняки, 9 — мергели с кремнями, 10 — глинистые мергели, 11 — глауконитовые песчаники верхнего альба—нижнего сеномана, 12 — глины, 13 — гравийные известняки, 14 — кварцевые конгломераты, 15 — биогермные известняки, 16 — органогенно-обломочные известняки, 17 — онколитовые известняки, 18 — известняки пачки переслаивания, 19 — песчаники пачки переслаивания, 20 — полимиктовые конгломераты); римские цифры — номера выделяемых СВК

Образование берриасских осадков проходило в морских условиях, сначала в зоне прибрежного мелководья (литорали), возможно, дельта за счет активного разрушения созданной ранее суши (толща полимиктовых конгломератов) [13], далее в несколько более глубокой зоне и при значительно выровненной суши (толща переслаивания), и, наконец, в условиях сублиторали при низкой выровненной суши (карбонатная толща с биогермами). Магнитная восприимчивость и содержание железа увеличиваются в толще переслаивания и, наоборот, понижаются в карбонатной.

Поздний берриас и ранний валанжин — время формирования толщ кварцевых конгломератов и гравийно-галечных известняков. Для отложений характерны грубый состав, кося слоистость, остатки флоры, многочисленные перерывы, сильное ожелезнение. Все это указывает на возобновление поднятия территории, когда осадконакопление проходило в условиях прибрежного мелководья либо дельта [5]. Соответственно содержание железа и магнитная восприимчивость возрастают. В позднем готериве происходит углубление бассейна, накапливаются глинистые осадки, МВ характеризуется повышенными значениями.

Накопление верхнеальбских глауконитовых песчаников проходило, скорее всего, в условиях перехода от литорали к сублиторали. Морской бассейн проникал в понижения рельефа, созданного предпозднеальбскими поднятиями. В составе глауконитовых песчаников большое количество зерен кварца и магнетита — продуктов разрушения суши. Значения МВ глауконитовых песчаников достигают максимальных ($800 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ) среди пород мелового разреза.

На протяжении сеномана, турона, коньяка, сантона, кампана и раннего маастрихта развивалась позднемеловая трансгрессия. Однообразный глинисто-карбонатный состав осадков указывает на накопление в условиях сублиторали и большей частью псевдоабиссали морского бассейна [8, 9]. Содержание железа в породах весьма низкое, ферромагнитные минералы отсутствуют. Соответственно ведет себя и магнитная восприимчивость. Высокоточные лабораторные измерения позволили выделить в разрезе верхнемеловых отложений диамагнитные породы ($MV < 0$), что не удается, как правило, при капаметрии *in situ* вследствие недостаточной чувствительности полевой аппаратуры. Такowymi оказались мергели с кремнями и мергели с прослоями бентонитовых глин.

К концу маастрихта морской бассейн мелет — в разрезе появляются известковистые песчаники, а в верхней части — глауконитовые песчаники. Содержание железа в породах увеличивается до 1%, а МВ до $5 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ. Взаимосвязь очевидна: рост поднятий и уменьшение глубины бассейна приводит к увеличению выноса обломочного материала, соответственно увеличиваются содержание железа и МВ, а выравнивание суши и увеличение глубины бассейна, наоборот, приводит к уменьшению содержания магнетита и, соответственно, МВ. Наблюдаемые слабые изменения МВ карбонатных пород верхнего мела связаны либо с различием форм нахождения железа, либо с неодинаковыми свойствами парамагнитных минералов.

На основании изложенного нам представляется, что изучение МВ осадочных горных пород с помощью высо-

кочувствительной лабораторной капаметрии в сочетании с полевыми измерениями *in situ* предоставляет данные для их расчленения. МВ — один из важных геохимических индикаторов условий седиментации меловых отложений. Для подтверждения результатов необходимо получение подобной базы данных как по другим районам Крыма, так и другим регионам.

Выражаем признательность доктору геолого-минералогических наук, доценту А.Г.Марченко за консультации по статистической обработке данных и предоставленную им возможность пользоваться соответствующими компьютерными программами; кандидату технических наук, доценту Ю.О.Козынде, помогшему выполнить анализ образцов на железо в лаборатории СПГИ, и студентке Е.А.Моргуновой, выполнившей этот анализ. Особая благодарность руководству ГНПП «Геологоразведка» (директор В.А.Рябов) и главному геофизику Б.Г.Сапожникову, предоставившему капаметрическую аппаратуру.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма / Под ред. В.В.Аркадьева и Т.Н.Богдановой. — С.-Пб.: Изд-во СПГИ, 1997.
2. Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. О расчленении берриасского яруса Горного Крыма // Вестник ЛГУ. Геол., геогр. 1981. № 1. С. 5—14.
3. Геофизические методы в помощь геологическому картированию. Магниторазведка. Электроразведка. Гамма-съемка. Методическое руководство по Крымской учебной геофизической практике / Сост.: Д.Н.Дмитриев, С.К.Забурдин, А.Я.Синицын, К.В.Титов. — С.-Пб.: СПГИ, 1995.
4. Горбачик Т.Н., Друщиз В.В., Янин Б.Т. Нижнемеловые отложения междуречья Бельбек-Альма (Крым) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 1975. № 6. С. 19—31.
5. Дорофеева Э.Ф. История геологического развития Бельбек-Качинского междуречья горного Крыма в конце валанжинского—альбского веках раннего мела // Зап. ЛГИ. 1981. Т. 85. С. 96—106.
6. Друщиз В.В., Янин Б.Т. Новое расчленение нижнемеловых отложений по р.Бельбек // Научн. докл. высш. шк. Геол.-геогр. науки. 1958. Т. 1. С. 172—175.
7. Кравцов А.Г., Шалимов А.И. Стратиграфия нижнемеловых отложений в бассейне среднего течения р.Бельбек (юго-западный Крым) // Изв. Вузов. геол. и разведка. 1978. № 9. С. 43—53.
8. Кликушин В.Г. Палеофаунистическая характеристика верхнемеловых отложений юго-западного Крыма // Зап. Ленингр. горного ин-та. 1981. Т. 85. С. 107—124.
9. Кликушин В.Г. Туронские, коньякские и сантонские отложения долины р.Бельбека в Крыму // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. № 2. С. 69—82.
10. Мазарович О.А., Милеев В.С., Вишневский Л.Е. и др. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. — М.: Изд-во МГУ, 1989.
11. Марченко А.Г. Пакет прикладных программ по статистической обработке геологических данных GEOBAS. Описание пакета программ и руководство пользователя. — Л.: РТП ЛГИ, 1991.
12. Мелихов В.Р., Золотая Л.А. Учебный полигон для подготовки специалистов в области гравирозведки и магниторазведки. Очерки геологии Крыма // Тр. Крымского геол. Научно-учебного центра им. Проф. А.А.Богданова. Вып. 1. М., 1997. С. 228—247.
13. Одесский И.А. Морфометрический анализ нижнемеловых конгломератов Крыма // Литология и полезные ископаемые. 1969. № 1. С. 146—152.
14. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н.Б.Дортмана. — М.: Недра, 1984.

Объектный мониторинг как элемент системы рационального использования минеральных, термальных и промышленных вод

Г.С.ВАРТАНЯН, Р.И.ПЛОТНИКОВА, А.А.ШПАК (ВСЕГИНГЕО)

Рациональное использование всех видов природных ресурсов, от которых зависит жизнеобеспечение растущего населения Земли, — первостепенная проблема во всем мире. Нагрузка на природные ресурсы в целом и минеральные в частности постоянно увеличивается, часть из них истощается или приходит в негодность вследствие техногенного воздействия. Подземные воды представляют собой ценное лечебное средство (минеральные воды), теплоэнергетическое (термальные воды) и гидроминеральное сырье (промышленные воды). При этом воды, залегающие на больших глубинах, могут в ряде случаев представлять интерес одновременно как минеральные, термальные и промышленные.

Россия обладает значительными ресурсами таких вод. В настоящее время выявлены и практически используются более 700 месторождений и участков минеральных, более 60 термальных и 2 промышленных вод. Приведенные цифры касаются месторождений, учтенных по результатам государственной экспертизы эксплуатационных запасов. Фактическое же число эксплуатируемых месторождений значительно больше, т.к. многие выявленные попутно месторождения осваиваются до утверждения эксплуатационных запасов. В последние годы широко практикуется выдача совмещенных лицензий на добычу и разведку подземных вод (чаще всего минеральных), при этом разведке уделяется минимальное внимание.

Рациональное отношение к природным ресурсам предполагает не только их эффективное использование, но и по возможности сохранение для будущих поколений, т.е. включает проблему защиты природных ресурсов от негативного техногенного воздействия. Для минеральных вод эта задача особенно важна, поскольку многие месторождения представляют собой уникальные природные объекты с ограниченными ресурсами. К ним относятся, прежде всего, месторождения локального характера: все месторождения углекислых, радоновых, кремнистых вод, обогащенные органическим веществом, большинство азотных термальных, некоторые йодных и др.

Для защиты этих месторождений от истощения эксплуатационные запасы не должны существенно превышать естественные ресурсы термоминеральных вод, поскольку резкое изменение при эксплуатации соотношения различных источников питания может привести к ухудшению качества вплоть до разрушения месторождений узлокального характера. В то же время в процессе разведки достоверная оценка источников формирования эксплуатационных запасов и, прежде всего, величины естественных ресурсов подземных вод таких месторождений зачастую, в т.ч. и по экономическим соображениям не проводится. В этих условиях значимость объектного мониторинга при эксплуатации таких месторождений трудно переоценить, т.к. только с его помощью можно оценить степень достоверности эксплуатационных запасов и при необходимости переоценить их.

В последние годы резко возросла и техногенная нагрузка на минеральные подземные воды в районах с интенсивно развивающейся промышленностью и стала актуальной защита их от поверхностного и глубинного загрязнения. Многие месторождения минеральных вод оказались в зоне активной эксплуатации подземных вод другого назначения, гидравлически связанных с минеральными, в

районах разработки нефтяных и газовых месторождений либо в зонах активного строительства. И в этих случаях мониторинг подземных вод — единственный способ выявления и предотвращения негативных последствий техногенного воздействия на них. Особенно это важно для месторождений, эксплуатирующихся без утверждения эксплуатационных запасов, число которых в 90-е годы возросло за счет увеличения коммерческого интереса к розливу минеральных вод, использования минеральных и термальных вод в частных и ведомственных учреждениях (пансионатах, бассейнах, банях и т.п.).

Хотя в лицензиях на добычу воды ставится в качестве обязательного условия ведение мониторинга, фактическое состояние его на эксплуатируемых месторождениях чаще всего неудовлетворительное. Часто не ведутся наблюдения даже за качеством отбираемой воды. Контролирующие органы, видимо, не придают должного значения соблюдению этого условия.

Признавая исключительно важную роль объектного мониторинга, следует подчеркнуть отсутствие в пакете действующих нормативно-методических документов по организации и ведению ГМСН (подсистема «подземные воды») документов, регламентирующих цели и задачи объектного мониторинга месторождений рассматриваемых типов подземных вод, принципы формирования сетей и программ наблюдений.

Основные задачи мониторинга — прежде всего, оценка состояния подземных вод, выявление и прогноз его изменений в результате их эксплуатации и под воздействием внешних природных и техногенных факторов. Эти изменения могут касаться гидродинамических, гидрохимических и экологических условий. Для решения задач мониторинга проводимые наблюдения должны обеспечить:

- выявление закономерностей изменения во времени и пространстве гидродинамического и гидрохимического режимов подземных вод в процессе их эксплуатации;
 - уточнение граничных условий и расчетных гидрогеологических параметров;
 - уточнение и количественную оценку различных источников формирования эксплуатационных запасов подземных вод;
 - выявление причин изменения качества подземных вод;
 - оценку изменения компонентов окружающей природной среды под влиянием эксплуатации;
 - переоценку эксплуатационных запасов подземных вод (при необходимости) на участках с ранее утвержденными запасами или оценку эксплуатационных запасов на водозаборах с неутвержденными запасами;
 - прогноз возможных дальнейших изменений качества и эксплуатационных запасов воды, а также компонентов окружающей среды;
 - разработку мероприятий по рационализации водоотбора и охране подземных вод от загрязнения и истощения.
- Основные факторы, определяющие состояние подземных вод и окружающей природной среды на месторождении и, соответственно, структуру, содержание и методику мониторинга, следующие:
- тип месторождения, его размеры и характер локализации рассматриваемых подземных вод;
 - механизм формирования и источники питания подземных вод;

величина эксплуатационных запасов и их соотношение с естественными ресурсами подземных вод;

степень защищенности месторождения от техногенного воздействия;

величина водоотбора;

интенсивность техногенной нагрузки;

состояние подземных вод и окружающей природной среды на момент организации мониторинга.

