

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

6/2009

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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

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

К ШЕСТИДЕСЯТИПЯТИЛЕТИЮ ПОБЕДЫ		
<i>Козловский Е.А.</i>		
Геология. Уроки Великой войны	3	<i>Медведев С.А., Медведев Ст.А., Коновалов В.А.</i> Новые данные о геологическом строении северной части Кольского полуострова (блок Рыбачий—Средний) 60
МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ		
<i>Закирова Ф.А., Антонов В.А., Беляев Е.В., Омельченко В.Л., Рышков М.М.</i>		<i>Дружинин В.С.</i> Информация о строении земной коры — необходимый атрибут региональной нефтегазовой геологии (на примере Уральского региона). 65
Минерагения Южного федерального округа.	17	ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ
ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ		
<i>Сабанаев К.А., Черкашин В.И.</i>		<i>Островский В.Н.</i> Влияние взаимодействия в системе континент—океан на гидрогеологические условия России 71
Позднепалеозойско-триасовая нефтегазоносная формация Восточного Предкавказья	27	<i>Тихонов А.И., Иванов А.Ф., Миронова Н.Е., Тихонов В.П.</i> Исследование закономерностей изменения изотопного состава урана в подземных водах палеодолин . 78
ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ		
<i>Абрамов Б.Н., Котова Н.П.</i>		ДИСКУССИИ
Петрохимические особенности юрских фтороносных гранитов и закономерности размещения флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья.	32	<i>Зубков В.С.</i> Флюидно-взрывная гипотеза происхождения землетрясений 85
<i>Азадалиев Дж.А., Гусейнова Э.Б.</i>		Памяти Алексея Владимировича Перцова 90
Особенности состава медно-порфировых руд Гардагского месторождения (Азербайджан).	38	Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2009 г. 92
ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ		
<i>Тимурзиев А.И.</i>		Порядок оформления статей, представляемых в журнал «Отечественная геология» 95
Кинематика и закономерности ориентировки разрывных нарушений и осей напряжений в осадочных бассейнах Северного полушария	52	

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

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 25.11.2009. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

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

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

От редколлегии

Профессор Е.А.Козловский завершил большую работу «Уроки Великой войны. Геология и национальная безопасность», которая в ближайшее время выйдет из печати. По просьбе автора журнал «Отечественная геология» публикует две его статьи (номера 6/2009 и 1/2010), раскрывающие сущность этой книги.

Геология. Уроки Великой войны

Е.А.КОЗЛОВСКИЙ

В 2010 г. весь мир будет отмечать величайшее событие XX в. — шестьдесят пятую годовщину победы Советского Союза и стран коалиции в Великой Отечественной войне — войне, в которой погибли миллионы воинов и безвинных жертв фашистской авантюры. Историки в который раз будут объяснять суть и смысл этого грандиозного события. Я хочу, насколько возможно, взглянуть на данное событие с несколько другой стороны.

Вторая мировая война была не только схваткой сражавшихся армий, но и ожесточенной борьбой экономик и минерально-сырьевых ресурсов воевавших сторон.

К сожалению, не только положительные эмоции сопровождают воспоминания. Происходит зримый процесс переписывания истории Великой войны. Складывается впечатление, что возникают силы, занявшиеся очернением и фальсификацией героического прошлого, пересмотром итогов Великой Отечественной войны.

Возникает естественный вопрос, почему мы двадцать лет топчемся на месте, что мешает нам встать на ноги после потрясений, которые пережила Россия после развала СССР? Конечно, я рассматриваю только близкие мне профессиональные вопросы, но обобщения можно делать и более широкие. Опыт управления, создания, организованности людей и великий патриотизм — разве этого мало в нашей жизни? Может стоит задуматься, вспомнить и взять лучшее на вооружение?!

Международная обстановка не балует нас своей щедростью — любовью к России за ее прошлое, отданное не только во имя свободы Европы, но и величие нашей Родины. Есть силы, которые тянутся к нашему минерально-сырьевому потенциалу, а вместе с ним — и к территории! Россия нашим «друзьям» нужна слабей! Об этом напоминают уроки Великой войны. Главное должны быть извлечены уроки для пользы Отечества!

Вторая мировая война (1939—1945), как и первая, была следствием непримиримых противоречий. Рост промышленного производства в капиталистических странах требовал постоянного увеличения притока минерального сырья извне, резко обострил проблему обеспечения природным сырьем конкурировавших между собой промышленных монополий этих стран. Соперничавшие в борьбе за господствующие позиции в мировом хозяйстве Великобритания, Франция, США, с одной стороны, и Германия и Италия, с другой, стремились к расширению колониальных владений, к захвату наиболее богатых источников минерального сырья.

Накануне второй мировой войны главенствующие позиции в капиталистическом мире занимали Великобритания, Франция и США. Эти державы были в те годы наиболее развитыми в промышленно-экономическом отношении, располагали крупной добывающей и металлургической промышленностью, владели самыми обширными колониями на всех континентах планеты. Преобладающая часть запасов минерального сырья, выявленных и разведанных к тому времени в колониальных и зависимых странах, в 1938—1939 гг. контролировалась капиталистическими монополиями Великобритании, Франции и США: 80% железорудных ресурсов, 76% — хромовых руд, свыше половины всех ресурсов никеля, 85% — свинца, около 75% — бокситов, почти все выявленные запасы ванадия и молибдена.

Особое место накануне второй мировой войны принадлежало Соединенным Штатам Америки. Удельный вес США в промышленном производстве капиталистического мира в 1937 г. достиг 49%. США располагали большими разведанными запасами топливного и рудного минерального сырья. Добыча угля внутри страны составила 358 млн.т в 1938 г., в 1939 г. — 405 млн.т, а в 1941 г. — 518 млн.т. Добыча нефти возросла с 173 млн.т в 1938 г. до 190 млн.т в 1941 г. Быстро росла добыча газа, которая уже в 1938 г. достигла 65 млрд.м³. По добыче угля, нефти и природного газа США занимали накануне войны первое место в мире. В Соединенных Штатах Америки была создана мощная металлургическая промышленность. Выплавка чугуна и стали

увеличилась с 32 и 48 млн.т в 1939 г. до 51 и 75 млн.т в 1941 г. соответственно. В недрах США были выявлены и разведаны крупные запасы железной руды, меди, молибдена, свинца, цинка, золота, серы и многих других полезных ископаемых.

В период между первой и второй мировыми войнами к числу внешних владений и подмандатных территорий США по официальному юридическому статусу принадлежало сравнительно немного. Однако фактически промышленные монополии США в этот период уже проникли во многие богатые минеральным сырьем страны Латинской Америки, Азии и Африки и почти бесконтрольно хозяйничали в Мексике, Перу, Чили, Венесуэле, Индонезии и ряде других стран.

Наступая на английских соперников, американские монополии проникли также в районы Ближнего и Среднего Востока, где к этому времени были открыты первые крупные месторождения нефти. Уже в 1928 г. они добились участия в компании «Ирак петролеум», эксплуатировавшей крупнейшее в Ираке Мосульское нефтяное месторождение. Тогда же американская монополия «Стандарт ойл оф Калифорния» получила концессию в Персидском заливе. В 1933 г. эта монополия захватила громадную концессию в Саудовской Аравии, а американской монополии «Галф ойл корпорейшен» удалось получить 50% акций вновь образованной компании «Кувейт ойл» (другие 50% акций удержала за собой Англо-Иранская нефтяная компания). Таким образом, уже за несколько лет до начала второй мировой войны все главнейшие нефтяные промыслы и месторождения Ближнего и Среднего Востока оказались в руках американских и английских монополий.

Располагая крупными ресурсами минерального сырья, добывавшегося внутри страны и ввозимого из слабо развитых колониальных стран, США поставляли в Германию и Японию значительные количества нефти, легирующих металлов, меди и многих других видов стратегического сырья, необходимого для военного производства.

Германия, потерпевшая поражение в мировой войне 1914—1918 гг., а также Италия и Япония начали готовиться к новой войне уже со второй половины 1920-х годов, но активно вели эту подготовку в 1930-е годы.

Развитие промышленности, в том числе и военной, особенно интенсивным было в Германии. На первых порах оно в основном опиралось на использование топливного и рудного сырья, добывавшегося внутри страны.

Внутренняя добыча каменного угля в Италии составила в 1938 г. только 1,5 млн.т, бурого — 0,9 млн.т, а добыча нефти — всего лишь 13 тыс.т. Железной руды за этот год было добыто 1,1 млн.т. Кроме того, для доменных печей использовались пиритные огарки, а также сохранившиеся от плавки этрусские и римские шлаковые отвалы. В 1939 г. в стране выплавлялось 1,1 млн.т чугуна и 2,3 млн.т стали (примерно половина из привозных руд). В связи с нехваткой собственных ресурсов в Италию в 1938 г. было ввезено из других стран 12 млн.т угля, 2,8 млн.т нефти и нефтепродуктов, значительное количество железных и марганцевых руд, меди, никеля, олова.

Значительно более высоким уровнем развития характеризовалась Япония, хотя она и испытывала большие трудности внутри страны из-за недостатка энергетических и рудных ресурсов. В 1938 г. на островах Кюсю, Хоккайдо и Хонсю, было добыто 45 млн.т каменного угля, в 1939 г. — 50 млн.т, а в 1941 г. добыча его достигла 72 млн.т. Однако качество угля японских месторождений сравнительно невысокое и металлургическое производство обеспечивалось импортными коксующимися углями преимущественно из США.

Добыча нефти, начатая в Японии еще в 1875 г., была весьма ограниченной. В 1938—1939 гг. она не превышала 400 тыс.т в год, что удовлетворяло не более 10% потребностей страны.

Металлургическое производство Японии базировалось главным образом на привозном рудном сырье. Годовая добыча железной руды из небольших собственных месторождений накануне войны не превышала 0,8—1,2 млн.т. В это время и особенно в годы войны в качестве рудного сырья использовались преимущественно магнетитовые пески из береговых россыпей залива Ариакэ близ Токио. Кроме того, в Японию ежегодно ввозилось около 3,8—4 млн.т железной руды, 1,5 млн.т железного лома, 1 млн.т чугуна. В 1939 г. на японских металлургических заводах было выплавлено 3,2 млн.т чугуна и 6,7 млн.т стали, а в 1941 г. (включая предприятия оккупированных районов Китая) выплавка достигла 6 и 7,6 млн.т. соответственно.

Агрессивно настроенные правители Японии, как и руководители Германии и Италии — союзники по блоку фашистских государств, настойчиво проводили курс милитаризации своей экономики. Одновременно они декларировали программу завоевания чужих территорий; их конечной целью было создание Великой Азиатской империи во главе с Японией, уже владевшей перед второй мировой войной многими колониями. Агрессорами «страны восходящего солнца» провозглашался план захвата всего Китая и его природных богатств (значительные районы Центрального Китая уже были оккупированы японскими войсками), разрабатывались проекты завоевания всей Азии (включая Сибирь и Урал).

Гитлер пришел к власти в Германии в обстановке сильного обострения классовых противоречий, достигших невиданного напряжения в период экономического кризиса 1929—1933 гг. Национальный доход Германии снизился на 40,5%, число занятых на производстве сократилось почти на одну треть, число безработных в 1932 г. достигло 8 млн. человек.

Нацисты использовали тяжелое экономическое положение страны для разнузданной социальной и расистской демагогии. Массовая безработица и обнищание трудящихся позволяли им сравнительно легко находить сторонников не только в слоях мелкой буржуазии, но и среди рабочих.

Некоторые моменты прихода к власти Гитлера раскрывает В.Фалин (бывший секретарь ЦК КПСС, историк): «Для многих будет новостью, что с 22-го года американские банки финансировали нацистскую партию, с 22—23-го годов американские военные атташе и их помощники в Германии поддерживали постоянную связь с Гитлером! Американцы финансировали главную избирательную кампанию 1932 года, которая открыла Гитлеру путь к власти. В решающем заседании у банкира Шредера в Кельне 4 февраля 1933 года было решено убрать фон Папена и отдать пост рейхсканцлера Гитлеру» (газета «Завтра», № 1, 2008).

Гитлер получил в наследство от Веймарской республики лишь 100-тысячную армию рейхсвера, как это предусматривалось Версальским договором, положившим конец первой мировой войне 1914—1918 гг. Теперь к этому добавлялись боевики НСДАП — штурмовики (СА) и эсэсовцы (СС).

Оставалась важнейшая задача — переубедить старый генералитет и перетянуть его на свою сторону. В 1935 г. (вопреки запрету по Версальскому договору) был принят Закон о всеобщей воинской повинности и создании Германских вооруженных сил (вермахта). Когда Гитлер вкрадчиво излагал свою позицию олигархам страны, Густав Крупп фон Болен унд Габальх, отвечая за всех, заявил: «От имени руководителей германской промышленности я выражаю вам благодарность, господин канцлер, за ясное изложение вашей позиции. Мы полностью ее разделяем» (газета «Аргументы недели», № 32, 2007).

Интересно заявление посла США в Германии У.Додда (1933—1938), в котором сделан вывод: «Военные промышленники во всем мире являются главной причиной напряженности в Европе». «С Гитлером можно вести дела», — заявили Додду представители американских банков «Чейз Нэшнл бэнк» и «Нэшнл Сити бэнк» У.Олдрич и Г.Манн после закрытой беседы с фюрером, во время которой Гитлер рассказывал о планах форсированного вооружения Германии и захвата Австрии, и со своей стороны выразили готовность предоставить нацистам новые кредиты.

Передавая нацистам оружие и попустительствуя агрессии, реакционеры способствовали вооружению Германии в первую очередь для войны против СССР и продвижению ее на Восток.

Претензии Германии достигли апогея в сентябре 1938 г., когда западные державы под диктовку Гитлера подписали печально известное Мюнхенское соглашение, по которому Германии предоставлялось право на присоединение чехословацких Судет к рейху.

Ссылаясь на затруднения, связанные с мировым экономическим кризисом 1929—1933 гг., Германия вскоре отказалась от выплаты репараций. Этот шаг был согласован с американским правительством Гувера, объявившим в 1931 г. мораторий (отсрочку взносов в счет погашения долга) на один год. В следующем году «План Юнга» был формально отменен на Лозаннской конференции, что не помешало Германии в дальнейшем получать крупные займы на создание военной машины.

Главным кредитором Германии являлись США. Германия воспользовалась мировым экономическим кризисом 1929—1933 гг. как предлогом для ослабления своей финансовой зависимости. Начиная с 1933 г. гитлеровское правительство провело ряд мероприятий, направленных на обесценивание германских долговых обязательств (облигаций), находящихся в руках иностранных и прежде всего американских кредиторов.

Цели Гитлера были шире — полная колонизация России, превращение ее в сырьевую базу Германии. Немецкие промышленные магнаты ожидали от войны конкретных результатов — захвата крупных русских предприятий, даровых поставок стали и нефти, древесины и зерна, использования рабского труда русских рабочих. Как говорил Гитлер: «Надо завоевать то, в чем мы нуждаемся, и чего у нас нет». Уже 27 июля 1941 г. была подготовлена «Инструкция по руководству экономикой во вновь захваченных восточных областях». Крупные немецкие фирмы подавали заявки на конкретные предприятия. Концерн Флика получил в свое распоряжение ряд предприятий металлургической, вагоностроительной, коксохимической промышленности. Пушечного короля Круппа интересовали машиностроительные заводы. Русскую оптическую промышленность собирались захватить три немецких фирмы этого направления: «Эмиль Буш» — на Украине, «Лейц» — в Москве, «Цейс» — в Ленинграде. Концерн Маннесман хотел получить металлургический завод в Таганроге.

У советского руководства не было особых иллюзий на сохранение прочного и длительного мира с Германией после заключения Договора о ненападении от 23 августа 1939 г. Сталин понимал, что этот пакт не оставит Гитлера от реализации своих планов по расширению «жизненного пространства», от доктрины «Дрангах Остен» и что угроза возможной войны с гитлеровской Германией реально существует.

Все мероприятия, проведенные после заключения пакта с Германией, говорят о том, что советское правительство делало все возможное для укрепления обороны страны и вооруженных сил. Следует обратить внимание на то, что основные мероприятия по увеличению численности армии, ее структурной реорганизации и перевооружению намечались главным образом на 1941 г.

А.Верт — английский журналист, автор книги «Россия в войне 1941—1945 гг.», аккредитованный в годы войны в СССР, писал, что «... по словам Сталина, Советский Союз пока не готов к войне с Германией и потому советское правительство использует дипломатические средства, чтобы избежать военного столкновения в 1941 г., и если это удастся, то возможная война в 1942 г. будет проходить для Советского Союза в более выгодных условиях и тогда Красная Армия, в зависимости от обстановки, сможет или выжидать, или сама сможет перехватить инициативу».

Руководство СССР благодаря усилиям разведки было поставлено в известность и об издании директивы главного командования сухопутных войск от 31 января 1941 г. о стратегическом сосредоточении и развертывании на востоке трех групп армий — «Север», «Центр» и «Юг».

В марте 1941 г. на основе поступивших в Главное разведывательное управление новых донесений было подготовлено и доложено руководству спецсообщение. В нем указывалось, что в министерствах Берлина убеждены в предстоящей войне против СССР. Сроком нападения считают 1 мая 1941 г. Из Бухареста поступило сообщение о том, что нападение на СССР следует ожидать через три месяца, т.е. в июне и др.

Всему миру известно, что минерально-сырьевой потенциал России огромен и это является не только предметом гордости россиян, но и предметом зависти мирового капитала с естественным желанием отторгнуть от России часть территорий, осуществить ее развал. Мы обязаны это знать, оценивать, прогнозировать политическую обстановку и готовить отпор, и быть готовыми к активным действиям.

Не следует забывать, что молодое советское государство вошло в историю со скромными геологическими результатами. Так, общая геологическая изученность территории дореволюционной России была исключительно низкой. Например, на сводной геологической карте России, изданной Геологическим комитетом в 1915 г., огромные пространства Сибири, Дальнего Востока, Средней Азии и частично Кавказа представляли собой белые пятна. Даже промышленно освоенные территории дореволюционной России, такие как Урал и районы Баку, оставались, по словам И.М.Губкина (1933), совершенно неизученными с точки зрения их возможных перспектив. А.Е.Ферсман в 1928 г. писал, что военное министерство России в разгар первой мировой войны не имело данных о месторождениях даже таких распространенных полезных ископаемых как барит и тальк.

Значительная часть предприятий горнодобывающих отраслей промышленности находилась до революции в руках иностранного капитала. Только с 1901 по 1911 гг. в России были учреждены 184 иностранные компании с общим капиталом почти 300 млн.руб., из которых на долю нефтяной, угольной и золотоплатиновой отраслей промышленности приходилось более двух третей. Большая часть угольных шахт Донбасса принадлежала германским промышленникам. Владельцы частных горных предприятий предпочитали не тратить деньги на проведение геологоразведочных работ.

Общая исключительно низкая степень геологической изученности территории царской России обусловила соответственно и недостаточную разведанность ее минеральных богатств. По данным В.И.Вернадского (1915), к началу XX в. за рубежом использовали 61 элемент Периодической системы элементов Д.И.Менделеева, а в России — только 31, из них всего лишь для 17 были известны месторождения с разведанными или предварительно оцененными запасами.

Курс на индустриализацию страны был принят XIV съездом ВКП(б) в декабре 1925 г., а в декабре 1927 г. на XV съезде ВКП(б) были разработаны директивы по составлению плана развития народного хозяйства СССР на 1928—1933 гг. XVI конференция ВКП(б) в апреле 1929 г. утвердила первый пятилетний план. Начался период коренной перестройки всего народного хозяйства страны, что потребовало решительного изменения методов работы геологической службы для решения принципиально новых задач.

Уровень развития производительных сил страны в предвоенный период рос следующими темпами (в неизменных ценах): народный доход составил (в млрд.руб.): 1928 г. — 25, 1932 г. — 46, 1937 г. — 96 и 1940 г. — 128. Если 1928 г. принять за базовый (100%), то эти цифры будут выглядеть следующим образом: 100—182—384—512%. Капитальные вложения в народное хозяйство СССР за две с половиной предвоенные пятилетки росли еще стремительнее: увеличились в 12 раз (с 3,7 до 43 млрд.руб. в год), основные фонды выросли в 5 раз (со 140 млрд.руб. до 709 млрд.руб.), а валовая продукция промышленности в 7 раз (с 21 до 139 млрд.руб.). И что особенно важно, прирост в значительной степени шел за счет средств производства, стоимость которых в 1928 г. составляла 8,5 млрд.руб., а в 1940 г. — 85 млрд.руб.

В 1940 г. производство средств производства в СССР выросло по сравнению с дореволюционным 1913 г. в 17 раз, а по отношению к 1920 г. — в 91 раз. Резко изменилась структура промышленности: в 1913 г. в России производство средств производства занимало лишь 34% ее объема, а в СССР в 1940 г. его доля составляла уже 61%, в т.ч. машиностроения и металлообработки 36%.

Достижения предвоенной промышленности СССР, перечисленные выше, стали возможными в значительной степени в результате самоотверженного труда молодой геологической службы страны, обеспечившей выявление, ускоренную разведку и подготовку для промышленного освоения месторождений многих и многих новых полезных ископаемых.

На состоявшемся в конце 1929 г. при ВСНХ первом Всесоюзном совещании геологов-нефтяников, которое занималось разработкой плана геолого-поисковых работ на нефть в 1928—1933 гг., большое внимание было обращено на развитие этих работ в районах западного склона Урала и Поволжье. В Перми для разведки и добычи нефти был создан трест «Востокнефть», который к зиме 1930—1931 гг. вел буровые работы в ряде районов Западного Урала, а также в Башкирии и Поволжье.

Была осуществлена полная переоценка запасов угля, выявлены месторождения горючих сланцев, на базе разведанных месторождений торфа действовали мощные тепловые электростанции, были значительно расширены перспективы известных железорудных бассейнов (Курская магнитная аномалия, Криворожский, Керченский) и отдельных месторождений (Урал, Западная Сибирь), а также выявлен и разведан ряд новых объектов (Закавказье, Урал, Сибирь и др.). В результате систематических поисково-ревизионных работ, проведенных в годы первых пятилеток советскими геологами, в дополнение к двум ранее разрабатывавшимся марганцевоносным бассейнам (Чиатурский и Никопольский), был выявлен ряд новых месторождений марганца на Северном Урале (Полуночное, Березовское, Ново-Березовское и др.), а в Центральном Казахстане открыта марганцеворудная провинция. На Южном Урале в Мугоджарах (Казахстан) было открыто уникальное по запасам и качеству руд Донское (Кемпирсайское) месторождение хромитов, а в Забайкалье — Шахтинское месторождение. Уже в канун Великой Отечественной войны было доказано промышленное значение ряда крупных молибден-медно-порфировых месторождений — Коунрадское в Центральном Казахстане, Кальмакырское в Узбекистане и др. Накануне войны были открыты промышленные месторождения вольфрама, осваивались которые в ходе продолжавшейся разведки (Тырныаузское на Северном Кавказе, Акчатау в Центральном Казахстане, Лянгар, Чорух-Дайрон, Койташ, Ингички в Средней Азии, Калгутинское на Алтае, Джидинское в Забайкалье, Аляскитовое на Северо-Востоке СССР и др.)

В эти годы были не только восстановлены все ранее действовавшие медные рудники Урала, Закавказья, Центрального Казахстана, Алтая и Минусинского района Красноярского края, но и выявлено и ускоренными темпами разведано большое число новых месторождений: медно-никелевых — Норильское и Мончегорское, медно-порфировых — Коунрадское, Бошекульское и Кальмакырское (Алмалыкское), медномолибденовых — Каджаранское и Агаракское, медно-колчеданных — Блявинское, Сибайское и Учалинское; переоценено и разведано месторождение медистых песчаников (Джезказганское) и ряд медно-колчеданных месторождений — Дегтярское, им. III Интернационала и др. Большая часть разведанных месторождений сразу же осваивалась, что позволило увеличить производство меди в СССР за предвоенные пятилетки в 4,5 раза.

Большое значение для успешной индустриализации страны и оплаты закупанного за рубежом промышленного оборудования имело развитие сырьевой базы благородных металлов — золото, платина, платиноиды и др. Колымская экспедиция, организованная Ю.А.Билибиным в 1928 г., выявила первые промышленные месторождения золота на Северо-Востоке СССР, что сыграло исключительно важную роль в период Великой Отечественной войны.