Система объектного мониторинга подземных вод включает две подсистемы, связанные между собой и обеспечивающие выполнение сформулированных выше задач: проведения наблюдений и сбора информации; обработки информации и прогнозирования. Она должна обеспечивать выполнение следующих функций:

проведение и документация систематических наблюдений за всеми показателями, характеризующими состояние подземных вод месторождения, окружающей природной среды и антропогенную обстановку, от которой оно зависит;

сбор материалов наблюдений систем мониторинга по другим природным средам (метеорологические, гидрологические данные и др.), если это необходимо, исходя из условий формирования месторождения;

первичная обработка данных наблюдений, подготовка и ведение информационных баз всех данных, обеспечивающих оценку состояния месторождения и прогноз возможных его изменений;

текущая оценка состояния месторождения подземных вод и окружающей природной среды и контроль за выполнением условий эксплуатации и охраны недр, предусмотренных лицензией;

сопоставление фактических данных с результатами ранее выполненных гидрогеологических прогнозов;

регулярное прогнозирование дальнейшего изменения состояния подземных вод и других компонентов природной среды месторождения;

разработка рекомендаций по оптимизации способов эксплуатации подземных вод и мероприятий по предотвращению ее негативных последствий, а также защите подземных вод от загрязнения и другого техногенного воздействия;

передача информации о состоянии эксплуатируемого объекта и окружающей среды в установленном порядке в государственные органы исполнительной власти, территориальный центр ГМСН и другие организации, указанные в лицензии.

Мониторинг должен обеспечить получение данных, характеризующих следующие объекты наблюдений, которые разделены на стандартные и специальные. Стандартные объекты включают продуктивные водоносные горизонты и комплексы и заключенные в них подземные воды; техническое состояние водозаборных и нагнетательных скважин и других сооружений, а также связанных с ними трубопроводов; состояние зон санитарной охраны водозаборов и потенциальные антропогенные источники загрязнения. Специальные объекты наблюдений могут включать при необходимости смежные водоносные горизонты и комплексы и заключенные в них подземные воды; техногенную нагрузку на месторождениях: отбор подземных вод водозаборными сооружениями любого назначения и поступление воды в водоносные горизонты при эксплуатации с обратной закачкой отработанных вод; компоненты окружающей природной среды, взаимосвязанные с эксплуатируемыми подземными водами, в т.ч. возникающие или изменяющиеся при эксплуатации рассматриваемых подземных вод.

В зависимости от конкретных условий этот перечень может быть расширен. В общем случае проводимые наблюдения должны обеспечить характеристику всех показателей, определяющих изменение состояния природной и антропогенной обстановки, от которого зависят величина эксплуатационных запасов и качество подземных вод.

В зависимости от сложности гидрогеологических условий месторождений, степени защищенности подземных вод от антропогенного воздействия, величины водоотбора и ее соотношения с эксплуатационными запасами подземных вод, а также характера водозабора и технологии эксплуатации месторождения мониторинг может отличаться составом и числом объектов наблюдения, составом наблюдаемых показателей и методикой наблюдения, площадью территории, в пределах которой ведутся наблюдения, системой обработки информации и составления прогнозов дальнейшего изменения состояния месторождения и окружающей среды. Определяющее обстоятельство при выборе объема и содержания мониторинга в конечном счете — вероятность изменений состояния месторождения и компонентов окружающей природной среды и степень достоверности прогнозирования таких изменений, которые в свою очередь зависят от степени сложности гидрогеологических условий месторождений.

Для месторождений первой группы сложности характерны наиболее простые гидродинамические и гидрохимические условия, прогноз которых по результатам разведки может быть выполнен достаточно обоснованно, определены источники формирования эксплуатационных запасов, а подземные воды защищены от загрязнения с поверхности. К этой группе относится большинство месторождений минеральных вод пластового типа в платформенных и межгорных бассейнах, а также аналогичные месторождения термальных и промышленных вод, если не предусматриваются сложные технологии их эксплуатации. При этом водозаборы минеральных вод, а во многих случаях и термальных (для теплоснабжения небольших объектов) состоят из одиночных, реже двух—трех скважин, влияние эксплуатации которых на состояние подземных вод незначительно. На таких месторождениях мониторинг ограничивается стандартными объектами: эксплуатируемый водоносный горизонт; техническое состояние водозаборных сооружений; состояние зон санитарной охраны. Из специальных объектов может быть место сброса отработанных вод в поверхностные объекты. Исключение составляют крупные водозаборы термальных и промышленных вод, эксплуатируемые без обратной закачки отработанных рассолов. Эксплуатация таких водозаборов приводит к значительным понижениям уровня подземных вод и распространению воронок депрессии на значительные расстояния. В зоне их влияния могут оказаться водозаборы минеральных вод, эксплуатирующие те же горизонты. Кроме того, значительные водоотборы могут приводить к интенсификации карстовых и суффозионных процессов и даже к оседанию земной поверхности.

В связи с этим при эксплуатации месторождений первой группы групповыми водозаборами с большой производительностью возникает необходимость в следующих работах:

дополнительно к стандартным вести наблюдения за выносом водой твердых частиц;

иметь несколько (две—пять) наблюдательных скважин в виде створа или двух пересекающихся створов для слежения за развитием депрессионной воронки, взаимодействием скважин, изменением качества воды и т.д.;

при появлении предпосылок проседания земной поверхности следует установить репер и организовать соответствующие наблюдения;

при сбросе отработанных вод в речную сеть, водоемы или специальные пруды-накопители необходимы наблюдения за сбросом, минерализацией, химическим составом и температурой сбрасываемых вод, а также компонентами окружающей среды: качеством воды в реках и водоемах выше и ниже сброса и состоянием ландшафта вблизи сброса.

На месторождениях первой группы мониторинг может отличаться также частотой наблюдений за качеством воды в зависимости от степени вероятности его изменений при

эксплуатации. Она увеличивается в основном для водозаборов питьевых минеральных вод в тех случаях, когда имеются предпосылки подтягивания некондиционных вод по пласту или из смежных горизонтов. Кроме того, учащаются наблюдения в случае, когда качество добываемой воды зависит от величины и времени водоотбора в связи с каптированием одновременно нескольких пластов, содержащих подземные воды различных минерализации, химического состава и температуры.

К месторождениям второй группы сложности отнесены некоторые месторождения минеральных вод локального типа в платформенных бассейнах, а также многие месторождения минеральных и термальных вод в предгорных и межгорных бассейнах горно-складчатых областей, характеризующиеся достаточно сложными гидродинамическими условиями вследствие фильтрационной неоднородности, тектонической нарушенности и более сложными гидрохимическими условиями. Источники формирования эксплуатационных запасов по данным разведки могут быть установлены приближенно, имеются предпосылки для изменения качества воды при эксплуатации вследствие более сложной гидрохимической обстановки в плане и разрезе. Гидродинамический прогноз относительно достоверен, а прогноз качества подземных вод за счет подтягивания по латерали некондиционных вод осуществляется ориентировочно расчетным путем, при опасности перетекания из смежных горизонтов или изменения качества в зависимости от водоотбора — на основании опытных работ. Кроме того, месторождения минеральных, термальных и промышленных вод этой группы чаще оказываются в области взаимодействия друг с другом, а также в зоне влияния разработки нефтяных и газовых месторождений.

В таких условиях требования к мониторингу на эксплуатируемых месторождениях рассматриваемых типов вод возрастают. Перечень объектов наблюдений аналогичен предыдущему и включает все стандартные, при необходимости из специальных объектов — сбросные сооружения, в т.ч. водоемы, в которые осуществляется сброс, а также при наличии предпосылок — положение земной поверхности. Но в отличие от первой группы месторождений здесь в большинстве случаев необходимы наблюдательные скважины для слежения за продвижением контура некондиционных подземных вод. На небольших водозаборах минеральных и термальных вод можно ограничиться одной—двумя наблюдательными скважинами в наиболее опасном направлении с точки зрения подтягивания некондиционных вод.

На крупных водозаборах термальных и промышленных вод помимо слежения за продвижением гидрохимических контуров возникает необходимость наблюдений за развитием депрессионной воронки, в связи с чем число наблюдательных скважин увеличивается. Частота всех наблюдений определяется особенностями месторождения и должна обеспечивать своевременное выявление и оценку негативных последствий эксплуатации, а также гидродинамический и гидрохимический прогноз на последующий период. Кроме того, при эксплуатации высоконапорных и особенно газонасыщенных вод возникает необходимость применения глубинных исследований: измерения пластовых давлений с помощью глубинных манометров — для контроля результатов расчетных напоров, определенных с помощью замеров давлений на устье скважины; использования глубинных пробоотборников и термометров — для слежения за качеством и температурой воды в наблюдательных скважинах; термометрии, резистивиметрии и расходомертии — при обследовании технического состояния скважин. Пример организации мониторинга термальных вод на месторождениях этого типа — группа эксплуатируемых водозаборов в Азово-Кубанском бассейне.

К месторождениям третьей группы сложности отнесены месторождения минеральных, иногда термальных вод тре-

щинно-жильного и гидроинжекционного типов, большинство месторождений в бассейнах безнапорных вод, некоторые наиболее сложно построенные месторождения с узколокальным характером распространения минеральных вод в пластовых водонапорных системах межгорных бассейнов.

Трещинно-жильные и гидроинжекционные месторождения имеют два и более источников формирования эксплуатационных запасов подземных вод, которые по результатам разведки можно оценить сугубо ориентировочно. Защита таких месторождений от истощения и изменения качества минеральных и термальных вод требует соблюдения условия, чтобы эксплуатационные запасы практически не превышали величину естественных ресурсов и сохранялось природное равновесие между источниками формирования. Естественные ресурсы подземных вод таких месторождений по результатам разведки при экономически целесообразных объемах работ оцениваются также приближенно. Соответственно ориентировочен и прогноз их качества. Тем не менее, для достоверной оценки эксплуатационных запасов некоторых наиболее сложных и ценных месторождений этой группы в настоящее время признано целесообразным проводить опытно-промышленную эксплуатацию с комплексом специальных работ, включая мониторинг.

На локальных месторождениях других типов, упомянутых в третьей группе сложности, качество вод также существенно зависит от изменения условия питания и величины водоотбора.

При столь сложных гидродинамических и гидрохимических условиях организация и ведение мониторинга на эксплуатируемых месторождениях требует взвешенного индивидуального подхода и, как правило, больших объемов работ. Хотя перечень стандартных объектов наблюдения остается прежним, количество наблюдаемых показателей и частота наблюдений в этой группе месторождений по сравнению с предыдущими максимальны. Из специальных объектов во многих случаях необходимы наблюдения за смежными водоносными горизонтами, гидравлически связанными с эксплуатируемыми. Прежде всего это касается месторождений, где существенную роль играют инфильтрационные воды или (и) имеется гидравлическая связь с грунтовыми подземными водами, не защищенными от поверхностного загрязнения. Соответственно наблюдательная сеть создается для оценки изменения состояния подземных вод эксплуатируемых и смежных с ними горизонтов.

При небольшом водоотборе из одиночных скважин, составляющем незначительную часть естественных ресурсов подземных (характерно для минеральных) вод, особенно при наличии открытых очагов их разгрузки, допустимо отсутствие специальных наблюдательных скважин при достаточно частых наблюдениях в эксплуатационных, а также организации наблюдений за естественными очагами разгрузки. В остальных случаях необходима наблюдательная сеть, обеспечивающая слежение за пространственно-временными изменениями состояния месторождения. В зависимости от масштабов месторождения, соотношения водоотбора, эксплуатационных запасов и естественных ресурсов, числа эксплуатируемых в пределах месторождения горизонтов, степени защищенности подземных вод, число наблюдательных скважин может составлять 2—6, иногда более.

Особенность методики наблюдений на гидроинжекционных месторождениях — необходимость применения глубинных способов исследований (с помощью глубинных манометров, пробоотборников, расходомеров, а также термометрии, резистивиметрии), которые позволяют следить за пространственно-временными изменениями напоров, качества и температуры воды в наблюдательных скважинах при высоких напорах и газонасыщенности подземных вод.

К третьей группе сложности по условиям эксплуатации отнесены также месторождения парогидротерм, а также термальных и промышленных вод, эксплуатируемых с применением обратной закачки вод после их использования. Источники формирования эксплуатационных запасов парогидротерм могут быть оценены по результатам разведки весьма ориентировочно. Прогноз изменения гидрохимических и геотермических условий (прежде всего теплосодержания в пароводяной смеси, а также химического состава водной фазы) осуществляется приближенно расчетным и эмпирическим способами. Реально достоверная оценка эксплуатационных запасов парогидротерм требует проведения опытно-промышленной эксплуатации и правильного организованного мониторинга в сочетании с комплексом специальных исследований.