Опираясь на использование минеральных богатств, разведанных в недрах страны, горнодобывающие и перерабатывающие отрасли промышленности СССР достигли в предвоенный период значительных успехов, о чем свидетельствуют данные табл. 1.

1. Добыча и производство минеральных богатств СССР

Сырье	1913 г.	1922 г.	1928 г.	1940 г.
Уголь, млн.т	29,1	11,3	35,5	165,9
Нефть, млн.т	9,2	4,7	11,0	31,1
Газ, млрд.м ³	—	0,03	0,3	3,2
Железная руда, млн.т	9,2	0,2	6,1	29,9
Марганцевая руда, млн.т	1,2	0,08	0,7	2,6
Чугун, млн.т	4,2	0,2	3,3	14,9
Сталь, млн.т	4,3	0,3	4,3	18,3
Минеральные удобрения, усл.ед.	0,09	0,004	0,14	3,3
Цемент, млн.т	1,8	0,14	1,9	5,8

Примечание. 1913 г. — год наивысшего развития экономики дореволюционной России; 1922 г. — год трудного экономического положения Советской республики после иностранной интервенции и гражданской войны; 1928 г. — год накануне первой пятилетки.

Всего лишь за 12 лет трех первых неполных пятилеток (1929—1932, 1933—1937 и 1938—1940 гг.) добыча угля в СССР увеличилась в 4,7 раза, нефти — в 2,7, а природного газа — более чем в 10 раз, железной руды почти в 5 раз, марганцевой руды — в 3,7 раза, выплавка чугуна — в 4,5 и стали — в 4,3 раза, производство минеральных удобрений — в 23 раза, цемента — в 3 раза. Значительно возрос выпуск алюминия, меди, свинца, цинка, никеля, олова и других цветных и редких металлов.

Первоначально минерально-сырьевое «кредо» Гитлера основывалось на идее самообеспечения. В своих выступлениях он требовал, чтобы «...до окончательного решения проблемы сырья путем завоевания жизненного пространства осуществлялось самообеспечение сырьем в духе автаркии», для чего «...необходимо, не взирая на стоимость, повысить добычу отечественных руд..., найти заменители ряда металлов, ...самыми ускоренными темпами развивать собственное производство горючего... К решению этой задачи следует подходить с такой же решимостью, как и к ведению войны»(!) Однако позже Гитлер заявил, что «потребность в других металлах — меди, олове — за свой счет покрыть невозможно... Единственным выходом... является приобретение обширного жизненного пространства». Этому и была подчинена вся его последующая политика.

К моменту нападения на СССР Германия имела возможность использовать экономический, в частности, минерально-сырьевой потенциал почти всей Европы — оккупированных государств, своих союзников по фашистскому блоку и так называемых нейтральных стран.

Большое значение имел захват самого крупного в Западной Европе Лотарингского железорудного бассейна, расположенного на территории Франции и Люксембурга. Поставки железной руды с месторождений этого бассейна имели особое значение для обеспечения сырьем германской черной металлургии. В 1941 г. гитлеровцы вывезли из оккупированных районов Франции 4,9 млн.т черных металлов (73% их годового производства). В 1942 г. в железорудных районах Лотарингии (Франция) и Люксембурга было добыто соответственно 12,2 и 5 млн.т руды.

С захватом Силезии Германия получила доступ к месторождениям высококачественных углей Верхнесилезского бассейна, которые в годы войны составляли значительную часть энергетического баланса рейха. Из Австрии Германия стала получать нефть, железную руду, руды цветных металлов.

Крупными поставщиками стратегического минерального сырья были союзные с Германией государства: Румыния, обладавшая наиболее крупными из известных в то время в капиталистической Европе, месторождениями нефти; Венгрия отправляла в Германию нефть и бокситы; Финляндия — никель; Италия, которая занимала одно из ведущих мест в мире по запасам и добыче ртути (месторождение Монте-Амиата), поставляла значительное количество этого важного для производства боеприпасов сырья. В целом на долю союзников Германии в 1942 г. приходилось импорта в эту страну (в %): 93 — нефти, 95 — нефтепродуктов, 70 — бокситов, 47 — хромовой, 15 — марганцевой и 13 — медной руды, 43 — 49 свинца и цинка (в руде); в 1943 г. — 92 стали, нефти и нефтепродуктов, 65 — бокситов, 58 — свинцовой, 37 — хромовой и 26 медной руды.

Готовясь к агрессии, Германия задолго до 1939 г. накапливала стратегические запасы дефицитных полезных ископаемых, в т.ч. и с помощью США, Англии и других стран.

В итоге по уровню промышленного производства Германия уже в 1939 г. значительно опередила Англию и Францию. Так, выплавка алюминия — основы самолетостроения — достигла 194 тыс.т (в 1931 — лишь 21 тыс.т), т.е. превысила суммарное его производство во всех остальных странах Европы, а в 1941 г. Германия, использовав мощности оккупированных ею стран, выплавляла уже 324 тыс.т алюминия.

Г.А.Мирлин, используя данные первичных источников фашистского вермахта, характеризует военно-промышленный потенциал Германии накануне ее нападения на Советский Союз следующими цифрами: выплавка чугуна и стали с 1937 по 1941 гг. возросла в 2,2 раза, превысив 45 млн.т; добыча железных руд увеличилась почти в 8 раз, каменного угля — в 1,9 раза (свыше 400 млн.т), нефти — в 20 раз (в основном за счет синтетических масел, получаемых при перегонке каменного угля), бокситов — в 23 раза, меди — в 3,2 раза и т.д. Добавим, что в ходе оккупации из Франции, Голландии и Бельгии было вывезено 8,8 млн.т моторного топлива. В одной только Франции было реквизировано 42 тыс.т меди, 27 тыс.т цинка, 19 тыс.т свинца и др.

К 1941 г. Германия владела почти всей территорией Западной Европы (5 млн.км²) с населением 290 млн. человек. По выплавке стали она превосходила нашу страну в 3 раза, по выработке электроэнергии — в 2,3 раза, по добыче угля — в 5 раз. Мощность автомобильных заводов составляла 600 тыс. единиц в год. Общая сумма богатств, награбленных гитлеровской Германией в странах Западной Европы, превысила 9 млрд. фунтов стерлингов, что было вдвое больше годового национального дохода самой Германии. На германскую промышленность работали более 12 млн. иностранных рабочих (Советская энциклопедия, 2-е изд., т. 7).

Об откровенно разбойничьем характере проектов фашистской Германии можно судить по секретному докладу уполномоченного отдела экономической политики нацистской партии Корсванта, подготовленному в июне 1940 г. Развивая захватнические идеи о завоевании германским рейхом мирового господства, он предлагал включить в число колониальных владений рейха десятки стран, богатых природным сырьем.

Захватив Балканский полуостров и его значительные сырьевые ресурсы, страны фашистского блока существенно увеличили мощь своей экономики. В результате оккупации европейских стран военно-экономический потенциал нацистской Германии увеличился в несколько раз (табл. 2).

2. Военно-экономический потенциал нацистской Германии

Показатели	Германия		Увеличение ресурсов Германии, раз
	с Австрией, 1937 г.	с союзными и оккупированными странами, 1941 г.	
Каменный уголь, млн.т	185	348	1,9
Нефть, млн.т	0,5	10	20
Железная руда (в пересчете на чистое железо), млн.т	3,4	26,7	7,7
Чугун, млн.т	16,3	37,9	2,3
Сталь, млн.т	20	43,6	2,2
Бокситы, тыс.т	93	2117	22,8
Алюминий, тыс.т	131	218	1,7
Медная руда (в пересчете на чистую медь), тыс.т	31	99	3,2
Население, млн.чел.	76	283	3,7

Мощность военной промышленности нацистской Германии была значительно увеличена также за счет захваченных металлургических, машиностроительных и военных заводов оккупированных стран. Почти 6,5 тыс. промышленных предприятий в поработанных странах Европы производили оружие, боеприпасы, транспортные средства, снаряжение и другую необходимую продукцию для германского рейха и его армии. Автотранспортом, захваченным только в одной Франции, были полностью укомплектованы 88 немецких дивизий.

К моменту нападения на СССР Германия, как уже было сказано выше, располагала почти всеми экономическими и людскими ресурсами Западной Европы. К этому следует добавить мощности других отраслей горнодобывающей промышленности стран, перешедших на службу военной машине фашистской Германии. Это медно-полиметаллические рудники Югославии, колчеданные месторождения Рио Тинто в Испании, залежи никелевых руд Финляндии, сурьмяные месторождения Франции, Австрии, Югославии, Италии; ртуть крупнейших в мире месторождений Альмаден в Испании; Монте-Амиата в Италии и Идриа в Югославии, которые обеспечивали более 80% общемировой добычи этого стратегического металла. Напомним и о первосортной кирунаварской железной руде в нейтральной Швеции, значительная часть которой направлялась на заводы Круппа в Германию.

К военно-промышленному потенциалу Германии следует отнести и разветвленную сеть химических заводов концерна «Фарбен-индустри», использовавшего минеральное сырье для производства дефицитных стратегических материалов.

В целом Германия была в расцвете могущества. В 1941 г. общая стоимость материальных ценностей и продовольствия, вывезенных из покоренных стран, вдвое превысило ее годовой национальный доход.

По данным профессора В.П.Смирнова, каждый день Франция выплачивала 400 млн. франков в счет оккупационных платежей (с ноября 1942 г. — 500 млн. франков). Вся экономика Франции служила Германии. К началу 1944 г. 80% французских предприятий выполняли немецкие военные заказы. В Германию вывозилось до трех четвертей сырья и от 50 до 100% готовой продукции основных отраслей французской промышленности. На принудительные работы в Германию было вывезено около 1 млн. французов. Свыше 700 тыс. французов использовалось на строительстве немецких укреплений.

Значительную роль в обеспечении германской промышленности стратегическими материалами играли экономические связи с так называемыми «нейтральными» странами. С 1940 по 1942 гг. экспорт в Германию из нейтральных стран увеличился более чем в 2 раза, а в 1942 г. превысил 1,2 млрд. марок.

Потребность в легирующих металлах — марганец, хром, никель, вольфрам, ванадий и молибден, которые в Германии не добывались, полностью удовлетворялась за счет ввоза руд, металлов и ферросплавов из оккупированных, союзных и нейтральных стран.

А.Шпеер — один из руководителей промышленности рейха, вспоминает: «... Уже через полгода после моего вступления в должность во всех подведомственных отраслях мы добились значительного увеличения производства военной продукции. Согласно «Показателям готовой продукции германской военной промышленности», производство танков в августе 1942 г. возросло по сравнению с февралем на 25%, а производство боеприпасов увеличилось чуть ли не вдвое. В целом общая производительность военной промышленности увеличилась за это время на 59,6%.

Если в 1941 г. индекс общего объема производства вооружений составлял 98%, то к июлю 1944 г. он составил 322%. При этом трудоемкость увеличилась всего лишь на 30%.» (Воспоминания. Смоленск. Русич, 1997).

Из сказанного следует, что практически по всем показателям народного хозяйства (кроме, пожалуй, нефти) Советский Союз уступал ресурсному потенциалу фашистской Германии.

С этих позиций следует по-новому подойти к анализу причин наших военных неудач первых двух лет войны. Подавляющее число публицистов видит причины поражений на фронтах Великой Отечественной войны во внезапности нападения. И лишь маршал Г.К.Жуков прямо, хотя и очень осторожно, сказал, что наша промышленность и военно-промышленный потенциал уступали германскому. Видел это и И.В.Сталин, пытавшийся, насколько это было возможно, оттянуть начало войны, неизбежность которой всем была ясна. Для полной военной готовности нам не хватало, как минимум, еще полтора года. И прав был, конечно, маршал Г.К.Жуков, утверждая, что если даже исключить фактор внезапности в начале войны, то все равно наша армия, уступавшая по своему техническому оснащению германской, не смогла бы сдержать ее первый натиск. Другое дело, что можно было бы избежать таких гигантских людских, материальных и территориальных потерь.