Мониторинг на эксплуатируемых месторождениях парогидротерм должен обеспечить своевременные выявления и оценку изменения составляющих эксплуатационных запасов, подтягивания более холодных вод и подземных вод другого химического состава от областей питания, при необходимости — со стороны морских побережий и из смежных горизонтов. Решение этих задач требует создания сети наблюдательных скважин и других пунктов наблюдения, при размещении которых учитываются конфигурация контуров месторождения, его граничные (геотермические, гидрохимические, гидродинамические) условия, схема и производительность водозабора, расположение областей питания и разгрузки, а также мест сброса отработанных теплоносителей. Перечень объектов наблюдения включает все стандартные, а также сбросные сооружения и водотоки, в которые сбрасываются отработанные теплоносители.

Эксплуатация месторождений термальных и промышленных вод, на которых осуществляется обратная закачка отработанных вод, может сопровождаться рядом трудно прогнозируемых явлений вследствие изменения термодинамических и физико-химических условий в пласте: кольматация коллекторов, изменение их геофильтрационных и теплофизических свойств, охлаждение и разубоживание подземных вод, изменения состояния призабойной зоны скважин и т.д. Гидродинамический, геотермический и гидрохимический прогноз выполняется приближенно расчетным путем или методами математического моделирования, наиболее достоверно по данным опытно-промышленной эксплуатации.

На таких месторождениях задача мониторинга дополнительно к рассматриваемым ранее — слежение за продвижением закачиваемых вод и характером взаимодействия их с водами и породами пласта, изменением геофильтрационных и теплофизических свойств пород, гидрохимической и геотемпературной обстановки в пласте. К перечню стандартных объектов добавляются горизонты (если они не совпадают с эксплуатируемыми), в которые осуществляется закачка отработанных вод, к пунктам наблюдений — нагнетательные скважины.

Схема размещения наблюдательных скважин должна учитывать помимо обычных задач необходимость слежения за продвижением закачиваемых вод и их влиянием на гидродинамические, геотермические и гидрохимические условия месторождения. Их число определяется в каждом конкретном случае и может сильно изменяться в зависимости от масштабов месторождения, соотношения эксплуатационных запасов, величины отбора и закачки воды. Помимо стандартных в число наблюдаемых показателей входят количество закачиваемой воды (суммарное и по каждой скважине) и ее качество. Для установления возможных изменений коллекторских и фильтрационных свойств пород необходимо применение глубинных исследований во всех скважинах: нагнетательных, водозаборных и наблюдательных. Если водопримная часть скважин представляет собой открытый ствол, для этого могут дополнительно применяться (кроме упомянутых ранее) та-

кие геофизические методы, как фотометрия, акустика и др.

Объектный мониторинг проводится в пределах области наиболее значительного влияния водозабора, для узколокальных месторождений — в пределах его контуров. При наличии большого числа водозаборов, эксплуатирующих один и тот же продуктивный комплекс, либо гидравлически связанные между собой месторождения, оценка их взаимодействия осуществляется в рамках территориального мониторинга соответствующим территориальным органом.

По результатам наблюдений, а также информации о месторождении формируется база данных, которая должна обеспечивать хранение, поиск и выдачу информации о состоянии подземных вод и других компонентов природной среды. На основе этих данных осуществляется прогноз динамики состояния месторождений на дальнейший период с целью принятия управленческих решений.

База данных включает условно-постоянную (документы — лицензию, согласования сброса, кондиции на воду, протоколы ГКЗ, технологическую схему или технич. проект, паспорта скважин, геологические и гидрогеологические карты и др.) и переменную (оперативную) информацию, состоящую из результатов наблюдений, в процессе мониторинга (дебиты, уровни, качество воды, использование воды потребителями, сброс и т.д.). Организация и ведение объектного мониторинга — обязанность недропользователя, который осуществляет финансирование из своих средств, а также за счет части отчислений на воспроизводство минерально-сырьевой базы, оставляемых в распоряжении недропользователя для проведения эксплуатационной разведки. Для большинства эксплуатируемых месторождений это не потребует больших материальных и финансовых затрат.

Требования к мониторингу кратко формулируются в лицензиях, более детально в виде отдельного раздела в технологических схемах (технических проектах) разработки месторождения (участка) или в отдельном документе — специально разработанной программе (проекте) мониторинга. Анализ эксплуатации множества разрабатываемых месторождений показал, что обоснованные программы мониторинга чаще всего отсутствуют. Рекомендации по его организации, приводимые в отчетах с подсчетом эксплуатационных запасов при их представлении на государственную экспертизу, обычно очень краткие. Исключение составляет группа месторождений термальных вод в Азово-Кубанском бассейне, где имеются достаточно детальные программы режимных наблюдений. В связи с этим для большинства месторождений как эксплуатируемых, так и новых на данном этапе необходимо составление программы (проекта) объектного мониторинга в соответствии с требованиями к ГМСН.

Для новых месторождений (участков) программа мониторинга составляется на основе отчетных материалов по результатам разведки и утверждения эксплуатационных запасов подземных вод, на уже эксплуатируемых дополнительно используются данные эксплуатации. На месторождениях, эксплуатируемых без утверждения эксплуатационных запасов, организация и ведение мониторинга должны осуществляться с учетом имеющихся геолого-гидрогеологических и экологических материалов и данных эксплуатации. Результаты правильно организованного мониторинга в этом случае могут обеспечить более достоверную оценку эксплуатационных запасов.

Для разработки программы и проекта мониторинга, создания наблюдательной сети и ее оборудования целесообразно привлекать специализированную гидрогеологическую организацию. Для ведения мониторинга создается специальная гидрогеологическая служба на предприятии, эксплуатирующем месторождение (участок) или эта работа также поручается специализированной гидрогеологической организации.

70 лет научно-технического сотрудничества геологов России и Монголии

А.Ф.БОЙШЕНКО (ВНИИЗарубежгеология)

В 2001 г. отмечается 70-летний юбилей научно-технического сотрудничества России и Монголии в области геологии. Как развивалось это сотрудничество, какие его основные итоги, есть ли у него будущее?

В 1921 г. в Монголии был создан Комитет наук, на который возложено проведение научно-исследовательских работ. В связи с отсутствием в то время национальных кадров в организации и проведении научных исследований Монголии Советский Союз по просьбе правительства последней оказал помощь. С 1923 г. эту помощь оказывала Академия наук СССР (геологическая экспедиция под руководством И.П.Рачковского), а с 1925 г. — специальная Монгольская Комиссия, созданная постановлением Совета Народных Комиссаров и в 1927 г. переведенная в систему АН СССР [6]. Научно-техническое содействие в проведении геологоразведочных работ Советский Союз оказывал с 1931 г. Начало этому положил договор «О геологоразведочной работе на территории Монголии», подписанный 22 июля 1931 г. по поручению ВСНХ СССР геологом П.С.Уральцевым и представителем Министерства торговли и промышленности МНР Содномом о направлении из СССР в МНР экспедиции, укомплектованной советскими специалистами для производства геологоразведочных работ на различные полезные ископаемые. Экспедиция получила название Монгольская, затем Восточная [10]. Летом 1931 г. в Монголии началось возведение большого промышленного предприятия, именуемого Промкомбинат. В первый период строительства комбината была создана первая монголо-советская строительная организация Проммонголстрой. Общая стоимость строительства Промкомбината составила 10 млн. тугриков, из которых 80% было безвозмездно профинансировано Советским Союзом [5]. Примечательно, что это сотрудничество осуществлялось в обстановке неизменного дружественного взаимопонимания и взаимного уважения монгольских и российских специалистов. В результате сотрудничества были осуществлены беспрецедентные по масштабу и полученным результатам работы. Буквально все начиналось с белого листа. Сейчас мы можем сказать, что подготовлен национальный корпус горных инженеров-геологов, высокопрофессиональных специалистов не только геологического профиля, созданы национальная геологическая служба, минерально-сырьевая и топливно-энергетическая базы, горнорудная промышленность страны. В этой грандиозной работе приняли участие тысячи российских специалистов из разных организаций и ведомств. Благодаря труду многих геологов-романтиков, история геологического освоения территории Монголии отражена в многочисленных литературных публикациях. Одним из таких ученых-тружеников был Николай Александрович Маринов, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Лауреат Государственной премии СССР, посвятивший почти всю свою жизнь изучению гидрогеологии Монголии, истории геологического изучения страны. Впервые Н.А.Маринов приехал в Монголию в 1939 г. для бурения скважин на воду на опорных пунктах советских войск, продвигавшихся под командованием Г.К.Жукова в район Халхин-Гола. Свой последний полевой сезон Николай Александрович провел в 1986 г. в составе группы научных сотрудников ВНИИЗарубежгеология, изучая кайнозой-

ский вулканизм Восточной Монголии (плато Дариганга). Это легендарная личность в среде русских и монгольских геологов. Его перу принадлежат многие специальные работы, но особо отметим монографии «Геологические исследования Монгольской Народной Республики» (1967, 1989) и «Роль русских и советских геологов в изучении геологии и полезных ископаемых Монголии» (1981). В этих уникальных книгах содержатся наиболее полные сведения о наших соотечественниках, отдавших свой интеллект и труд для изучения недр дружественной соседней страны, создания в ней высокоразвитой горнодобывающей промышленности. Это летопись систематических геологических исследований в стране, которая занимает ключевое положение в Центрально-Азиатском складчатом поясе, поскольку в ее пределах сочлениются важнейшие геологические и металлогенические структуры Азии, что вызывает большой интерес у геологов, изучающих Центральную Азию. Мало кто знает, что личную библиотеку научно-технической литературы Н.А.Маринов в конце своей жизни передал в дар геологам Монголии. Н.А.Маринов и его друг Р.А.Хасин были идейными вдохновителями, редакторами и соавторами коллективной монографии «Геология Монгольской Народной Республики» (в трех томах) и комплекта карт масштаба 1:1 500 000 (геологическая, гидрогеологическая, полезных ископаемых). Монография все еще остается настольной книгой не только монгольских специалистов, но и начинающих исследователей страны. За эту работу им в 1993 г. Президиум Российской академии наук присудил премию им. В.А.Обручева [2].

Весомый вклад в развитие прямых связей между Министерством геологии СССР и Министерством геологии и горнорудной промышленности МНР внесли уполномоченные министерства М.В.Чеботарев, Н.И.Лаврик, Н.Ф.Кожемяченко. Десятки специалистов, работавших в Монголии, защитили кандидатские и докторские диссертации. По данным работ [1, 6], по геологии Монголии к настоящему времени опубликованы более 6000 работ — монографии, сборники статей, диссертации, карты геологического содержания и пр. Вышли в свет сборники трудов совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР — 57 выпусков, совместной Советско-Монгольской палеонтологической экспедиции АН СССР и АН МНР — 46 выпусков, Международной геологической экспедиции в МНР Совета Экономической Взаимопомощи — 3 выпуска. Важнейшие публикации — Национальный атлас МНР, 1990; карты «Экосистемы Монголии» масштаба 1:1 000 000, 1995; «Метаморфические формации МНР» масштаба 1:2 500 000, 1989; «Геоморфологическая карта МНР» масштаба 1:1 500 000, 1987; «Орогенная тектоника МНР» масштаба 1:3 000 000, 1986; «Геолого-структурная карта с элементами неотектоники» масштаба 1:1 000 000, 1981; большая серия статей по петрологии и магматизму В.И.Коваленко с соавторами; монографии В.В.Петровой и П.Амарджаргала «Цеоциты Монголии», 1996; В.П.Чичагова «Эоловый рельеф Восточной Монголии», 1999.

О геологических экспедициях в популярной форме рассказывают сами исследователи в своих книгах: И.А.Ефремов «Дорога ветров»; Г.Г.Мартинсон «Загадки

пустыни Гоби»; Ю.О.Липовский «В Хангай за огненным камнем», «Самоцветное ожерелье Гоби».

Существенный вклад в дело изучения геологического строения, полезных ископаемых, металлогении, гидрогеологии внес, наряду со многими другими коллективами и организациями многочисленный отряд специалистов ВНИИзарубежгеология во главе с признанными классиками геологии Монголии Н.А.Мариновым и Р.А.Хасиным. В институте АООТ ВНИИзарубежгеология имеются высококвалифицированные специалисты, обширная информационная база и современные технические средства, позволяющие проводить разнообразные геологические исследования на высоком научном и технологическом уровнях. Составлены авторские макеты карт масштаба 1:500 000: полезных ископаемых, гидрогеологической, геологической. Подготовлена рукопись монографии «Полезные ископаемые Монголии» и осуществляется геолого-экономический мониторинг минерально-сырьевой базы Монголии и литературных публикаций.

Монголия — одна из наиболее изученных в палеонтологическом отношении стран мира. В 212 названиях родов и видов ископаемой фауны и флоры Монголии увековечены имена и фамилии 124 русских исследователей [1], фамилии многих монгольских ученых. Общее число монгольских названий ископаемой фауны и флоры достигает нескольких сотен, что свидетельствует об уникальности ископаемой биоты Центральной Азии.

В Монголии открыты месторождения и проявления нефти, каменного и бурого угля, горючих сланцев, железа, марганца, хрома, титана, ванадия, меди, свинца, цинка, золота, серебра, платиноидов, олова, вольфрама, молибдена, висмута, мышьяка, сурьмы, ртути, урана, редкоземельных элементов, фосфора, пьезокварца, плавикового и исландского шпата, графита, асбеста, талька, магнезита, мусковита, серы, соли, цеолитов, цветных и драгоценных камней, разнообразных строительных и облицовочных материалов, минеральных и термальных вод.

В стране работают мелкие и крупные горнорудные предприятия по добыче угля, золота, плавикового шпата (флюорита), производству уранового, медного, молибденового и оловянного концентратов. Крупные угледобывающие предприятия — Бага-Нуур, Шарын-Гол, Шивээ-Овоо, Налайха; урановые горно-химические предприятия Мардай, Дорнот; горно-обогатительное предприятие Эрдэнэ по эксплуатации крупнейшего меднопорфирового месторождения мира. На горных предприятиях (Боро-Ундур и др.) добывается около 15% мирового объема добычи флюорита.

С 1991 г. правительство Монголии начало осуществление «Золотой программы», направленной на выявление новых месторождений золота, оценку и подсчет извлекаемых запасов металла. Запасы золота определяются в количестве 100 т (1997). В 1997 г. было добыто 8902,3 кг золота [3]. Правительство приняло ряд законодательных актов, направленных на стимулирование внешних инвестиций в минерально-сырьевой сектор экономики. В 1996 г. более 50 национальных и иностранных компаний получили геологоразведочные лицензии. Например, канадская компания Mongolia Gold Resources совместно с монгольской Mongol Alt ведут добычу золота на предприятии «Бумбат».

Открыты месторождения платиноидов на Севере-Западе Монголии в области Уве. По восьми отдельным участкам подсчитанные ресурсы платиноидов оцениваются в 22,7 т с высоким потенциалом прироста [8].

Изучение природных ресурсов Монголии осуществлялось и из космоса: эксперименты Биосфера-Мон, Солонго, Контраст, Ледник, Спектр-Мон, Эрдем, Гоби-Хангай—81. Жугдэрэидийн Гуррагча был первым монгольским космонавтом на борту орбитальной станции «Салют—6» (1981 г.).

Монголия — одна из провинций редкоземельного и редкометалльного эндогенного оруденения. Редкие элементы относятся к тем объектам, для которых трудно оценить практическую значимость того или иного проявления в связи не только с недостаточной его изученностью, но и с резко и неожиданно меняющейся конъюнктурой в их потреблении на ближайшие годы. Это объясняется расширением сферы применения редких элементов в современной промышленности. Например, иттрий, адолиний, самарий, европий используются в качестве добавок в различных искусственных смесях, сплавах, стеклах, сталях, так необходимых для современной техники. Потребление редких элементов на душу населения считается критерием уровня технического прогресса страны. Использование редкоземельных элементов в технике вызывает прогрессирующую добычу их руд, минералов-концентратов в странах-экспортерах этих металлов. Монголия может быть одной из них. Например, в Монголии обнаружены редкоземельно-фосфатные руды, не имеющие аналогов в мире.

Назрела необходимость обновить фундаментальный советско-монгольский труд «Геология Монгольской Народной Республики» и подготовить его второе многотомное издание; перейти на составление геологических карт нового поколения — масштаба 1:1 000 000. Примерный комплект карт включает: карту полезных ископаемых, геологическую, гидрогеологическую, тектоническую, неотектоническую, геоморфологическую, инженерно-геологическую, геоэкологическую, геологических формаций, серию пометалльных металлогенических карт.

За последние 10 лет Монголия значительно расширила международные связи, стала открыта для международного туризма. Ежегодно страну посещают около 30 тыс. человек. Резко возрос объем грузоперевозок и пассажиров, и эта тенденция сохраняется и в настоящее время. Сейчас в Монголии имеется единственная транспортная магистраль — трансмонгольская железная дорога, пересекающая страну с севера на юг. Вероятно, в ближайшем будущем возникнет необходимость проектирования и строительства второй трансмонгольской магистрали, которая пересечет страну с запада на восток; скорее всего это будет современный автобан. Скоростная автомобильная дорога свяжет страны Средней Азии, Монголию и страны Восточной Азии.

Подводя итог 70-летию научно-техническому сотрудничеству России и Монголии в области геологии, отметим, что оно было плодотворным, и для заключения нового договора по возобновлению сотрудничества существует много общих проблем, которые можно успешно решать общими усилиями двух неизменно дружественных соседних государств.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бойшенко А.Ф. Имена и фамилии русских исследователей в названиях ископаемой фауны и флоры Монголии // Отечественная геология. 2000. № 3. С. 71—75.
2. Вестник Российской академии наук. 1994. Т. 64. № 6. С. 548—549.
3. Добыча золота в Монголии. Tezba zlata v Mongolsku // Uhli-ru-geol. pruzk. 1998. 5. № 7. С. 219. (Чеш.).
4. Золоторудные месторождения Монголии. Current gold developments // Mining J. 1997. 328. № 8418. (Англ.).
5. Майдар Д. Строительство в Монгольской Народной Республике. — Улан-Батор, 1972.
6. Маринов Н.А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. — М.: Недра, 1967.
7. Маринов Н.А. Роль русских и советских геологов в изучении геологии и полезных ископаемых Монголии. — М.: Недра, 1981.
8. Открытие месторождений платиноидов в Монголии. Mongolia's platinum potential // Mining J. 1999. 332. № 8518. Р. 96. (Англ.).
9. Экономика рудного сырья. Asian snapshots // Mining Mag. 1997. 176. № 3. (Англ.).
10. Ярмолюк В.А., Коляжнов А.А. Советские геологи за рубежом (Международная деятельность геологической службы СССР). 1931—1991 гг. — М.: Издатель «Лориен», 1997.

Опыт денежной оценки минеральных ресурсов мира

В.П.ФЕДОРЧУК (ВИЭМС)

Таково главное содержание 5-томного труда группы геологов, возглавляемой чл.-корр. РАН А.И.Красным, главным научным сотрудником ВСЕГЕИ, 90-летие которого геологическая общественность широко отметила 4 апреля 2001 г. Данная работа была подготовлена к XXXI сессии Международного геологического конгресса и продемонстрировалась в Рио-де-Жанейро в августе 2000 г.

Как пишут авторы — это «...первый опыт создания глобального обобщения геолого-структурных особенностей континентов, океанов, переходных зон (активных и пассивных транзиталей) и связанной с ними металлогении». На карте* выделены базовые суперструктуры Земли, для которых общее — отчетливо выраженная неоднородность их строения, проявляемая как по латерали, так и по вертикали, причем не только в пределах коры, но и мантии — вплоть до нижних ее слоев, близких к ядру. Континентальные суперструктуры разделены на разновозрастные структуры подчиненного порядка — рифтогенные, тектоно-магматической активизации, подвижные области (часто с массивами — микроконтинентами), платформы, разного ранга граничные системы, в т.ч. окраинно-континентальные и внутриконтинентальные вулканические пояса, краевые и перикратонные прогибы, переходящие в складчато-надвиговые системы, термотектонические (выделены впервые) структуры (горячие пятна, линии и поля). Для пассивных транзиталей (шельфовые плиты) характерны краевые плато, впадины, ступени, склоны; активных — островные дуги, пред- и задуговые бассейны, поднятия, шельфовые зоны, вулканоплутонические и офиолитовые ассоциации. В океанских структурах выделяются: срединно-океанические подвижные поля — талассиды, плиты, межплитные переходные зоны, желоба, микроконтиненты, оленды, блоки пород разного состава, центры спрединга, трансформные и демаркационные разломы. Не все выделенные структуры бесспорны, но в такой совокупности они выделены на карте впервые. Авторы предложили уложить все их разнообразие в прокрустово ложе единого терминологического определения, назвав их «геоблоками», что звучит несколько непривычно, т.к. под «блоками» мы обычно подразумеваем стабильную часть земной коры, поэтому ставить в один ряд, например, микромассив и авлакоген «рука не поднимается». Л.И.Красный считает, что «... геоблоками следует называть крупные региональные структуры, размером $(800 \div 1400) \times (1500 \div 2200)$ км, т.е. общей площадью около 1—4 млн. км², обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма, метаморфизма и иногда определенными формационными рядами и, соответственно, типовым набором минерагенических особенностей». Основываясь на этом принципе, авторы для континентов выделили 98 обособленных тектонических структур — геоблоков, а для океанов — еще 37. Особое место занимают Антарктика (3 геоструктуры, 5 геоблоков) и Арктика (5 геоблоков).

Континентальные геоблоки объединены в группы: гранит-зеленокаменные щиты (8), гнейсо-амфиболитовые

щиты (11), древние платформы (18), молодые платформы (5), складчато-глыбовые системы или мозаичные геоблоки (12), складчато-надвиговые системы (19), граничные системы (9), рифты (5), активные транзитали (8). В пределах Тихого океана выделены 26 геоблоков, Атлантического — 6, Индийского — 5. В обоих случаях выделенные геоблоки оцениваются на основные виды твердых полезных ископаемых. Нефтяные бассейны часто занимают промежуточную позицию, охватывая зоны (таких 35%), иногда пограничные между континентами и океанами. Всего в мире выделены сейчас 430 бассейнов, в т.ч. 406 существенно нефтеносных и 18 чисто газоносных.

Минерально-сырьевой потенциал каждого из выделенных геоблоков (складчато-надвиговая система, транзитали) определяется по суммарной стоимости заключенных в них полезных ископаемых. Этот показатель — единая основа для их сопоставительного анализа. Потенциальная ценность каждого полезного ископаемого рассчитывалась как произведение суммы его начальных запасов на цену первой товарной продукции на мировом рынке по состоянию на начало 1998 г., или как среднее за последние 5—6 лет. Установлено, что более 90% ценности приходится на 23—25 видов полезных ископаемых, в т.ч. 80—85% на топливно-энергетический комплекс.

Потенциальная ценность 24 основных видов твердых полезных ископаемых оценивается в 24,5 трлн.долл., в т.ч. на долю каменных и бурых углей приходится 87,2%; стоимость фосфатного сырья и калийных солей составляет 6,8 трлн.долл. (2,6%), металлов (20 видов) и алмазов 24,9 трлн.долл. (10,2%), в т.ч. (в %) Fe 35,6; Cu 15,1; Al 8,6; Au 8,1; Ni 6,3; Zn 4,3; Co 3,4; Mn 3; Cr 2,12; Nb 1,1; Ag, Mo, Pb, Sn, Ta, Ti, U, W 5,5—44.

Суммарная стоимость твердых полезных ископаемых, заключенная в 98 континентальных геоблоках, оценивается (в трлн.долл.): Cu 409, Pb 46, Zn 190, Sn 82, W 19, Mo 29, Nb 2, Ta 7, Ni 27, Co 9, Cr 1, Ti 4, платиноиды 1, Au 113, Ag 12, U 36, Fe 264, Mn 53, Al 280; рудных 1584; P 594, K 50, уголь 10578; сумма нерудных 12 807. Из 406 оцененных нефтегазоносных бассейнов мира экономически целесообразны для освоения 289. Потенциальный доход от их отработки может достичь 1,8 трлн.долл., в т.ч. на суше 1,35 и море 0,47 трлн.долл.

Потенциальная прогнозная ценность полезных ископаемых, заключенных в недрах Мирового океана, оценивается в 52,4 трлн.долл., в т.ч. Fe-Mn конкреции 34,4 и Co-Mn корки 26,8%, сульфидные купола 0,8%, фосфаты 3,5%, газогидраты 34,1%.

Цифры очень интересные, хотя и ориентировочные, а в некоторых случаях и спорные. Тем не менее, они дают общее представление о минерально-сырьевых возможностях нашей Земли и ее отдельных геоблоков, а также отдельных стран и их групп. Желательно продолжить исследования в этом направлении, для чего необходимо: расширить круг полезных ископаемых (нерудное минеральное сырье, жидкие и газообразные полезные ископаемые, подземные воды, геотермальная энергия); унифицировать методику оценки потенциальной стоимости различных видов полезных ископаемых; дифференцировать значение фактора глубинности; ввести в качестве одного из важнейших критериев оценки показатели научно-технического прогресса как в разведке, так и в добыче и переработке минерального сырья; уделить больше внимания альтернативным, нетрадиционным и их новым видам.

* Геолого-минерагеническая карта Мира, масштаб 1:5 000 000 (с краткой объяснительной запиской). — М.: ВСЕГЕИ, 2000. Приложения: т. 1. Геология и минерагения континентов, транзиталей и Мирового океана; т. 2. Минерально-сырьевые ресурсы континентов и активных транзиталей; т. 3. Нефтяные ресурсы континентов и транзиталей. Геолого-экономическая оценка; т. 4. Минерально-сырьевые ресурсы Мирового океана.