«Отечественная война, — писал Н.А.Вознесенский (1948), — потребовала немедленного перевода советской экономики на рельсы военного хозяйства». Советское правительство 16 августа приняло «Военно-хозяйственный план» на IV квартал 1941 г. и на 1942 г. по районам Поволжья, Урала, Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии, по которому предусматривалось на Востоке СССР увеличение добычи угля, нефти и производства авиа- и автобензина, чугуна, стали, проката, меди, алюминия, взрывчатых материалов и боеприпасов, разнообразной военной техники. Этим планом намечались эвакуация на восток из европейских районов страны сотен промышленных предприятий, возведение там новых электростанций суммарной мощностью 1386 тыс. кВт и строительство 5 новых доменных печей, 27 мартенов, блюминга, 5 коксовых батарей, 59 каменноугольных шахт и др. — всего на 16 млрд.руб. Этот план был не только выполнен, но и перевыполнен.

Действительно, сравнительные цифры говорили не в пользу СССР. В 1940 г. Советский Союз произвел 165 млн.т угля, 18 млн.т стали и 31 млн.т нефти. В то же время только собственно Германия (в границах 1937 г.) произвела 252 млн.т угля, 19 млн.т стали и 1 млн.т нефти. Однако если прибавить потенциал оккупированных стран и сателлитов, то цифры возрастали до 391 млн.т угля, 30 млн.т стали и 7 млн.т нефти.

Промышленный потенциал Советского Союза складывался не только из голых цифр. Одним из важнейших подтверждений этой аксиомы явилась невиданная по своим объемам передислокация промышленности, в т.ч. и военной, с запада на восток СССР.

Как уже было указано, советские геологи за предвоенные годы сумели создать мощную минерально-сырьевую базу страны, обеспечив ее разведанными запасами практически всех видов полезных ископаемых, и, что особенно важно, теми, что определяют научно-технический прогресс. К началу 1940-х годов разведанные запасы увеличились по сравнению с известными до Октябрьской революции по нефти в 6 раз, углю — в 7, железным рудам — в 5,5, хромовым рудам, свинцу и цинку — в 9, марганцевым рудам — в 4, меди — в 27 раз. На долю Советского Союза приходилось более половины оцениваемых в то время мировых ресурсов железных руд и нефти. Важно подчеркнуть, что в результате проведенных в предвоенные годы геологоразведочных работ значительные минеральные ресурсы были выявлены на Урале и в восточных районах страны.

Возникшая минерально-сырьевая база обеспечила увеличение добычи полезных ископаемых (в частности, нефти по сравнению с дореволюционной в 3 раза, угля в 5,7 раза, выплавки стали в 4,4 раза), создание новых крупных предприятий черной и цветной металлургии, строительной индустрии, производства минеральных удобрений. В эти годы были сооружены крупнейшие Магнитогорский и Кузнецкий металлургические комбинаты, сыгравшие заметную роль в обеспечении оборонной промышленности высококачественной сталью еще в предвоенные годы и особенно в период Великой Отечественной войны. Это в целом относится и к редким металлам. Наша горнодобывающая промышленность развивалась бурными, но все же недостаточными темпами, что привело к качественному отставанию нашей военной техники от германской. Особенно четко

это просматривалось в самолето- и танкостроении. Перелом наступил лишь в ходе войны, когда в полной мере стали использоваться минерально-сырьевые ресурсы восточных регионов страны.

Вторая половина 1941 г. была периодом великого перемещения производительных сил на восток. Напомним еще раз, что с июля по декабрь этого года было эвакуировано в восточные районы 2593 предприятия, в т.ч. 1523 крупных. Как известно, перебазированием на восток военных и гражданских промышленных предприятий руководил А.Н.Косыгин. Автор книги «Косыгин» (2003) В.Андрианов пишет, что «С июня 1942 г. Косыгин отвечал за обеспечение Красной Армии инженерными и саперными средствами; в августе того же года получает еще одно поручение — он уполномоченный ЦК ВКПБ и СНК СССР по обеспечению заготовок местного топлива... Такого масштабного перемещения производственных сил, как в Советском Союзе в сорок первом году, а затем под новым натиском вермахта и в сорок втором, мировая история не знала». В эту сферу входила, естественно, и геология.

Нефтяная промышленность в этом отношении не являлась исключением. Война поставила перед нефтяниками две главные задачи. Во-первых, сделать все для бесперебойного обеспечения фронта и военного производства нефтепродуктами в достаточных количествах, и, во-вторых, принять все меры к тому, чтобы враг не смог добывать нефть из скважин, оказавшихся на временно оккупированной территории.

Несмотря на все трудности, нефтяники справлялись с поставленными перед ними сложными задачами. Так, для артиллерийского и стрелкового оружия производились низкотемпературные спецсмазки. Особенно качественными они получались из эмбенских нефтей. Немецкая же техника часто отказывала в сорокоградусные морозы зимы 1941 г.

Красная Армия снабжалась бензином, использование которого было возможно при температуре до 55 °С. Основное же количество немецкого горючего теряло эту способность уже при 10... 15 °С. Острая проблема сложилась с авиационным топливом. Советские заводы производили его с октановыми числами 78, 74 и 70. Однако для двигателей, установленных на наших истребителях, требовалось горючее с октановым числом 95, а для его получения на 1 кг авиабензина Б-78 добавлялось 4 мл жидкости Р-9, содержащей тетраэтилсвинец.

Целенаправленно изменялась структура производства нефтепродуктов: в начале 1942 г. из довоенного ассортимента, включавшего 72 вида смазочных масел и смазок, было решено оставить 35 наименований. Удивительно, что поиски нефти и газа в Западной Сибири не прекращались даже в разгар Великой Отечественной войны. 17 февраля 1944 г. был издан Приказ Народного комиссариата нефтяной промышленности и Комитета по делам геологии при СНК СССР, который обязывал закончить работы по научному обобщению геологических материалов по нефтегазоносности Западной Сибири к 1 июня 1944 г.

Из южных районов страны в Башкирию, Куйбышевскую, Оренбургскую и Пермскую области были переброшены крупные поисковые и разведочные организации с опытными кадрами геологов, буровиков, с буровым оборудованием, материалами и механическими базами. Эти мероприятия позволили, начиная с 1942 г., значительно усилить поисковые и разведочные работы в указанном регионе. С 1941 по 1945 гг. общий объем разведочного бурения достиг 427 тыс.м, что в 1,5 раза превысило объем разведочного бурения за все пятилетие 1936—1940 гг.

В результате перебазирования и строительства на востоке промышленных и оборонных предприятий, освоения новых месторождений минерального сырья коренным образом изменилось размещение производительных сил страны. Восточные районы превратились в основную военно-промышленную базу.

Ведущее место занял Урал, ставший главным звеном военно-промышленной базы страны, ее арсеналом, основным поставщиком цветных и черных металлов. Уже в IV квартале 1941 г. на его долю пришлось 62% произведенного в стране чугуна, около половины выпуска стали и меди, почти третья часть цинка и весь выпущенный в этот период алюминий, а также никель, кобальт, магний. Выпуск промышленной продукции на Урале к сентябрю 1942 г. увеличился по сравнению с довоенным в 2,5 раза.

Принятые меры способствовали значительному увеличению производственных мощностей металлургических предприятий, усиленных эвакуированным оборудованием. Магнитогорский комбинат принял оборудование 34 заводов, Нижнетагильский, Орский и Челябинский — 13 заводов. Всего за два с половиной месяца была сооружена первая очередь нового металлургического завода в Челябинской области. Были расширены также мощности старых металлургических заводов — Златоустовский, Свердловский и др.

Для удовлетворения резко возросшей потребности в железной руде были значительно усилены геологоразведочные работы, в первую очередь в районах действующих металлургических комбинатов — Тагило-Кушвинского, Бакальского, Магнитогорского, Орско-Халиловского и др. В Западной Сибири геологоразведочные работы на железные руды проводились в районах Кузнецкого комбината — на месторождениях Горной Шории и Кузнецкого Алатау.

Из-за потери Никопольских рудников на Украине и сложности доставки концентратов из Чиатурского района Грузии возникли большие трудности со снабжением марганцем металлургических заводов Урала и

Западной Сибири. В довоенном 1940 г. удельный вес восточных районов в добыче марганцевых руд не превышал 8,4%. В создавшейся обстановке первостепенное значение приобрели разведка и форсированное освоение месторождений: Полуночное, Уразовское и Улу-Телакское на Урале, Джездинское в Казахстане, Мазульское и Дурновское в Западной Сибири. Уже к концу 1941 г. на заводы черной металлургии пошел первый уральский марганец. В 1944 г. удельный вес восточных районов в добыче марганцевой руды достиг 84,7%.

В связи с выходом из строя никелевых рудников на Кольском полуострове резко возросло значение добычи сульфидных никелевых руд в Норильском районе Красноярского края и на месторождениях силикатных руд никеля на Урале. Я уже упоминал об огромной геолого-промышленной задаче, решенной в довоенные годы Норильским комбинатом, о чем дан обстоятельный материал в фундаментальном исследовании «Феномен Норильска».

В результате оккупации Украины сложилось чрезвычайно острое положение с обеспечением промышленности алюминием. Как уже было сказано, в стране остался один из пяти алюминиевых заводов — Уральский, правда, маломощный. Были приняты экстренные меры по увеличению его мощности и строительству новых заводов и уже в сентябре 1942 г. вступила в строй вторая очередь Уральского завода. В 1943 г. он уже давал столько алюминия, сколько до войны выпускали три завода. В военные годы стали выплавлять алюминий Богословский завод на Урале и Новокузнецкий в Кемеровской области, сырьевой базой которых служили месторождения высококачественных бокситов Северо-Уральских бокситовых рудников (СУБР), а позже — выявленные месторождения бокситов на Южном Урале.

В годы войны были расширены Джезказганский и Балхашский меднорудные комбинаты, а вблизи последнего открыто и быстро вовлечено в освоение крупное Восточно-Коунрадское медномолибденовое месторождение. Медедобывающая промышленность страны полностью обеспечивала нужды оборонных отраслей.

Свинцово-цинковые руды в основном добывались на месторождениях Рудного Алтая и Каратау, запасы которых в военные годы были существенно увеличены.

Резко возросшая потребность в вольфраме удовлетворялась за счет месторождений: Джидинское, Белуха и Антонова гора в Забайкалье, Мульчихинское на Алтае, Лянгарское и Койташское в Узбекистане, Чорух-Дайронское в Таджикистане. С началом войны к ним присоединился Ингичкинский вольфрамовый рудник (Западный Узбекистан), построенный в рекордно короткий срок на базе скарновой залежи, открытой в день начала войны — 22 июня 1941 г. Молибденовые концентраты поставлялись, кроме Балхашского комбината, рудниками Умалтинским на Дальнем Востоке, Первомайским (на Джидинском месторождении) и Чикойским в Забайкалье. В 1943 г. после освобождения от немецких захватчиков Северного Кавказа возобновилась добыча вольфрамовых и молибденовых руд на Тырныаузском месторождении. Добыча вольфрамовых руд была организована также на открытом в военные годы Караобинском месторождении в Казахстане и др.

Оккупация Никитовских ртутных рудников на Украине поставила в тяжелое положение производство ряда боеприпасов. В связи с этим в сжатые сроки были доразведаны крупные запасы ртути на месторождениях Южной Киргизии, что позволило быстро ввести в действие Хайдарканский ртутный комбинат, ставший флагманом ртутной подотрасли. Кроме того, была осуществлена опытная отработка ряда более мелких месторождений: Чаувайское, Адыракоуское, Бирксуйское в Средней Азии, Акташское в Горном Алтае и др. Военные заводы были полностью обеспечены этим важным стратегическим металлом.

Значительно расширил выпуск стратегической продукции и Кадамджайский сурьмяный комбинат (Южная Киргизия), первая очередь которого была введена в строй в 1934 г. Отпала необходимость в импорте и этого металла.

Среди месторождений олова, выявленных в годы Великой Отечественной войны, важное значение имели Хрустальнинское в Приморье и Хинганское в Хабаровском крае. Однако основную массу концентратов этого важнейшего металла оборонного значения поставляли в годы войны рудники Якутии и Чукотки. Добыча олова на них возросла с 1,9 тыс.т в 1940 г. до 4,2 тыс.т в 1945 г., а всего для нужд обороны предприятия Северо-Востока СССР поставили 17,6 тыс.т этого металла.

Предвидя неизбежное военное столкновение с фашизмом, руководство СССР укрепляло минерально-сырьевую базу всех отраслей народного хозяйства, создавало новые центры тяжелой промышленности на востоке страны. Напоминаю, что в 1930-х годах были открыты и разведаны такие уникальные объекты как «Второе Баку» — Волго-Уральская нефтегазоносная провинция, месторождения железных руд горы Магнитной, никелевые месторождения в Мурманской области, месторождение бокситов Красная Шапочка на Урале, Колымский золотоносный район, оловорудные месторождения Валькумей и Иультин в Магаданской области и Эге-Хайское — в Якутии, Тырныаузское месторождение молибден-вольфрамовых руд в Кабардино-Балкарии, Хайдарканское месторождение ртути в Киргизии, Верхне-Камские месторождения калийных солей, Хибиногорские месторождения апатит-нефелиновых руд и многие другие. На базе вновь открытых месторождений закладывались новые шахты и рудники, создавались крупнейшие предприятия тяжелой промышленности и энергетики. Создание на востоке страны новых горнорудных и машиностроительных предприятий

позволило нашей стране выстоять в великой битве с фашизмом — практически один на один, без существенной помощи союзников.

Геологи Северо-Востока приступили к форсированной разведке выявленных месторождений полезных ископаемых и в первую очередь месторождений угля как основы энергетики и жизнедеятельности населенных пунктов. В эти годы были разведаны такие крупные в масштабах края месторождения как Аркагагинское, Эльгенское, Хасынское. За годы войны разведанные запасы каменного угля на Колыме увеличились в 5 раз. Добыча его возросла в 4 раза, достигнув в 1945 г. 582 тыс.т. Добытый уголь с Аркагагинского месторождения доставлялся автотранспортом по Колымской трассе во все населенные пункты Центральной Колымы. С Эльгенского месторождения он поступал по узкоколейной железной дороге на Усть-Тасканскую электростанцию. Это обстоятельство во многом способствовало росту добычи золота и олова — тех стратегически важных металлов, ради которых и существовал Дальстрой.

Необходимо подчеркнуть, что именно Северо-Восток обеспечил значительную часть валютного металла для оплаты поставок военного снаряжения, поступавшего из-за рубежа. Напомню еще раз, что одна из трасс, причем наиболее сложная и протяженная, по которой доставлялись военные грузы из США и перегонялись военные самолеты по ленд-лизу, была проложена через прииски Колымы.

Итак, несмотря на временную потерю крупнейших центров топливной и металлургической промышленности в европейской части СССР, подготовленные в довоенные годы запасы топливного и рудного сырья в

3. Объемы добычи топлива и металлургической продукции в СССР (в млн.т)

Показатели	1940 г.	1941 г.	1942 г.	1943 г.	1944 г.	1945 г.	1950 г.
Добыча угля	165,9	151,4	75,5	93,1	121,5	149,3	261
Добыча нефти	31,1	33	22	18	18,3	19,4	37,9
Добыча железной руды	29,9	24,7	9,7	9,3	11,7	15,9	39,7
Производство чугуна	14,9	13,8	4,8	5,6	7,3	8,8	19,2
Выплавка стали	18,3	17,9	8,1	8,5	10,9	12,3	27,3

других районах страны, а также запасы новых месторождений, ускоренно разведывавшихся уже в годы войны, позволили постепенно наращивать объемы добычи топлива и металлургической продукции (табл. 3).

Из приведенных данных видно, что наиболее тяжелыми и критическими в добыче угля, железной руды и в производстве чугуна и стали были 1942 и 1943 гг., а в добыче нефти — 1943 и 1944 гг. В эти трудные для страны годы большую роль сыграли созданные накануне войны мобилизационные запасы топлива и металла, а также уголь, нефть, руда, чугун и сталь, которые добывались и производились в восточных районах страны. Уже с 1943 г. начал расти уровень добычи угля и выплавки чугуна и стали, а с 1944 г. стала увеличиваться добыча нефти и железной руды. В 1945 г., одновременно с начавшимся восстановлением разрушенных врагом предприятий, происходил дальнейший рост добычи и производства топлива и металла.

Поисковые работы на уран с началом войны, к сожалению, были прекращены, как «не дающие быстрой отдачи». Возобновлены они были в широких масштабах в 1942 г. постановлением ЦК ВКП(б) и Правительства СССР о необходимости создания ядерного оружия. Руководителем «уранового проекта» стал И.В.Курчатов. Поисками урана занимались все полевые партии Геолкома, а затем к ним присоединились и геологоразведочные организации отраслевых наркоматов. Кроме целенаправленных поисков урана, велись и так называемые попутные поиски — массовые замеры радиоактивности выходов всех горных пород, всего поднимаемого керна, всех водных источников. Выявленные рудопроявления оперативно разведывались и, в случае наличия кондиционных руд, немедленно передавались в промышленное освоение. В особо крупных масштабах такие работы были развернуты в послевоенные годы Первым главком Мингео СССР. Итог — многие десятки выявленных месторождений.

Несмотря на то, что геологи подлежали обязательному бронированию, как специалисты прямо или косвенно работающие на оборону, многие из них были призваны в армию в первые дни войны, а еще больше отправились на фронт добровольно, вошли в состав полков народного ополчения, вступали в партизанские отряды, но многие и на фронте не забывали своей гражданской специальности.

Еще в конце 1933 г. решением Совета Труда и Оборона была образована контора специального геологического картирования — «Спецгео», позже трест, затем производственное геологическое объединение «Гид-

роспецгеология» Министерства геологии СССР. Задача новой организации заключалась в решении различных инженерно-геологических и гидрогеологических задач. С началом Великой Отечественной войны именно в составе треста «Спецгео» были созданы военно-геологические отряды, которые проводили инженерную разведку местности, решали вопросы водоснабжения войск и т.д. Важное значение приобрели данные о проходимости местности для войск. Военные геологи занимались изучением инженерно-геологических и гидрогеологических условий фортификационного и дорожного строительства, водоснабжения и маскировки войск, поисками местных строительных и других материалов.

Обстановка требовала жестких и быстрых решений. Срочно были созданы десятки военно-геологических отрядов (ВГО) для исследования местности, ставшей театром военных действий. Им необходимо было проверить состояние поверхностных водотоков и водоемов, определить глубину залегания подземных вод, их качество, водообильность, сохранность существующих водоисточников, возможности проходимости местности, наличие месторождений минерального сырья для военного строительства (щебень, песок, гравий, глина и др.), охарактеризовать леса с точки зрения использования их в качестве стройматериала, в целях маскировки, а также реальность преодоления их танками. Карты-справочники, как правило, составлялись на основе уже имевшихся в отрядах и в «Спецгео» источников, в т.ч. и аэрофотоснимков, а затем уточнялись и дополнялись рекогносцировкой на местах. Информация, полученная инженерной разведкой, могла учитываться командованием как при наступлении (пройдут ли наши танки в тех или иных условиях), так и в обороне (преодолеют ли рубеж танки противника).

В отчете о деятельности треста «Спецгео» за 1942 г. (Спецгеолфонд ГП «Гидроспецгеология», арх. № 3816-А, л. 87) заместителя начальника инженерных войск Западного фронта генерал-майора И.Галицкого так говорится о работе военно-геологических отрядов на этом фронте: «Отмечаю, что работа проводилась в трудных условиях фронтовой полосы, иногда под минометно-артиллерийским огнем противника. В этих условиях работники отрядов вместе с личным составом воинских частей стойко переносили все трудности».

В конце февраля — начале марта 1943 г. в Тбилиси состоялась военно-геологическая конференция (с участием представителей штабов), на которой подводились итоги работы военно-геологических отрядов. Высокая оценка на ней была дана отряду Б.Д.Русанова, сумевшего оперативно выполнить боевое задание командования Закавказского фронта: подготовить в большом количестве карты проходимости.

Военно-геологическое обеспечение наступательных операций 1, 2 и 3-го Белорусских фронтов летом 1944 г. осуществляли ВГО-1 (Е.Г.Чаповский), ВГО-5 (Г.Н.Раков), ВГО-13 (М.Ф.Нижегородов), ВГО-15 (А.А.Янковский), ВГО-16 (А.И.Шапиро). Эти отряды проделали большую работу, обеспечив командование характеристиками проходимости местности, картами условий преодоления водных преград, водоснабжения и др.

Сталинградскую операцию обеспечивал ВГО-6 под руководством А.Е.Бабинца. В его задачу входили решение проблемы водоснабжения войск в засушливых степных районах, инженерно-геологическое обеспечение строительства фортификационных сооружений, поиск и разведка месторождений природных строительных материалов.

Военно-геологическое обслуживание войск в период наступления в низовьях Кубани и на Таманском полуострове выполнял ВГО-8 под руководством П.В.Куницына. Кроме обеспечения водоснабжения надо было искать пути для прохода войск и техники в плавнях Кубани и районах лиманов. Информация добывалась путем проведения инженерной разведки, обследования дорог, мостов, рек, переправ, бродов, лиманов, болот и др.

Для обеспечения Корсунь-Шевченковской операции геологами ВГО-11 (начальник В.М.Бицилли) была проделана большая работа не только по изучению местности, изобилующей оврагами, балками, долинами, но и по составлению проектов организации новых водозаборов, поскольку на освобожденных территориях противник разрушил или отравил многие водопункты.

Накануне второй мировой войны совокупный экономических потенциал США, Великобритании и Франции значительно (более чем в 2,5 раза) превосходил экономический потенциал Германии и ее союзников. Однако в отличие от германской экономика Великобритании и США начала позже перестраиваться на военный лад.

Великобритания представляла высокоразвитую страну со значительной концентрацией промышленного и сельскохозяйственного производства, а также капитала. В предвоенные годы она занимала одно из ведущих мест в мире по уровню промышленного производства.

Ресурсы многих видов минерального сырья в метрополии были ограниченными. Основными полезными ископаемыми собственно Великобритании являлись каменный уголь и железные руды, а также плавиковый шпат и каолин. Многие другие (нефть, бокситы, цветные и легирующие металлы, алмазы, графит, слюда) ввозились из колоний и доминионов Британской империи, а также из США и некоторых капиталистических стран Европы.

Характерной чертой развития британских доминионов в годы второй мировой войны было усиление их военно-экономического потенциала. В Канаде и Австралии быстро развивались самолетостроение, судострое-

ние, производство вооружений и боеприпасов, добыча стратегических видов минерального сырья. Канада в 1942 г. по сравнению с 1941 г. увеличила выплавку чугуна с 1,6 до 2 млн.т, стали в слитках — с 2,4 до 2,9 млн.т, алюминия — с 194 до 309 тыс.т. Производство самолетов возросло с 3782 в 1942 г. до 4133 ед. в 1943 г., танков и самоходных орудий в эти же годы — с 12 987 до 15 488.

По ряду экономических показателей (добыча угля, выплавка чугуна и стали, выпуск алюминия и др.) Германия еще превосходила Великобританию, которая, опираясь на собственную высокоразвитую промышленность, усиление поставок стратегического сырья из США и доминионов, уже в 1941 г. превзошла гитлеровский рейх по производству важнейших видов военной техники: самолетов — в 1,6 раза, танков и самоходных орудий — в 1,3, артиллерийских орудий — в 1,5, минометов — в 5,2, пулеметов — в 2.

Соединенные Штаты Америки, официально вступившие во вторую мировую войну в декабре 1941 г., обладали огромным экономическим потенциалом, мощной горнодобывающей и металлургической промышленностью, крупными ресурсами минерального сырья. Во многих штатах (Канзас, Оклахома, Техас, Иллинойс, Мичиган, Огайо и др.) эксплуатировались месторождения нефти, по добыче которой США в предвоенные годы и во время второй мировой войны намного опережали все другие государства мира (для сравнения: в 1941 г. в США добывалось 189 млн.т нефти, в СССР — 33 млн.т, в Германии — 1,6 млн.т).

Высокий уровень добычи угля (в 1941 г. — 517,6 млн.т.) обеспечивался за счет месторождений крупнейших бассейнов (Аппалачи, Пенсильвания и др.) Черная металлургия базировалась в основном на использовании крупных месторождений железных руд района оз.Верхнее.

В США эксплуатировались также богатые месторождения ряда цветных металлов: медь — в юго-западных штатах (Бингхем и др.), свинец и цинк — долина Миссисипи (районы Три-Стойт, юго-восточного Миссури, Кентукки-Иллинойс и др.), Восточное Теннесси (Кер Д'Аллен), гигантское месторождение молибдена Клаймакс и др. Добыча и производство указанного сырья и материалов обеспечивали не только быстро развивавшееся военное производство, но и экспорт значительного их количества в Великобританию.