Определение возраста рельефа и картирование четвертичных образований

3.Я.БОДНАР (ГТП «Амургеология»)

Исследования, касающиеся возрастных характеристик рельефа, могут оказаться полезными при картировании четвертичных образований. Сначала надо немного определиться с понятиями о возрасте рельефа.

Сам по себе рельеф существовал всегда, поверхность Земли никогда не была идеально ровной. Но его морфология постоянно менялась (как и все на свете). Возвращаясь к азам геоморфологии, можно напомнить, что эрозионно расчлененный рельеф с большим размахом высот и резкими формами считается молодым, а денудационно выровненный — старым. Подобные определения для геолога не имеют глубокого смысла. Реально его может заинтересовать морфология рельефа. Широко известные способы возрастной оценки видимого рельефа, но все же иногда они допускают возможность некоторой произвольности суждений и неоднозначных выводов по некоторым принципиальным вопросам геологии. Ниже изложен способ определения возраста рельефа, позволяющий в конечном счете сделать некоторые обобщения относительно последнего этапа в геологической истории Земли.

В целом есть смысл говорить о скоростях преобразований в рельефе, о последовательности формирования его видимого облика, времени становления этого облика, его дальнейшей сохранности. Если эрозионному расчленению подвергалась плоская (например, аккумулятивная) поверхность, то по степени сохранности реликтов этой поверхности можно судить о длительности ее эрозионного расчленения. Со временем площадь этих реликтов будет сокращаться, а наклонных поверхностей склонов увеличиваться. Сокращение реликтов плоских поверхностей в эрозионно расчлененном рельефе с течением времени ведет к их исчезновению. Следовательно, сохранность таких реликтов ограничена во времени. Скорость их сокращения определялась, исходя из следующих соображений.

Рельеф земной поверхности можно представить как сочетание склонов различной крутизны, формирующихся при тектонических поднятиях и эрозионном врезании гидросети. Поверхность всякого склона в процессе денудации изменяет положение в пространстве. Перемену этого положения можно представить как отступление склона (с сохранением крутизны естественного откоса в случае стабильного тектонического режима). В условиях неравномерных тектонических поднятий крутизна склонов зависит от интенсивности поднятий. Скорость движения рыхлого материала на склонах зависит от многих факторов — их крутизны, механического состава рыхлого покрова, увлажненности и пр. Она может различаться на разных частях склона в зависимости от консистенции рыхлого покрова, не испытывая при этом зависимости от их крутизны. Но в данном случае внимание будет обращено на интенсивность склоновых процессов (и следовательно, на скорость их отступления) в верхней части склонов, т.к. в любом случае нижняя часть склона не может все время отступать быстрее верхней.

Необходимо внести определенную ясность в представление о горизонтальном отступании склона. На зависимость крутизны склонов от скорости врезания гидросети указал еще В.Пенк (1961). Чем больше скорость врезания гидросети (следовательно, тектонических поднятий), тем круче образующиеся при этом склоны. Их крутизна опре-

деляется отношением скоростей врезания водотока и отступления склонов его долины по горизонтали. Следовательно, эти величины должны быть независимы одна от другой.

Рассмотрим следующий пример. На рис. 1 показаны профили крутого и пологого склонов, их положение через определенный промежуток времени, горизонтальное отступление этих склонов за это одинаковое время и мощность слоев снесенных денудацией за это же время. Из приведенного (точно выполненного рис. 1) видно, что при равном горизонтальном отступании склонов разной крутизны мощность снесенных с них денудацией слоев будет разной — с более крутого склона больше. Здесь все как положено. Не вдаваясь в математическое толкование подобных «фокусов», отметим лишь, что такие графические построения дают основание предполагать, что скорость горизонтального отступления склонов различной крутизны есть величина постоянная. (Точнее, в первом приближении, ее можно принять постоянной). Тогда само это отступление будет зависеть только от времени. К тому же определение возрастных характеристик рельефа, основанное на таких соображениях, может быть применимо без существенных поправок как для равнинных, так и горных районов. Подобное допущение будет правомерным, если этот способ использовать для приблизительных, сравнительных характеристик. На скорость денудации (а, следовательно, и скорость горизонтального отступления склонов) могут влиять многие факторы, в т.ч. литология. Это в каком то отношении ограничивает применение описанного способа определения возраста рельефа. Здесь, по возможности, можно вводить определенные поправки.

Определение «раздвигания» склонов долин за различные отрезки геологического времени было проведено в пределах Амуро-Зейской равнины, а также горного сооружения Тукурингра—Джагды. Все фрагменты геоморфологических карт, приведенные в качестве иллюстраций, выполнены в одном масштабе, что дает возможность непосредственно сравнивать нужные морфометрические характеристики (в плане).

Амуро-Зейская впадина выполнена озерно-аллювиальными отложениями кайнозойского возраста. Площадное осадконакопление завершилось здесь в конце плиоцена—начале четвертичного периода (накоплением белогор-

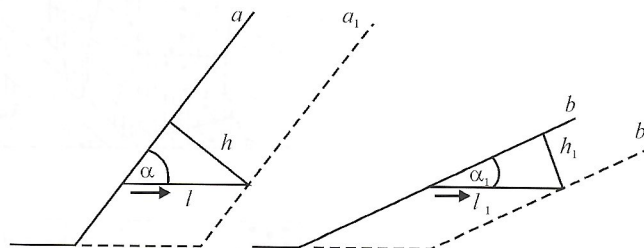


Рис. 1. Профили крутого и пологого склонов, положение их через определенный промежуток времени и горизонтальное отступление этих склонов:

склоны: a — крутой, b — пологий; a_1 , b_1 — их положение через определенный промежуток времени; l , l_1 — горизонтальное отступление склонов за одинаковое время; h , h_1 — мощность слоев, снесенных денудацией за это же время

ской свиты). В это время территория впадины представляла собой аккумулятивную плоскую равнину. Тогда же, примерно в послеплиоценовое время началось ее эрозионное расчленение. К настоящему времени долины водотоков углубились здесь на 80—100 м. Растущие склоны долин врезающихся водотоков отступали, и к настоящему времени эти долины расширились (на уровне аккумулятивной поверхности) примерно на 1,6—2 км (рис. 2, а). Время этого раздвигания (условно и в первом приближении) равно продолжительности четвертичного периода. Здесь во внимание принимаются только долины неболь-

ших водотоков, еще не способных свободно меандрировать. Более крупные водотоки могут разрабатывать долины посредством меандрирования, и ширина последних не обязательно будет зависеть от времени. Измерять ширину долин желательно на спрямленных участках. Линия замера должна быть перпендикулярна обоим склонам долины. Выбирать следует наименее густо расчлененные места.

Для сравнения определялась также ширина долин небольших притоков р.Тында (в горной части хр.Тукурингра) на уровне ее молодой (позднечетвертичной) террасы (см. рис. 2, б). Высота этой террасы составляет 60—80 м над

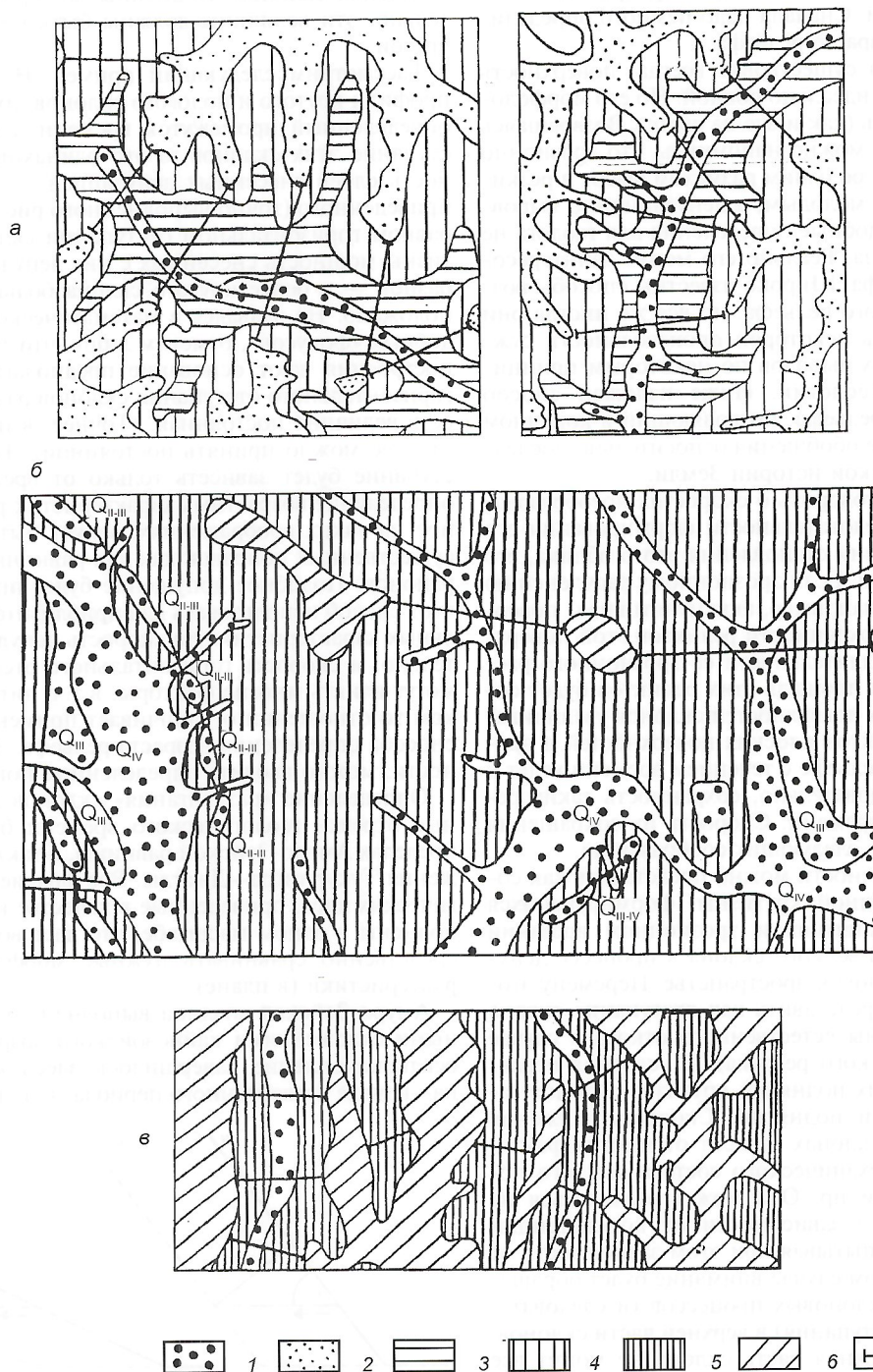


Рис. 2. Фрагменты геоморфологических карт бассейнов:

а — р.Улунга (Амуро-Зейская равнина); б — реки Большая и Малая Тында (хр.Тукурингра); в — реки Алу и Огоджа (хр.Джагды); 1 — днища долин и речные террасы; 2 — реликты аккумулятивной поверхности раннечетвертичного возраста; 3 — долинные педименты; 4 — склоны равнинных междуречий крутизной до 5°; 5 — горные склоны крутизной 25—35°; 6 — реликты слабохолмистой поверхности выравнивания в вершинном поясе гор; 7 — отрезки линий, отражающие величину раздвигания склонов за различные отрезки геологического времени

днищем долины р.Тында. Как видно, ширина долин небольших водотоков в том месте, где они расчленяют позднечетвертичную террасу, гораздо меньше и составляет примерно 300—400 м (на уровне этой террасы). Очевидно, чем позже началось эрозионное расчленение выровненной поверхности (т.е. чем она моложе), тем более узкими будут расчленяющие ее долины небольших водотоков.

Реликты древней слабохолмистой поверхности денудационного выравнивания в самом верхнем ярусе горного рельефа, максимальные высоты которого достигают 800 м, также показаны на рис. 2, б. Расстояние между отдельными реликтами этой поверхности поперек долин небольших водотоков составляет 2200—3000 м. Это расстояние, на которое раздвинулись склоны долин с начала интенсивного эрозионного расчленения древней поверхности денудационного выравнивания. Сравнив эту величину с ранее определенным раздвижением склонов долин, условно за четвертичное время, можно предположить, что интенсивное эрозионное расчленение в этой части территории началось еще в дочетвертичное время (примерно в конце плиоцена).