Однако ощущался недостаток хрома, марганца, олова, вольфрама, никеля, кобальта и других, крупных и богатых месторождений которых в США не было. Остро встала проблема обеспечения сырьем для производства алюминия, потребление которого в 1942 г. по сравнению с 1941 г. увеличилось в 1,7 раза и достигло 535 тыс.т.

С 1942 г. США стали получать дефицитное стратегическое сырье (хром, медь, технические алмазы и др.) из стран Британской империи. Кроме того, хром и марганец поставлялись из Африки, Индии, Бразилии. Никель, необходимый для выплавки специальных сталей, доставлялся из Канады и Кубы. Увеличился импорт меди из Чили. Бельгийское Конго стало одним из основных поставщиков меди, кобальта, олова, а позднее — урановой руды, природных алмазов. Было резко увеличено производство алюминия за счет переработки привозных бокситов. Уже в начале 1943 г. выпуск алюминия в США составил около 40% его мирового производства.

Используя свой огромный экономический потенциал и возможность получения дефицитного стратегического сырья из многих стран мира, США наладили массовое производство вооружений и боевой техники, достигнув к концу 1942 г. превосходства над странами фашистского блока.

В период работы по созданию атомной бомбы остро стояла проблема сырья для получения урана. Руководитель Манхэттенского проекта — организации, которой было поручено создание этого оружия массового уничтожения, генерал Л.Гровс позднее писал: «Одной из моих первых забот на новой должности была проблема обеспечения работ исходными материалами. Среди них важнейшим, несомненно, была урановая руда».

4. Количество оружия и военной техники, произведенной в Советском Союзе и поставленной по ленд-лизу в 1941—1945 гг.*

Военная продукция	Производство в СССР	Поставки по ленд-лизу	% поставок к производству в Советском Союзе
Самолеты, тыс.шт.	136,8	18,7	13,6
Танки и САУ, тыс.шт.	104,4	10,8	10,3
Орудия и минометы, тыс.шт.	824,0	6,9	0,8
Пистолеты-пулеметы, тыс.шт.	6173,9	105,4	0,2
Снаряды и мины, тыс.шт.	775,6	17,4	0,2

*П.И.Вещиков. Изд-во «Патриот», 2008.

Объективности ради, необходимо отметить, что помощь стран коалиции оказала существенную поддержку советской военной экономике. Как указывает А.Верт, вопрос об американской, английской и канадской помощи Советскому Союзу имел свои политические и психологические аспекты.

В 1942 г. помощь со стороны союзников, безусловно, не принималась особенно всерьез: в 1941—1942 гг. поставки из США грузов составили лишь 1,2 млн.т, а из Англии — 532 тыс.т. Некоторые виды тяжелого вооружения, полученные в 1942 г. (самолеты «харрикейн», танки «матильда» и т.д.), оказались неудовлетворительными. В 1943 г. английские поставки остались на том же уровне, тогда как американские резко возросли, увеличившись до 4,1 млн.т (а если считать и первые четыре месяца 1944 г., то превысили 6 млн.т). Сюда входило и более 2 млн.т продовольствия.

В связи с этим я хочу привести некоторые результаты исследования П.И.Вещикова, в частности, по ленд-лизу (табл. 4).

В книге «Военная экономика Советского Союза», опубликованной в 1948 г., председатель Госплана СССР Н.Вознесенский утверждал, что поставки союзников в 1941, 1942 и 1943 годов. составили лишь 4% от всей продукции Советского Союза.

Следует признать, что к нам поступала и довольно некачественная, нестандартная продукция. Так, из 711 истребителей, прибывших из Англии в СССР в первые полгода войны, 700 составляли устаревшие машины типа «Киттихок», «Томагавк» и «Харрикейн», сильно уступавшие немецким «Мессершмиттам» и нашим «Якам» по скорости и маневренности.

А ведь за поставки мы расплачивались золотом и в немалых количествах. На одном британском крейсере «Эдинбург», который англичане позволили немцам утопить, золота было 5,5 т. Из СССР в Штаты было отправлено 32 тыс.т марганцевой и 300 тыс.т хромовой руды.

Следует учесть еще немаловажный факт. По нашему договору оплата за груз засчитывалась не по выгрузке, как обычно принято в морских перевозках, а по моменту отгрузки. Американцев не интересовало попали их самолеты на фронт или нет. Советское руководство находилось в таких тисках, что было вынуждено идти на такие условия. Американский историк Дж.Херринг пишет: «Ленд-лиз не был самым бескорыстным актом в истории человечества... Это был акт расчетливого эгоизма, и американцы, видимо, представляли себе выгоды, которые они могут из него извлечь».

Следует подчеркнуть — ленд-лиз, как способ зарабатывания монополиями денег, возник еще в 1940 г. Первой получила помощь Англия в 1941 г. Всего же ленд-лиз был распространен США более чем на 40 стран мира. Только вот Англии, как участнице войны, США долг был списан, а нам, принявшим на себя основной удар, выставлен солидный счет.

Все изложенное показывает, что отечественная геология и созданная ею минерально-сырьевая база страны внесли достойный вклад в Великую Победу нашего народа.

Обратим внимание на высказывания Билла Клинтона (25 октября 1995 г.) на закрытом совещании Объединенного комитета начальников штабов: «Последние десять лет политика в отношении СССР и его союзников убедительно доказала правильность взятого нами курса на устранение одной из сильнейших держав мира, а также сильнейшего военного блока. Используя промахи советской дипломатии, чрезвычайную самонадеянность М.С.Горбачева и его окружения, в т.ч. и тех, кто откровенно занял проамериканскую позицию, мы добились того, что собирался сделать президент Трумэн с Советским Союзом посредством атомной бомбы. Правда, с одним существенным отличием: мы получили сырьевой придаток, не разрушенное атомом государство, которое было бы нелегко создавать».

Минерагения Южного федерального округа

Ф.А.ЗАКИРОВА, В.А.АНТОНОВ, Е.В.БЕЛЯЕВ (ФГУП «ЦНИИгеолнеруд»), В.Л.ОМЕЛЬЧЕНКО (ФГУП «Севкавгеология»), М.М.РЫШКОВ («Югнедра»)

Одно из важных условий, определяющих ускоренное промышленное и социальное развитие юга России — освоение и развитие минерально-сырьевой базы твердых нерудных полезных ископаемых.

Южный федеральный округ (ЮФО) занимает основное географо-экономическое положение и является стратегически важным регионом для Российской Федерации по обеспечению ее геополитических интересов. Расширение и рациональное использование минерально-сырьевой базы округа и его субъектов, особенно в районах действующих горнодобывающих предприятий — первостепенная задача в социально-экономическом развитии региона и Российской Федерации в целом.

Комплексную оценку территории Южного федерального округа на различные виды нерудных полезных ископаемых, в т.ч. высоколиквидные, целесообразно проводить на основе минерагенического анализа, являющегося ведущим методом геологического прогнозирования неметаллов. Минерагенический анализ базируется на изучении тектонических, формационных, палеогеографических, литологических, стратиграфических, петрографических, геохимических и других условий, определяющих образование и характер размещения месторождений полезных ископаемых. Основное внимание при этом направлено на познание режимно-тектонических (геодинамических) и структурно-формационных особенностей, этапности (цикличности) развития различных областей земной коры, установление связи оруденения со структурно-вещественными комплексами и геодинамическими условиями их формирования [1, 5, 6].

Наличие в пределах Южного федерального округа разнообразных тектонических элементов с длительной и сложной историей геологического развития, обусловивших образование различных генетических типов нерудных полезных ископаемых, послужило основанием для выделения двух основных классов продуктивных формаций — экзогенного и эндогенного, формирование которых происходило в условиях определенного тектонического режима в связи с конкретными структурно-вещественными комплексами [11].

Экзогенный комплекс продуктивных формаций — отражение сложных тектонических движений, обусловивших пульсационный характер процессов осадкообразования. Согласно представлениям

С.Н.Бубнова, Н.М.Страхова, В.Е.Хаина, Р.Н.Валеева и других, эволюционная направленность процессов литогенеза вызвана закономерной сменой эмерсивной, метационной, трансгрессивной, инундационной, регрессивной и инверсионной стадий единого тектоно-седиментационного цикла (этапа).

Эмерсивная стадия характеризуется хемогенно-механическим разрушением материнских пород с образованием кор выветривания. *Метационная стадия* отличается преобладанием механического переноса и переотложения продуктов разрушения кор выветривания с образованием кварцевых песчаных, каолинит-глинисто-песчаных, угленосных лимнических и паралических формаций. Осадконакопление *трансгрессивной стадии* происходит в морских мелководных обстановках с образованием глауконит-фосфоритовых, фосфоритоносных и кремнистых групп формаций. Эпохи кремненакопления при этом несколько запаздывают во времени по отношению к фосфатонакоплению. *Стабильная стадия* характеризуется преобладанием биохемогенных процессов литогенеза над механическим переносом с формированием карбонатных и кремнисто-глинисто-карбонатных групп формаций. В *регрессивную стадию* образуются сульфатно-терригенные, сульфатно-карбонатные и соленосные группы формаций. Соленосная формация может быть подразделена на хлоридную, сульфатно-калиевую и сульфатно-натриевую подгруппы. Для *инверсионной стадии* характерны процессы механической дезинтеграции материнских пород и накопление молассовых красноцветных и пестроцветных грубообломочно-песчаных полимиктовых, песчано-глинистых, песчано-глинисто-мергельных формаций.

В природе полный ряд прослеживается весьма редко, поэтому различают завершённый (идеальный) и редуцированный (с выпадением отдельных стадий) этапы литогенеза [4].

По данным исследователей (В.И.Смирнов, Г.А.Твалчрелидзе, Д.В.Рундквист и др.), магматические и метаморфические формации различного состава закономерно образуются на определенных этапах и стадиях формирования подвижных геосинклинально-складчатых областей и фиксируют направленность развития земной коры в рамках тектоно-магматического цикла. Эндогенный класс продуктивных формаций, включающий объекты нерудных полезных ископаемых,

сформировался в геосинклинальную и орогенную стадии развития Кавказской складчатой области.

Анализ пространственного и временного развития процессов экзогенного и эндогенного рудообразования в связи с определенными циклами осадконакопления и магматизма позволил выделить в пределах Южного федерального округа три минерагенические эпохи: догерцинскую, герцинскую и альпийскую. Альпийская эпоха подразделяется на киммерийскую и собственно альпийскую [10].

Минерагеническое районирование чехла платформ и складчатых областей основывается на тектонических и формационных неоднородностях геологического пространства и соподчиняется с системой структурно-формационного районирования [4]. Его основной принцип заключается в том, что различные группы полезных ископаемых как эндогенного, так и экзогенного происхождения, группируются в геологически обособленных во времени и пространстве объемах горных пород [3, 9]. Районирование территории проводится по генетическим типам структур с учетом явлений унаследованности и новообразований, а также этапности и стадийности развития территории с учетом тесной взаимосвязи процессов рудообразования с процессами магматизма, текто- и литогенеза.

В основу минерагенического районирования Южного федерального округа положена классификация, разработанная Е.М.Аксеновым, Р.Н.Валевым и др. [1, 5].

Минерагеническая провинция согласно этой классификации отвечает щитам, массивам, антеклизам,

складчатым поясам; минерагенический бассейн соответствует крупным отрицательным структурам — синеклизам, передовым прогибам.

Минерагеническая область и зона — это относительно обособленные элементы пояса, страны, провинции или бассейна, контролируемые структурами I порядка (блоки щитов, склоны или отдельные впадины и депрессии синеклиз, передовые прогибы).

Минерагенический район и подзона определяют минерагеническую специализацию конкретных структур II порядка (своды, выступы, системы валов, впадины, тектонические узлы, глубинные разломы, кольцевые структуры).

Территория Южного федерального округа характеризуется наличием крупных геотектонических элементов, площадь которых изменяется от первых сотен до тысячи квадратных километров. Они различаются временем консолидации, историей геологического развития, составом структурно-вещественных комплексов, типами геологических формаций и др. К ним относятся Восточно-Европейская (ее южная часть) и Скифская платформы, а также складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа (рис. 1).

Общая схема минерагенического районирования территории Южного федерального округа представлена на рис. 2. Характеристика продуктивных формаций и специализация минерагенических таксонов приведены в таблице.