В настоящее время нет таких возрастных реперов, на основании которых можно было бы построить шкалу абсолютных возрастов в пределах плиоцен-четвертичного времени. Плоскую аккумулятивную поверхность, на уровне которой завершилось осадконакопление белогорской свиты нельзя с уверенностью считать раннечетвертичной. Возраст белогорской свиты определен по палинологическим данным как плиоцен-раннечетвертичный. Это очень усредненно. Определенное в северной части Амуро-Зейской равнины раздвижение долин за четвертичное время отражает ситуацию, когда эрозионному расчленению подвергалась аккумулятивная равнина. В ее южной части отложения белогорской свиты также слагают верхнюю часть междуречий, которая однако представляет собой реликты не плоской аккумулятивной поверхности, а волнистой поверхности денудационного выравнивания. Значит, ее осадконакопление здесь завершилось раньше. Предлагаемый способ возрастной оценки рельефа помог бы уточнить некоторые детали и кое-что конкретизировать в геологической истории разных регионов.

Рельеф северных отрогов хр.Джагды (см. рис. 2, в) резкорасчлененный: крутизна высоких склонов достигает 40°, абсолютные высоты 959 м. Широкие плоские междуречья представляют собой реликты слабохолмистой поверхности денудационного выравнивания. Ширина долин небольших водотоков на уровне этой поверхности составляет 700—800 м. Сравнив ее с ранее определенным раздвижением склонов долин за четвертичное время, можно предположить, что резкое эрозионное расчленение рельефа в этой части территории началось примерно во второй половине четвертичного периода.

Подобным образом можно оценивать и возраст долинных педиментов, которые образуются в нижних частях склонов при резком замедлении глубинной эрозии. При этом образовавшиеся ранее более крутые склоны продолжают отступать под влиянием непрекращающейся денудации, сохраняя крутизну естественного откоса и уступая место расширяющимся пологим их частям. Ширина последних равна величине отступления более крутых склонов.

На основе изложенных представлений можно определять режимы неотектонических поднятий горных сооружений и разных их частей. (Более уместно говорить о принципиальной возможности такого определения). На рис. 3 показано (в вертикальном разрезе) изменение положения поперечного профиля долины врезающегося водотока. l выбирается произвольно, в зависимости от того, какой отрезок времени нас интересует. Отложив удвоенную эту величину поперек долины небольшого водотока на топооснове (желательно не очень мелкого масштаба), можно

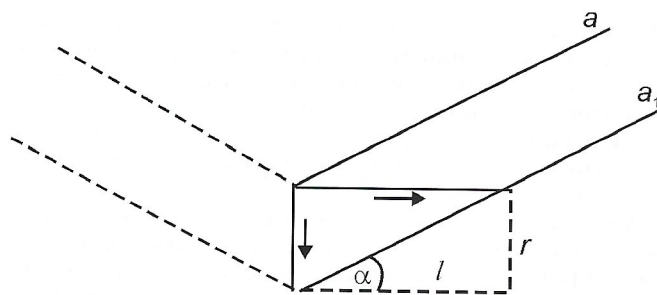


Рис. 3. Изменение положения поперечного профиля врезающегося водотока:

a — первоначальное положение долины; a_1 — положение долины через интересующий нас отрезок времени; l — горизонтальное отступление одного из склонов долины за это время; r — врез долины за это время

определить, на какой высоте над тальвегом установится отрезок выбранной величины. Эта высота и будет эрозионным водотоком r за интересующее нас время. Из этого можно сделать определенные выводы относительно скорости эрозионного врезания (a , следовательно, и тектонических поднятий) за данный отрезок времени. Изменение этой скорости, как отмечал В.Пенк (1961), проявляется в поперечном профиле склонов долин и междуречий. При увеличении скорости поднятия крутизна нижних частей склонов будет увеличиваться и будет формироваться их выпуклый профиль. При замедлении поднятий крутизна нижних частей растущих склонов будет уменьшаться и будет формироваться вогнутый их профиль. По характеру этих изгибов можно сделать определенные выводы относительно режима неотектонических поднятий разных частей горных сооружений. Все эти особенности рельефа обнаруживаются при элементарном анализе крупномасштабных топооснов.

Исходя из представлений о скорости горизонтального отступления склонов, правомерно предположить, что при имеющейся средней густоте рельефа в пределах длительно воздымающихся районов на междуречьях не могут сохраняться выровненные поверхности, верхняя возрастная граница которых древнее плиоценовой, т.е. длительность эрозионного расчленения которой превышает первые миллионы лет. Реликты этих поверхностей в течение первых миллионов лет будут уничтожены в процессе смыкания по линиям водоразделов отступающих склонов. Обозримое прошлое положительных форм рельефа ограничено густотой его расчленения и, предположительно не может выходить за пределы позднего плиоцена.

Хронологическое расчленение четвертичного периода можно проводить на основании изложенного анализа рельефа. В его морфологии отражены все события четвертичного времени в их последовательности и относительной протяженности. Более древние события выходят за пределы их деятельной обозримости в рельефе. В эрозионных долинах, например, имеются террасы только четвертичного возраста, хотя террасообразование при формировании эрозионных долин проявлялось во все времена геологической истории Земли, когда вообще существовали водотоки. Дело в том, что более древние террасы просто не сохраняются в постоянно меняющейся морфологии речных долин.

Представление о постоянной скорости горизонтального отступления склонов различной крутизны можно положить в основу (принципиально возможной) реконструкции рельефа, исходя из его современного облика. Особенности плана гидросети и густота расчленения территорий, резко и часто меняющаяся литология, мелкоблочная дифференцированность неотектонических движений могут в разной

степени затруднять такую реконструкцию. Однако, в ряде случаев, на основании отдельных замеров в удачно выбранных местах и статистического учета этих данных на больших площадях можно сделать хотя и приближенные в абсолютном значении, но правильные выводы в отношении последовательности и относительной продолжительности геологических событий в развитии видимого сейчас рельефа.

К вопросу о сущности четвертичного периода в геологическом плане. Дальше в этой связи можно порассуждать, что собой представляет четвертичный период в истории Земли. Он отличается наиболее детальной изученностью (точнее, возможностью детального изучения с учетом рельефа). Похолодания, частые изменения климата, активизация тектонических движений — все это периодически проявлялось на протяжении всей истории Земли. На фоне направленности эволюции он, конечно, неповторим. Но на последних этапах геологической истории Земли во все времена отложения этих этапов всегда однозначно коррелировались с существовавшим в то время рельефом. И все четвертичные отложения тоже хорошо и однозначно коррелируются с современным рельефом. Более древние отложения не имеют однозначной связи с рельефом. Дальше на коротком отрезке времени резко снижается возможность детального изучения геологии с учетом рельефа. Происходит своего рода «качественный скачок назад» в возможностях изучения геологической истории Земли. Возможно, этот короткий отрезок времени и есть рубеж, отделяющий четвертичное время от дочетвертичного.

Единого мнения о длительности четвертичного периода нет. По мнению большинства исследователей, она составляет около 1 млн лет. Разница крайних значений составляет более 2 млн лет. Здесь уместно заметить, что научные вопросы большинством голосов не решаются. Вопрос о длительности четвертичного периода должен основываться на более глубоком понимании его сущности, совершенствовании его качественного определения.

Некоторые особенности картирования четвертичных отложений. Особенности картирования четвертичных образований определяются их однозначной коррелируемостью

с видимым рельефом. Здесь допускаются некоторые оговорки, но они касаются частных случаев. Это обстоятельство отмечалось всегда, но внимание на этом вопросе особо не акцентировалось. На основании всего вышеизложенного можно придать этому статус обязательного правила, которое можно использовать при разработке нормативно-методических материалов, регламентирующих производство геолого-съемочных работ. Обоснована принципиальная возможность определения возрастных характеристик рельефа по некоторым особенностям его морфометрии, что дает возможность предварительно оценить возраст рельефа, его элементов и генетически связанных с ними отложений.

Особенности картирования четвертичных образований заключаются в квалифицированном определении геоморфологической ситуации посредством так называемого геоморфологического анализа топооснов разных масштабов и в заверке определенных геоморфологических элементов на предмет наличия генетически связанных с ними отложений. В результате геоморфологического анализа разных масштабов (в т.ч. и крупного) должна быть составлена общая геоморфологическая карта, отражающая морфометрические, генетические и возрастные характеристики рельефа (как и полагается). По сути, такая геоморфологическая карта представляет собой осмысленную определенным образом разновидность карты фактического материала, т.к. построена на фактическом материале, заключенном в видимом рельефе древней поверхности (в частности, на топооснове), и которая может быть изготовлена в камеральных условиях на предварительном этапе геолого-съемочных работ. Ее можно рассматривать как дополнение к карте фактического материала и использовать в качестве вспомогательной основы на всех этапах геокартирования. Такая карта, как и карта фактического материала должна быть включена в перечень обязательных карт при производстве геолого-съемочных работ.

Вышеприведенные суждения надо бы учесть при разработке нормативно-методических материалов, регламентирующих проведение геолого-съемочных работ.

Рецензии

УДК (049.32)

© Е.В.Краснов, 2001

В безбрежном море «Вернадскианы» не обойтись без кормчего*

Е.В.КРАСНОВ (Калининградский государственный университет)

Идеи Владимира Ивановича Вернадского о геологической вечности жизни, геологической роли человечества, роли науки вообще и в т.ч. геологической науки в общественном сознании давно уже вызывают благоговение у одних и откровенное неприятие у других исследователей творческого наследия этого, несомненно, выдающегося русского геолога и мыслителя. Дискуссии, начавшиеся еще при его жизни, то затухают, то разгораются с новой силой. Подтверждение этому — вышедшая в издательстве Русского Христианского гуманитарного института антология литературы о Вернадском за 100 минувших лет (1898—1998). Благодаря скрупулезному подходу составителя к освещению темы и его равнодушию при подборе текстов, отражающих взгляды 111 авторов, в книге представлены не то-

лько мир его героя, но и разнообразие оценок его деятельности — от хвалебных до уничижительных. В сопоставлении зачастую полярных взглядов на творчество Вернадского ярко отразились характерные черты российской интеллигенции, то возносящей своих лидеров на пьедестал почета и славы, то низвергающей их.

Книга открывается вступительной статьей А.В.Лапо «Миры Вернадского: от кристалла до ноосферы», которая задает вполне определенный (мажорный) тон восприятию читаемого. Основной текст состоит из трех частей. Первая, по замыслу составителя, характеризует «Феномен Вернадского» в отечественной и мировой культуре, вторая — «Вознесение на пьедестал» — отражает период его канонизации как классика естествознания, а третья — «Время осмысления» — современные оценки творческого наследия как в России, так и за рубежом. Весьма полезны помещенные в конце книги комментарии с краткими биографическими сведениями об авторах и именной указатель.

* В.И.Вернадский: pro et contra / Сост., вступ. статья, коммент. А.В.Лапо. — С.-Пб.: РХГИ, 2000.

Избранная последовательность и названия частей не дают ни малейшего основания для сомнений и тем более отрицания величия ученого, хотя по мере чтения книги становится очевидным совсем иное. В послесловии, написанном академиком А.И.Яншиным, имя Вернадского поставлено в один ряд с именами великих ученых прошлого (Аристотелем, Авиценной, Ломоносовым), что также не изменяет заданной тональности.

Полагаем, что раздел «Личность Вернадского» был бы уместнее в самом начале антологии, затем следовало бы обрисовать эпоху, которой он обязан своим становлением и развитием, а «Феномен Вернадского», которым открывается книга, по нашему мнению, ассоциируется с ее завершением. Это позволило бы проследить эволюцию творческой личности, и вообще такая последовательность расположения приведенных в антологии обширных и разноплановых материалов представляется более естественной.

Антология читается легко, а порой даже напоминает увлекательный роман. Перед читателем одна за другой возникают картины жизни и деятельности геолога Вернадского — от молодого кристаллографа до зрелого ученого-биогеохимика и философа.

Большинство последователей и друзей Вернадского называют его натуралистом, но все-таки он был, прежде всего, геологом. И дело вовсе не в количестве его публикаций по минералогии, кристаллографии, геохимии и полезным ископаемым (а их у него было около 70% общего количества, около 400, согласно подсчетам А.Е.Ферсмана). Благодаря геологическому мышлению Вернадский разработал совершенно оригинальную концепцию биосферы, ввел в науку представление о живом веществе и его колоссальной роли в формировании литосферы, наконец, саму научную мысль он охарактеризовал как планетарное явление.

Увлечшись междисциплинарными связями геологии, биологии и химии, он быстро понял, что подлинная наука едина, а узкие специализации ведут к тупикам в теории и на практике (наглядный пример — положение в атомной промышленности со все возрастающими объемами радиоактивных отходов). Напротив, биогеохимия в наши дни вооружает геолога надежными методами поисков месторождений полезных ископаемых, агронома — способами повышения плодородия почв, а медика — средствами врачевания и охраны здоровья населения.

Со страниц антологии перед читателем возникает, прежде всего, обаятельный, непримиримый ко всему «мерзопакостному» человек — Личность, а не идол, «смелый искатель истины» (мнение Р.К.Баландина, с. 598).

Более 50 лет минуло со дня кончины Вернадского, и все эти годы историки науки с удивлением открывают для себя его идеи, обнаруживают в них поразительную современность, точность, непреложность. По существу, мы лишь сейчас «дошли до того места в развитии нашего знания, где уже побывал мудрец и оставил нам проникновенные знаки движений своего великого ума» (Б.С.Соколов, с. 91).

Факты последних лет, в т.ч. и приведенные в книге, как будто подтверждают правоту предвидений Вернадского — о геологической вечности жизни, осадочном генезисе гранитов, органическом происхождении нефти. Однако хорошо известно, что со взглядами ученого не все были согласны при его жизни, не перевелись оппоненты и в наши дни. Порой, читая антологию, ловишь себя на мысли, что число идейных противников Вернадского со временем даже увеличивается, а их «обличительные» речи и статьи становятся все злее. Даже натуралиста в нем не признают, усматривают порочность представлений о космическом характере и геологической вечности жизни (например, А.М.Гиляров, с. 698). Если суммировать мнения такого рода критиков, то получается, что у Вернадского вообще не было никаких научных достижений. Он, де, честно искал истину в науке, да так и не нашел ее, с кем не случается (Р.К.Баландин, с. 590—598).

И все же не забудем, что остатки организмов обнаружены даже в архейских толщах, возраст их приближается к возрасту самой Земли. Получены как будто прямые доказательства существования внеземной жизни (по данным изучения состава метеоритов). Значение органического (биогенного) вещества для формирования большинства месторождений нефти сомнений не вызывает.

Биогеохимические законы, открытые Вернадским (А.И.Перельман, с. 490), позволяют объяснить многие свойства земных геосфер, большие и малые круговороты химических элементов и их соединений в атмосфере, гидросфере и литосфере. Идеи о геологическом времени как о порядке следования событий прошлого привели к становлению событийной стратиграфии. Вернадский заложил концептуальные основы многих научных направлений — от радиогеологии и генетической минералогии до биосферологии (по Г.В.Гегамяну) и даже биосферософии (по Б.С.Соколову).

Изучение радиоактивности минералов стало основой для развития изотопной геохронологии и новых методов измерения геологического времени. Гелиевое «дыхание» Земли и уход этого элемента в Космос, подмеченные Вернадским, стали понятными лишь недавно с открытием притока этого легкого изотопа из мантии. В регулярно повторяющихся проявлениях тектоно-магматической активизации недр многие последователи ученого видят доказательства его гипотезы о солнечно-земных связях (Н.П.Лавров и др., с. 712—715).

Взгляды pro и contra в антологии не всегда систематизированы, иногда калейдоскопично перемежаются, чем затрудняется их восприятие. С учетом того, что эта книга рассчитана не только на умудренных опытом исследователей творчества Вернадского, но и на молодых читателей (в частности, студентов), подобная «непричесанность» мыслей выглядит досадным упущением. Аргументация многих критиков Вернадского как бы «повисает в воздухе», не находит ответа в приводимых мнениях апологетов. Читая книгу, порой удивляешься тому, что хвалят и ругают его за одно и то же. Но в этом и состоял, вероятно, замысел составителя — побудить читателя думать и самому попытаться искать ответы на множество поставленных Вернадским вопросов.

Один из них, судя по количеству откликов, можно считать центральным — вопрос о человечестве как биогеохимической силе, способной «преобразовать» нашу Землю, вплоть до самоуничтожения породивших эту силу. Более того, в биогеохимии Вернадский усмотрел возможность построить своеобразный мост между естественными и общественными науками. За эти «крамольные» мысли со стороны правозерных марксистов он неоднократно подвергался необоснованным нападкам и даже травле еще при жизни. В антологии их взгляды воспроизведены с более чем достаточной полнотой. Читатель легко убедится в этом, заглянув в обвинительные пассажи А.М.Деборина, И.И.Презента, А.К.Тимирязева и др. Обвинения ученого в прошлом носили стандартный характер: ему ставили в вину «отсутствие классового сознания», «недооценку классовой борьбы», игнорирование «коренных различий между капитализмом и социализмом» и т.п. В.И.Невский заявлял, что представления Вернадского о начале и вечности жизни ни много, ни мало противоречат философии пролетариата. Поиск «числовых закономерностей», считал И.И.Бугаев (с. 346), отбрасывает нас к эпохе «пифагорейцев». Стремление заклеить Вернадского как ученого, пожалуй, наиболее отчетливо выражено Д.М.Новогрудским и А.М.Дебориным. Нескрываемую ярость вызвало у них отношение Вернадского к религии, которая поставлена им в один ряд с наукой и философией. Ему «пришивали» ярлыки эклектика, виталиста, идеалиста...

Спустя десятилетия после смерти Вернадского критика его идей внешне стала более утонченной. Географы Д.Л.Арманд и И.М.Забелин выступили против концепции

ноосферы с позиций учения о географической оболочке, палеонтолог Л.Ш.Давиташвили занялся подсчетами суммарного количества биогенного органического вещества, усмотрев погрешности в трудах Вернадского, посвященных биосферным константам и обоснованию биогеохимических принципов.

Прошло еще 20 лет, и уже в наши дни микробиолог Г.А.Заварзин нападает на термин «живое вещество» с позиций глобализма и системной парадигмы, защищая одновременно идею о геологической вечности жизни и биосферный подход в целом (с. 599—604). Инженер-кораблестроитель А.Л.Васильев отрицает значение ноосферной устремленности Вернадского, подсчитывая, на сколько процентов увеличилось содержание углекислого газа в атмосфере за последнее столетие и обращая внимание только на негативные стороны деятельности «человека разумного»: истощение природных ресурсов, загрязнение окружающей среды. На вопрос, сохранится ли ноосфера Вернадского в XXI в., Васильев убежденно отвечает отрицательно (с. 654).

Гидробиолог А.М.Гиляров разместил свои «Критические заметки на полях «Биосферы» (таково название его статьи, с. 690—698). С некоторыми колебаниями он упрекает ученого в равнодушии к идее естественного отбора, сведении биосферных процессов к физической (если не сказать, механической) картине мира. «Виновным» предстает Вернадский и потому, что он по-своему понимал вопросы биоразнообразия и критически относился ко взглядам современных ему биологов (с. 693—695).

Иногда критики одним махом разделяются с «утопическими» и «наивными» идеями В.И.Вернадского, Н.И.Вавилова, А.Д.Сахарова и всех остальных, не утрачивших веру в разумное переустройство отношений человека с природой и неизбежность перехода к ноосферному этапу развития (статья Г.М.Миркина, с. 647—649). В то время, когда многие писали (и продолжают писать) об одичании человека, ноосферная концепция могла показаться утопической и наивной. Но в начале третьего тысячелетия, когда эти идеи овладевают умами даже в США, подобные оценки Г.М.Миркина, Р.К.Баландина и других выглядят несколько устаревшими.

Подобно А.Гумбольдту, И.Канту, А.Эйнштейну, В.Вернадский смог охватить единым взглядом не только Землю, но и всю Вселенную, абстрагируясь от деталей и обращая внимание на интегральные характеристики материальных взаимодействий в ближнем и дальнем Космосе (биогеохимические, биогеофизические и др.). Немалая заслуга в этом его учителей — Д.И.Менделеева, В.В.Докучаева, А.Н.Бекетова. Связи между живым и космическим веществом интересовали Вернадского на протяжении всей жизни, однако утверждение «живое из живого» — еще более принципиальный его вывод, не опровергнутый оппонентами. Из него следует, что Земля, скорее всего, была изначально заселена космическими пришельцами, а не протобионтами, якобы случайно зародившимися в докембрийском «бульоне» (по А.И.Опарину) на нашей планете. Земная биосфера, в соответствии с представлениями Вернадского, отмечают его последователи, есть нечто большее, чем сумма организмов либо географический район, в котором существует жизнь. Разумеется, идея о Земле как о живом организме стара (на это указывает создатель концепции Геи Дж.Лавлок на с. 556). Ее высказывали еще Плиний Старший в античное время, а в XVIII в. Дж.Геттон. Неоспорима заслуга Вернадского в том, что он, преодолев барьеры так называемой профессиональной науки, предложил рассматривать биосферу как целое, объединяющее друг с другом тропосферу, гидросферу и литосферу. Тем самым ученый предвосхитил ныне модный в естествознании системный подход. Не раз он подчеркивал, что наука едина по своему предназначению — быть подлинной производительной силой общества, а не только теоретизированием (излюбленное занятие ныне в иных академиях).

Раздел «Эпоха Вернадского» открывается откликом Е.С.Федорова на его докторскую диссертацию о явлениях скольжения кристаллического вещества. Отзыв этот в целом в высшей степени положительный, однако теоретические взгляды молодого Вернадского Е.С.Федорова не вполне убедили. Именитый кристаллограф заметил, что физические свойства кристаллов не всегда отражаются законом эллипсоида. Терминологические неточности — еще одна распространенная «слабость» Вернадского, отмеченная Федоровым. Это сказалось даже в названии диссертации, в которой речь шла не обо всех явлениях скольжения, а только о сдвигах. Называя виды симметрии «строениями», Вернадский впадал в самопротиворечие, а частое употребление неверных терминов не было украшением работ многообещающего автора, писал Федоров (с. 313—314).

Геологи долгое время недооценивали роль живого вещества, хотя Вернадский не только раскрыл его подлинное значение для понимания процессов осадочного породообразования, но и доказал, что организмы участвовали в образовании многих рудных месторождений. Строматолиты, сложенные оксидами железа и марганца, сульфидами различных металлов, известны, начиная с архея, что также трудно объяснить без признания биоконцентрирующей функции древнейших обитателей нашей планеты. Все активнее обсуждаются биогенные механизмы формирования бокситов, фосфоритов, геохимическая специализация биогенных пород. Многочисленные факты о микроорганизмах, выделенных из минералов железа, меди, сурьмы, молибдена и некоторых других металлов, также убеждают в правоте выводов В.И.Вернадского. Непреходящее значение его биогеохимических идей для расширения минерально-сырьевой базы России подчеркивали в разное время А.И.Перельман, А.Л.Яншин, Н.П.Лаверов и другие ученые.

В связи с этим обращает на себя внимание, что в МГУ на генетическую минералогию и историю минералов, а не на их «застывшую» систематику, упор был сделан еще в конце XIX в. с приходом в этот вуз Вернадского (статья В.В.Карандеева и О.М.Шубниковой, с. 162—167). Важно отметить, что сам он впоследствии связывал этот новый подход к минералогии и учению о полезных ископаемых с работой своего учителя — профессора В.В.Докучаева.

Конечно, антология не смогла вместить и малую толику откликов о жизни, деятельности и трудах Вернадского. Но и того, что в ней помещено, достаточно, чтобы признать: перед читателями предстало незаурядное по содержанию и структуре историко-библиографическое произведение. Оно вполне «тянет» на своего рода учебное пособие, ибо стимулирует, к примеру, историков к самостоятельному поиску ответов на поставленные вопросы — о начале и вечности жизни, космическом Разуме, будущем человечества. Во всем этом безусловна заслуга составителя — А.В.Лапо и, думается, многие будут ему благодарны за этот труд, за потраченные энергию и силы. Уверен, книга не залежится на полках библиотек и будет востребована тысячами геологов нашей страны, а также учеными других специальностей, тяготеющими к междисциплинарным концепциям и синтезу научной информации, да и вообще всеми неравнодушными к истории Отечества людьми.

Безбрежное море литературы о Вернадском составитель предложил назвать «вернадскианой», но вряд ли этот не очень благозвучный термин приживется, так же как и сравнение творений своего героя с японскими и китайскими акварелями, изображающими «лягушек под дождем», за которыми видна Вселенная (с. 9). Но эти мелочи не помеха главному выводу: серия «Русский Путь» обогатилась превосходной книгой — настоящим путеводителем, способным помочь заинтересованному читателю разобраться в феноменах мировой науки и культуры, взращенных на благодатной почве России.

«Экогеология России» — новые подходы к экологическим проблемам

Б.А.СОКОЛОВ, В.И.СТАРОСТИН, Т.А.БАРАБОШКИНА (МГУ им. М.В.Ломоносова)

В 2000 г. вышел в свет первый том монографии «Экогеология России»*. Он составлен большим коллективом специалистов, подавляющая часть которых являются сотрудниками Всероссийского научно-исследовательского института гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИН-ГЕО). Это первая в отечественной и мировой литературе монография, в которой в целостном виде, с единых теоретико-методологических позиций рассмотрены региональные эколого-геологические проблемы огромного региона.

В данной работе геологическая среда рассматривается как литогенная основа формирования экосистем. Описываются ее структура, состав и свойства, полезные ископаемые, современные эндогенные и экзогенные геологические процессы и явления, представляющие определенную опасность для жизнедеятельности человека. Исследуются проблемы геохимии и геофизики экосистем, в т.ч. естественная радиоактивность геологических объектов, гидрогеохимические провинции подземных питьевых вод с повышенными концентрациями нормируемых веществ. Все разделы книги проиллюстрированы содержательными картами, схемами, таблицами, цветными фотографиями. Полиграфия этого большеформатного произведения просто превосходна. Монография включает Предисловие, Введение, восемь глав и Заключение. В первой главе «Геологическая основа формирования экосистем» описаны геодинамические, геохимические, геофизические региональные факторы, влияющие на эколого-геологическое состояние территории, проанализированы экологические аспекты освоения минеральных ресурсов геологической среды. Здесь же изложены особенности организации и проведения экогеологических исследований.

Во второй главе приведено краткое описание геологического строения европейской части России; ее геоморфологические особенности, а также минеральных ресурсов региона.

В третьей главе с позиции опасности для жизнедеятельности человека проанализированы современные эндогенные и экзогенные геологические процессы. Здесь же выполнена эколого-геохимическая, радиогеохимическая оценка территории, дано ее экогеологическое районирование.

Четвертая глава посвящена рассмотрению природных и природно-техногенных геосистем России (в т.ч. связанных с разработкой месторождений полезных ископаемых), проблем загрязнения массивов горных пород на территории городов, загрязнения подземных вод, захоронения токсичных отходов в недрах и др.

Техногенные экогеологические процессы и явления рассмотрены в следующей главе. В ней проанализированы активизация экзогенных геологических процессов, наведенная сейсмичность, изменение условий формирования ресурсов подземных вод, техногенных геофизических и геохимических полей.

В шестой главе приведены основные направления эколого-геологических исследований. Здесь охарактеризованы экогеологическое картирование, мониторинг геологической среды, моделирование и прогнозирование современных геологических процессов. В развитие последнего в следующей, седьмой, главе изложены данные по прогнозу эволюции геологической среды под влиянием глобального изменения климата, освещены данные долгосрочного прогноза активности экзогенных геологических процессов, в т.ч. в криолитозоне.

Заключительная восьмая глава посвящена правовым и экономическим аспектам рационального недропользования, вопросам лицензирования пользования недрами, геологическому обоснованию инженерно-технических решений. Здесь также содержится материал о путях совершенствования системы эколого-геологического образования в системе высшей школы.

Необходимо подчеркнуть, что представленная на рецензию монография оригинальна по содержанию и систематике материала. Она имеет междисциплинарное значение и представляет интерес для широкого круга специалистов — геологов, геофизиков, геохимиков, гидрогеологов, географов, хозяйственных руководителей, специалистов в области охраны природы, студентов геологических и географических экологических и других специальностей университетов и вузов страны. Эта монография, как уже отмечалось, составлена большим коллективом (более 70 ведущих специалистов), представляющих различные направления геологической науки и практики и имеющих колоссальный опыт работы. Полное единство взглядов специалистов на те или иные вопросы экологической геологии, естественно, не могло быть достигнуто, но различные аспекты проблемы стали более понятными и доступными для многих, благодаря выходу этого произведения.

Рецензируемая монография оценивается нами, безусловно, положительно. Но поскольку она является первым томом многотомной работы, считаем целесообразным внести три предложения для последующих томов: 1) было бы рационально более широко использовать представления об экологических функциях литосферы; 2) следует большее внимание уделить аспектам взаимосвязи в системах литосфера—человек, литосфера—фитоценоз, литосфера—зооценоз; 3) гл. 3 лучше было бы назвать «Факторы, определяющие экогеологические условия», а гл. 5 — «Техногенные процессы и явления, изменяющие (трансформирующие) природные экологические условия».

В заключение хотелось бы поздравить авторов монографии и ее редакционную коллегию с созданием принципиально нового по содержанию геологического произведения, а читателей с выходом в свет новой интересной и нужной книги.

* Экогеология России. Т. I. Европейская часть / Гл. ред. Г.С.Варганын. — М.: ЗАО «ГЕОИНФОРМАРК», 2000.

75-летие Виктора Семеновича Суркова

Виктор Семенович Сурков родился 12 июля 1926 г. в дер. Архангельская Столбищенского района Татарской ССР в многодетной крестьянской семье. По окончании школы в 1943 г. добровольцем ушел в армию. После укороченного курса обучения в Казанском танковом училище в 1944 г. он был направлен на фронт в качестве командира танка. В составе 23 гвардейской танковой бригады участвовал в боях на территории Польши и Восточной Пруссии, где был тяжело ранен. После госпиталя, в августе 1945 г., по инвалидности был демобилизован и поступил на геологический факультет Казанского государственного университета им. В.И. Ленина, который окончил с отличием в 1950 г. и был направлен в Сибирский геофизический трест.

С 1950 по 1962 г. В.С. Сурков работал в этом тресте, пройдя путь от инженера, начальника партии до главного инженера и управляющим трестом. В эти годы под его руководством и при непосредственном участии в Западной Сибири широко развернулись геофизические работы, в результате которых были выявлены многие антиклинальные структуры, где затем в мезозойских отложениях были открыты Советско-Сосновское, Юганское и другие крупные месторождения нефти и газа. По результатам многолетних работ В.С. Сурков написал и в 1962 г. защитил кандидатскую диссертацию.

В этом же году он перешел работать в должности заместителя директора по науке в Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), а с 1970 г. стал его директором. Здесь он организовал и возглавил исследования по комплексному геолого-геофизическому изучению Сибири и ее глубинного строения, закономерностей распространения в ее недрах разнообразных полезных ископаемых.

В институте быстро проявились незаурядные организаторские способности Виктора Семеновича: в короткое время руководимые им подразделения в несколько раз увеличили объем тематических работ, широко внедряли новые технические средства, значительно расширилась и укрепились связи ученых с производственными организациями Сибири и прилегающих к ней районов.

Целеустремленные многолетние исследования ученого, разрабатанные теоретические и методические принципы комплексного анализа геофизических и геологических материалов оформились в докторскую диссертацию «Строение и тектоническое развитие фундамента Западно-Сибирской плиты», которая была защищена в 1969 г.

Развитие теории и методов комплексного анализа геологических и геофизических материалов нашло отражение в фундаментальных работах В.С. Суркова по рифтогенезу, на основании которых им обосновано принципиально новое направление поисков крупных и высокодебитных месторождений нефти и газа в континентальных отложениях Западной Сибири в зонах надрифтовых желобов и на склонах сводовых поднятий.

Теоретические основы этих работ отражены им в серии научных статей и в монографиях «Структура фундамента платформенных областей СССР», «Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты», «Геология нефти и газа Западной Сибири», «Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты», «Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты».

В течение многих лет В.С. Сурков возглавляет важную народнохозяйственную проблему, связанную с научным обоснованием поисков месторождений нефти и газа в палеозойских и рифейских отложениях Сибирской платформы — крупной нефтегазоносной провинции на востоке страны. Результаты этих исследований изложены в монографии «Геология нефти и газа Сибирской платформы». Геологоразведочные работы подтвердили научные прогнозы о высоких перспективах нефтегазоносности центральных районов Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции.

За научное обоснование и открытие докембрийской нефти на Сибирской платформе В.С. Суркову вместе с группой ученых и производственников Сибири в 1994 г. присуждена Государственная премия Российской Федерации в области науки и техники.

На примере Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа В.С. Сурков разработал и впервые в нашей стране реализовал объемное тектоническое районирование, что позволило полнее познать связь глубинных структур с поверхностной тектоникой и закономерности размещения в недрах различных видов полезных ископаемых, чему посвящена монография «Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области».

Под научным руководством и при непосредственном участии В.С. Суркова в последние годы выполнен ряд фундаментальных исследований, в т.ч. проведено объемно-генетическое и тектони-



ческое районирование структуры земной коры и литосферы территории Сибири и изданы карты структурно-формационных комплексов раннего и позднего неогена. Завершены исследования по геологии и нефтегазоносности ниже-среднеюрских отложений Западно-Сибирской НГП с количественным подсчетом ресурсов нефти и газа; по геологии и нефтегазоносности фундамента Западно-Сибирской плиты. А с 2000 г. он возглавил программу по стратегии нефтегазопромысловых работ в отложениях нижней — средней юры и клиноформных образованиях нижнего мела.

В сфере разведочной геофизики В.С. Сурков проявил себя как крупный организатор научных исследований: под его руководством разработаны и внедрены в производство аппаратурно-методические комплексы для сейсмо- и электроразведки, имеющие важное научное и практическое значение для поисков и разведки различных видов полезных ископаемых.

В.С. Сурков — участник многих отечественных и международных форумов, уделяет много внимания осуществлению внешнеэкономических связей. Ряд его капитальных работ опубликован за рубежом. В частности, в 1995 г. в Швейцарии издан «Атлас палеотектонических и палеогеолого-ландшафтных карт нефтегазоносных провинций Сибири», где нашли отражение основные глобальные этапы развития этой территории в неогее.

В.С. Сурков опубликовал более 390 научных работ, в т.ч. 23 монографии. Он является членом редколлегии нескольких научных журналов, членом Специализированного ученого совета по защите докторских и кандидатских диссертаций. Уделяет много внимания воспитанию научных кадров: под его научным руководством подготовлены 22 кандидата и несколько докторов наук; он является руководителем научной школы «Строение земной коры нефтегазоносных провинций Сибири».

Высокая научная репутация В.С. Суркова проявилась в том, что в 1973 г. он был утвержден в звании профессора, в 1979 г. избран членом-корреспондентом, а в 1987 г. — действительным членом АН СССР, в 1996 г. — РАЕН, в 1997 г. — МАТЕК; в 1986 г. ему присвоено почетное звание «Заслуженный деятель науки РСФСР».

Заслуги В.С. Суркова на фронтах Великой Отечественной войны, в научно-производственной и общественной деятельности высоко оценены Правительством: он награжден орденами Отечественной войны I степени, Красной Звезды, Октябрьской Революции, Трудового Красного Знамени, орденом За заслуги перед Отечеством IV степени и многими медалями, в т.ч. «За освоение недр и развитие нефтегазового комплекса Западной Сибири».

Желаем Виктору Семеновичу доброго здоровья, бодрости, благополучия и новых больших успехов в научном творчестве.

*Коллегия МПР России
Ученый совет СНИИГГиМС
Редколлегия журнала*

Contents

METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

Pakul'nis G.V.

- On a role of endogenous and exogenic factors in formation of sizable hydrothermal uranium deposits 3

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Zhamoida A.I., Prozorovskaya E.L.

- 2000 International Stratigraphy Scale and the problems of its improvement 8

Panov E.N., Dubik O.Yu.

- On the peculiarities of composition and structure of slightly-metamorphosed clay rocks of the Verkhoysk complex 11

Chaikin V.G., Antonov V.A.

- The analysis of formation series of the Kopetdag — Pre-Caucasian zone of marginal subsidence 14

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

Voloshina Z.M., Karzhavin V.K., Petrov V.P.

- P-T parameters of near-ore metasomatites within the Fedorov-Pansky platinum-bearing intrusion 17

Zolotukhin V.V., Vasil'ev Yu.R.

- The Middle-Yenisei province of magnesian traps in the Siberian platform and its prospects for the Noril'sk-style mineralization 20

Kobylyansky Yu.G.

- The procedure of distinguishing ore mineralization points by a degree of accumulation of elements 26

Lapin A.V.

- On kimberlites from the Chadobetsky uplift in relation to the problem of formation-metallogenic analysis of the platform alkaline-ultrabasic magmatites 30

Fursov V.Z.

- Possibilities of multi-targeted mercury geochemical mapping 36

Yasamanov N.A., Yuriev V.A.

- Quartz sand and quartzite of Oman: age, origin, composition, quality and utilization in the up-to-date technologies 44

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

Arkadiev V.V., Titov K.V., Sidorenkova O.I., Cherny K.N.

- Differentiation of Cretaceous deposits of Southwest Crimea by magnetic susceptibility 53

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

Vartanyan G.S., Plotnikova R.I., Shpak A.A.

- Object monitoring as an element of the system of rational utilization of mineral, thermal and industrial waters 58

SHORT COMMUNICATIONS

Boishenko A.F.

- 70 years of scientific-and-technological cooperation of geologists from Russia and Mongolia 62

Fedorchuk V.P.

- Experience of cash evaluation of the world mineral resources 64

DISCUSSIONS

Bodnar Z.Ya.

- Relief age determination and mapping of Quaternary formations 65

BOOK REVIEWS

Krasnov E.V.

- One cannot do without a pilot in the immense sea of the Vernadskiana 68

Sokolov B.A., Starostin V.I., Baraboshkina T.A.

- «Ecogeology of Russia» — new approaches to environmental problems 71

- 75th anniversary V.S.Surkov 72