В северной платформенной части Южного федерального округа выделены крупные минерагенические надпорядковые элементы — Воронежская про-

Рис. 1. Схема тектонического районирования Южного федерального округа:

1 — разломы, разделяющие структуры I порядка; 2 — разломы и крутопадающие флексуры, разделяющие структуры II порядка; 3 — разломы и флексуры, разделяющие структуры III порядка; 4 — флексуры и границы впадин и поднятий III порядка; 5 — граница Южного федерального округа; **Восточно-Европейская платформа (I)**: Воронежская антиклизма (Воронежский кристаллический массив, I-1): Хопёрская моноклинал (I-1-1), Первомайско-Чирская моноклинал (I-1-2), Тормосинский прогиб (I-1-3), Терсинская впадина (I-1-4), Доно-Медведицкий вал (I-1-5), Приволжская моноклинал (I-1-6), Миллеровское поднятие (I-1-7); Прикаспийская синеклиза (I-2); Украинский кристаллический массив (Ростовский погребенный выступ, I-3); **Доно-Каспийское складчато-блоковое поднятие (II)**: Донецкий кряж (II-1); кряж Карпинского (II-2); Ремонтненский блок (II-2-1), Бузгинский блок (II-2-2), Промысловский блок (II-2-3); **Скифская плита (III)**: зона Манычских прогибов (III-1); Азово-Кубанская впадина (III-2); Восточно-Кубанский прогиб (III-2-1), Адыгейский выступ (III-2-2); Ставропольский свод (III-3); Северо-Ставропольское поднятие (III-3-1), Южно-Ставропольское поднятие (III-3-2); Терско-Кумская впадина (III-4); **Предкавказские (краевые) альпийские прогибы (IV)**: Западно-Кубанский (Индо-Кубанский) прогиб (IV-1), Беломечетский прогиб (IV-2), Терско-Каспийский прогиб (IV-3), Кусаро-Дивичинский прогиб (IV-4); **Складчато-Глыбовое сооружение Большого Кавказа (V)**: Северо-Кавказский краевой массив (V-1): Минераловодский выступ (V-1-1), Северо-Кавказская моноклинал (V-1-2), Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости (V-1-3), зона Передового хребта (V-1-4), Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий (V-1-5); покровно-складчато-глыбовое поднятие Главного хребта Центрального Кавказа (V-2): моноклинал Скалистого хребта (V-2-1), Донифарс-Зинцарская депрессия (Дигоро-Осетинская, Адайхох-Дарьяльская, Фиагдонская фациальные зоны, V-2-2); Гагрско-Джавское складчато-глыбовое поднятие (V-3); складчато-глыбовое поднятие Восточного Кавказа (V-4): зона известнякового Дагестана (V-4-1), Агвали-Хивская зона (V-4-2), зона Бокового хребта Восточного Кавказа (V-4-3), Аргуно-Андийская зона (V-4-4); складчатые зоны Большого Кавказа (V-5): Таманская (V-5-1), Абино-Гунайская (V-5-2), Новороссийско-Лазаревская (V-5-3), Гойтхско-Ачишхинская (V-5-4), Чвежипсинская (V-5-5), зона Главного хребта Восточного Кавказа (V-5-6)

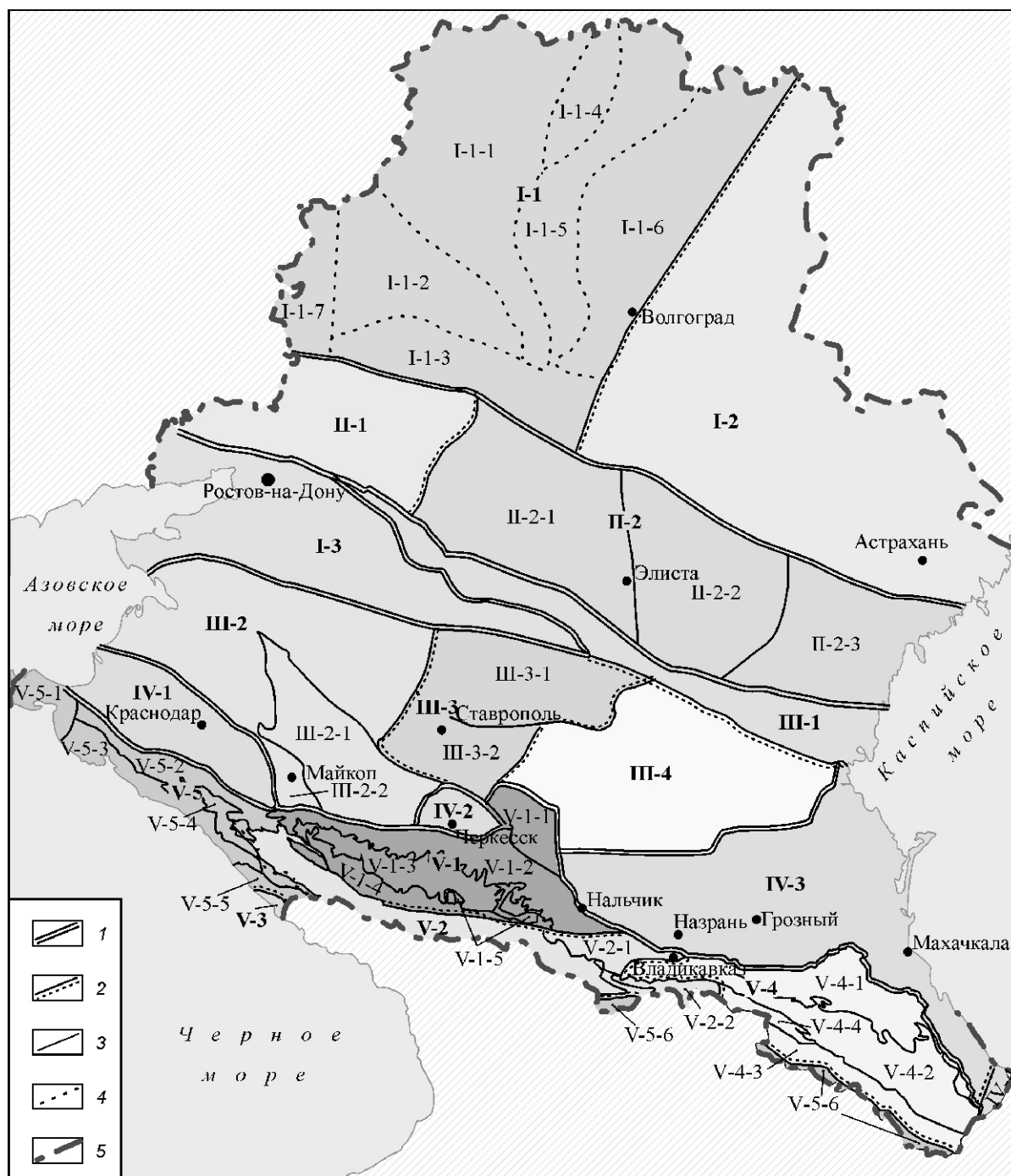
винция, Прикаспийский бассейн и элементы I порядка — Донецкая, Карпинская и Манычская минерагенические области.

Воронежская провинция в тектоническом плане соответствует одноименному кристаллическому массиву, фундамент которого сложен архейско-протерозойскими метаморфическими и интрузивными образованиями, осадочный чехол — девонскими, каменноугольными и мезозойско-кайнозойскими карбонатными и терригенными отложениями платформенного ряда.

Платформенный (герцинский, киммерийский, альпийский) структурно-вещественный комплекс включает ряд продуктивных формаций. Минерагеническая специализация Воронежской провинции об-

условлена наличием широкого комплекса нерудных полезных ископаемых (см. таблицу).

Прикаспийский минерагенический бассейн в тектоническом плане соответствует одноименной перикратонной синеклизе. Прикаспийская синеклиза характеризуется значительной мощностью осадочного чехла (10 км) и достаточно широким развитием процессов солянокупольной тектоники. Осадочный чехол разделяется на три комплекса: подсолевой, соленосный и надсолевой. Подсолевой комплекс сложен отложениями девона, карбона и нижней перми (ассельский и артинский ярусы), среди которых наиболее распространены артинские образования. Соленосный комплекс кунгурского яруса в западной части синеклизы представлен в основном каменной



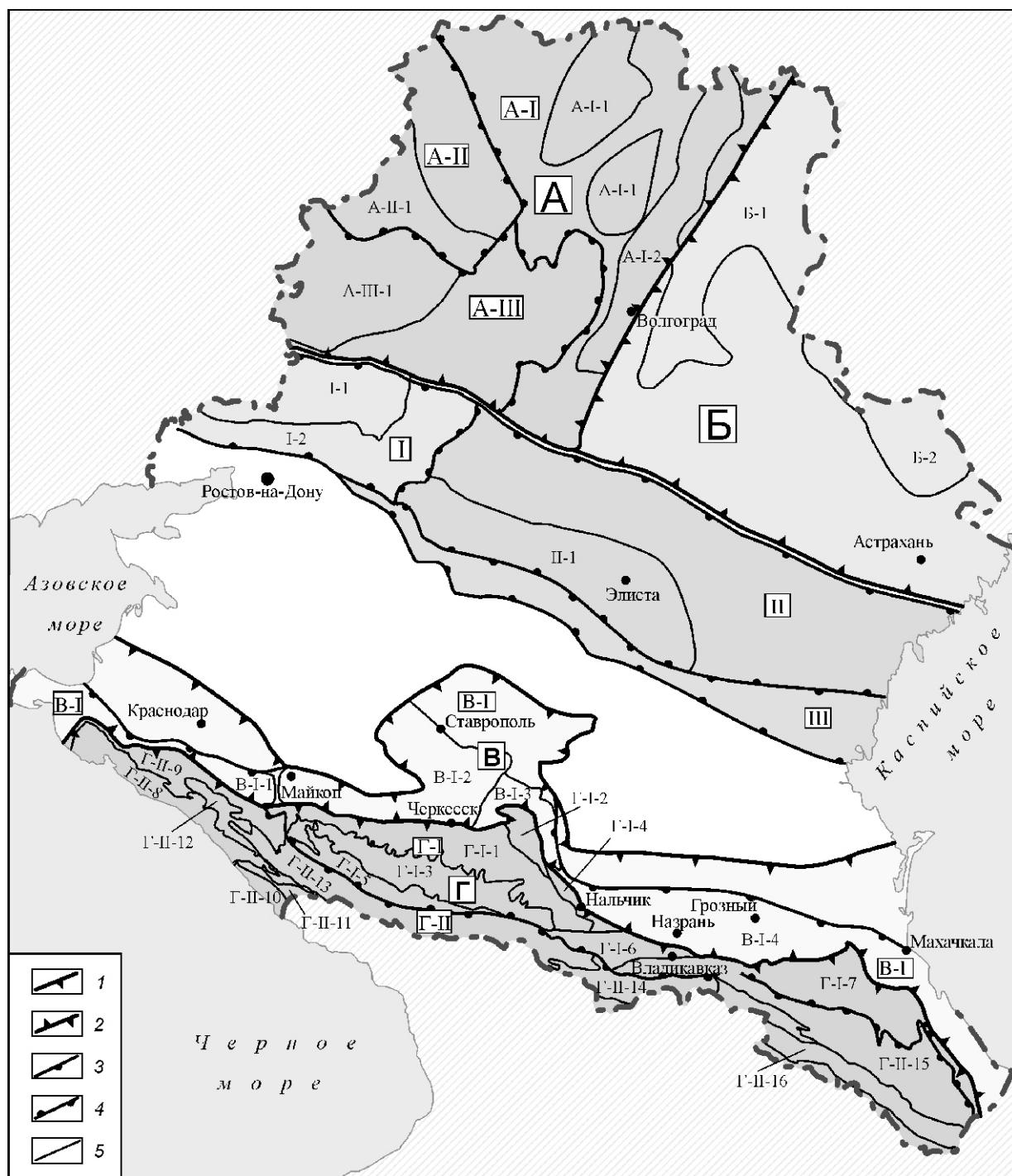


Рис. 2. Схема минерагенического районирования Южного федерального округа:

1 — провинция, бассейн; 2 — совмещенная граница провинции, бассейна; 3 — область, зона; 4 — совмещенная граница области, зоны; 5 — район, подзона; **Воронежская провинция (А):** Доно-Медведицкая область (А-I): Руднянско-Иловлинский (А-I-1) и Волгоградско-Камышинский (А-I-2) районы; Хопёрская область (А-II) — Колачский район (А-II-1); Задонская область (А-III) — Миллеровский район (А-III-1); **Прикаспийский бассейн (Б):** Заволжский (Б-I) и Баскунчакский (Б-II) районы; **Донецкая область (I):** Шахтинский (I-I) и Донецкий (I-II) районы; **Карпинская область (II)** — Гапчинский район (II-I); **Манычская область (III);** **Предкавказский бассейн (В):** Предгорная область (В-I): Таманский (В-I-1), Ставропольский (В-I-2), Минераловодский (В-I-3) и Терско-Каспийский (В-I-4) районы; **Кавказская провинция (Г):** Северо-Кавказская зона (Г-I), подзоны: Кисловодская (Г-I-1), Ессентукская (Г-I-2), Карачаево-Черкесская (Г-I-3), Нальчикская (Г-I-4), Передового хребта (Г-I-5), Скалистого хребта (Г-I-6), известнякового Дагестана (Г-I-7); Большекавказская зона (Г-II), подзоны: Новороссийская (Г-II-8), Гунайская (Г-II-9), Гагрская (Г-II-10), Чвежипсинская (Г-II-11), Ачишхинская (Г-II-12), Главного хребта (Г-II-13), Фиэгдонская (Г-II-14), Агвали-Хивская (Г-II-15), Бокового хребта (Г-II-16)

Эндемичные и экзогенные продуктивные формации Южного федерального округа

Минералогический таксон	Минералогическая эпоха	Стадия	Рудовмещающая, продуктивная формация (ее возраст)	Минералогическая специализация (месторождение, проявление)
Воронежская провинция (А) Хопёрская монокли- наль, Доно-Медведицкие дислокации, Приволжская моноклиналь, Миллеров- ский и Задонский выступы, склоны Преддонецкого (Тормосинского) прогиба	Альпийская	Эмерсивная	Терригенная континентальная (N_2-Q)	Сапропели (оз.Большое)
		Регрессивная	Глинисто-песчаная (N_2)	Кварцевые пески (Ново-Никитское)
		Трансгрессивная	Кремнисто-глинисто-песчаная с глауконитом и лигнитами (P_{2-3})	Бентонитоподобные породы (Тарасовское), фосфо- риты (Камышинское), кварциты (Тарасовское), ми- неральные пигменты (Трехостровское), диатомиты (Песковатско-Лопатинское), цеолитсодержащие породы (Власовский участок), кварцевые пески (Елшанское)
				Фосфориты (Камышинское), кварцевые пески (Карпов-Ярское), минеральные пигменты (Городи- щенская площадь)
				Фосфориты (Трехостровское), опоки, цеолитсодер- жащие породы, (Усть-Грязнухинское), кварцевые пески (Камышинское)
				Опоки (Ширяевское), цеолитсодержащие породы (Голубинское), фосфориты (Хопёрское)
Прикаспийский бассейн (Б) Западная часть Прикас- пийской синеклизы	Герцинская	Инундационная	Меловая (турон-коньянская K_2)	Мел (Боровковское), цементное сырье (Себряков- ское), фосфориты (Северо-Бурлукское)
			Песчано-глинистая (аален-батская J_2)	Тугоплавкие глины (Березовское)
			Ангидрит-галитовая эвапоритовая (кунгурская P_1)	Магниево (Городищенское), калийные соли (Гре- мачинское), самородная сера (Иловлинское), гало- генные бораты (Гремачинское)
			Глинисто-песчаная (N_2)	Кварцевые пески (Садовое)
		Регрессивная	Карбонатно-кремнисто-терригенная (P_1)	Цеолитсодержащие породы, опоки (Каменнояр- ское)
		Эмерсивная	Пестроцветная карбонатно-терригенная (T_1)	Известняки (Кубатауское)
Донецкая область (I) Донецко-Каспийское склад- чато-глыбовое поднятие	Альпийская	Регрессивная	Ангидрит-галитовая эвапоритовая (кунгурская P_1)	Калийные (Эльтонское) и магниевые (оз.Эльтон) соли, поваренная соль (Светлоярское), галогенные бораты (Баскунчак), сера самородная (Эльтонское)
		Регрессивная	Карбонатно-терригенная (N_{1-2})	Тугоплавкие глины (Владимировское), кварцевые пески (Крымское)
			Кремнисто-глинисто-песчаная с глауконитом и лигнитами (P_{2-3})	Фосфориты (Несветаевское), опоки (Степан-Разин- ское), минеральные пигменты (Соленовское), цео- литсодержащие породы (Степан-Разинское)
		Инундационная	Терригенно-карбонатная (K_2)	Мел (Кульбакинский), цеолитсодержащие породы (Авило-Федоровское), трепелы (Успенское)
		Метационная	Известняково-терригенная параличская (C_3)	Известняки (Жирновское)

Минерогенический таксон	Минерогеническая эпоха	Стадия	Рудовмещающая, продуктивная формация (ее возраст)	Минерогеническая специализация (месторождение, проявление)
Карпинская область (II) Кряж Карпинского	Альпийская	Регрессивная	Глинисто-песчаная континентально-морская (N_{1-2})	Гипсы, ангидриты (Ленинское)
Манычская область (III) Зона Манычских прогибов	Альпийская	Регрессивная	Тонкообломочная морская (P_3-N_1)	Кварцевые пески (Салынское), бентонитоподобные породы (Аршанское), фосфориты (Шаргадлыкское)
Предкавказский бассейн (В) Южные склоны Индоло-Кубанского, Восточно-Кубанского, Терско-Сунжинского прогибов, южная часть Ставропольского свода	Альпийская	Инверсионная	Верхнеплиоцен-голоценовая (P_{1-2})	Гипсы (Красно-Манычское), лечебные грязи (Грузское озеро)
			Верхнемолассовая (N_2-Q)	Гипсы, ангидриты (Молдованское), кварцевые пески (Ахтановское), цементное сырье (Дуба-Юртовское), бентонитоподобные породы (Гостагаевское II), минеральные пигменты (Лысогорское), лечебные грязи (Витязевский лиман), са-мородная сера (Варениковское)
			Нижнемолассовая (P_3-N_1)	Диатомиты (Железный Рог), облицовочные камни (Шамшаарское), минеральные пигменты (Талгинское), битумсодержащие породы (Грозненское), кварцевые пески (Серное), лечебные грязи (Куматорское озеро), бентониты (Невинномысское), бентонитоподобные породы (Ташлинское), цементное сырье (Черкесское), абразивное сырье (Ачису)
Кавказская провинция (Г)				
Северо-Кавказская зона (Г-I) Северные много-синклинальные склоны Бол. Кавказа, зоны: Лабино-Малкинской, Передового хребта, известнякового Дагестана	Альпийская	Орогенная	Андезито-дацито-риолитовая (Q)	Перлит (Хакаюкское), вулканический пепел (Куркужинское), туф (Заюковское), цеолитсодержащие породы (Куркужинское)
			Вулканогенно-осадочная (N_2-Q)	Вулканический пепел (Гизельское), туфопесчанник (Алагирское)
			Гранитовая (тырныаузский комплекс, N_2)	Волластонит (Уллу-Тырныаузское), полевошпатовое сырье (Гигче-Тырныаузское), бор (боросиликаты) (Золотой Курган)
	Инundационная		Мергельно-глинистая (P_{1-2})	Минеральные пигменты (Горячеводское)
			Мергельно-известняковая (K_2-P_1)	Облицовочные камни (Тарское), известняки (Правобережное), цементное сырье (Джегутинское), опоки (Знаменский и Правобережный участки), абразивное сырье (Бесленевское I, II, III) цеолитсодержащие породы (Этокская площадь)
	Трансгрессивная		Карбонатно-глинистая глауконит-песчаниковая (K_1)	Минеральные пигменты (Абалзхское), известняки (Длиннодолинское), халедон (Джегута I, II) цветные камни (Бесленевское), коллекционное сырье (Кумское)

Минерогенический таксон	Минерогеническая эпоха	Стадия	Рудовмещающая, продуктивная формация (ее возраст)	Минерогеническая специализация (месторождение, проявление)	
Северо-Кавказская зона (Г-I) Северные много-синклинальные склоны Бол. Кавказа, зоны: Лабино-Мал-кинская, Передового хребта, известнякового Дагестана	Альпийская	Регрессивная	Карбонатно-терригенная с эвапоритами (K_1)	Сера самородная (Баксанское), облицовочные камни (Поповхуторское)	
			Терригенно-карбонатная, эвапоритовая (J_{2-3})	Гипсы, ангидриты (Бесленевское), сера самородная (Могохское), известняки (Хаджохское), доломиты (Боснинское), поваренная соль (Шедокское), мраморный оникс (Ахметовское), облицовочные камни (Тегинское)	
	Альпийская	Метационная	Терригенная угленосная (J_{2-3})	Огнеупорные глины (Красногорское)	
		Трансгрессивная	Песчано-глинистая с вулканитами (J_{1-2})	Огнеупорные глины (Таракул-Тюбе), барит (Большой котел)	
		Метационная	Песчано-глинистая, метаморфизованная (J_1)	Высокоглиноземистое сырье (Мукуланское)	
		Орогенная	Гранитодиоритовая (J_1)	Фарфоровые камни (Маринское)	
	Герцинская	Геосинклинальная	Андезит-базальтовая (J_1)	Агат (Людмила)	
			Орогенная	Терригенная грубообломочная с вулканитами ($P-T_1$)	Фарфоровые камни (Кишкитское)
				Гранитовая (PZ_3)	Облицовочные камни (Ак-Тюбинское), барит (Белореченское), коллекционное сырье (Белореченское)
			Геосинклинальная	Терригенно-карбонатная кремнистая с вулканитами (D_3-C_1)	Яшмы (Хацавита), барит (Кизильчукское)
Догерцинская		Геосинклинальная	Гипербазитовая дунит-гарцбургитовая ($PR-PZ_{1-2}$)	Серпентиниты (Белое Осыпище), тальк (Маркопиджское), жадеит (Уривок), листвениты (Тхачское), облицовочные камни (Худесское), апатиты (Маркопиджское), халцедон (Тазакол, Лохран)	
			Порфириобластовых плагиогнейсов ($PR-PZ_1$)	Барит (Джаланкольское), облицовочные камни (Донифарское)	
			Амфиболит-кристаллосланцево-гнейсовая ($PR-PZ$)	Кварцит (Актопракское), барит (Индышское), абразивное сырье (Блыбское), облицовочные камни (Вазахское)	
			Кристаллических сланцев и гнейсов (PR)	Мусковит мелкозермерный (Кубань-Кольтюбинское)	
Больше-Кавказская зона (Г-II) Складчатые зоны Бол. Кавказа, покровно-складчатоглыбовые структуры Главного Центрального Кавказа, складчато-глыбовые поднятия Восточного Кавказа	Альпийская	Геосинклинальная	Флишевая терригенно-известняково-мергельная (K_2-P_2)	Цементное сырье (Новороссийское), опоки (Баканское), целолитсодержащие породы (Курджинское), облицовочные камни (Гузова Гора), оптический кальцит (Кабардинское, Геленджикское)	
			Флишионная мергелисто-терригенная (K_1)	Облицовочные камни (Кривенковское)	

Минерагенический таксон	Минерагеническая эпоха	Стадия	Рудовмещающая, продуктивная формация (ее возраст)	Минерагеническая специализация (месторождение, проявление)
Большее-Кавказская зона (Г-II) Складчатые зоны Бол. Кавказа, покровно-складчатоглыбовые структуры Главного Центрального Кавказа, складчато-глыбовые поднятия Восточного Кавказа	Киммерийская	Орогенная Геосинклинальная	Андезито-дацитовая (J_{1-2})	Абразивное сырье (Архонское)
			Глинисто-песчаная сланцевая, угленосная (J_{1-2})	Графит (Джигмаринское, Зарамагское), пьезокварц (Замараш-Кан), облицовочные камни (Кай-джинкомское)
			Терригенная флишоподная с вулканитами (J_2)	Цеолитсодержащие породы (Индюк)
			Базальтовая (J_2)	Цеолитсодержащие породы (Отдаленная)
	Герцинская Догерцинская	Орогенная	Вулканогенно-терригенная (J_{1-2})	Яшмы (Красная Поляна)
			Тонко- мелкообломочная терригенная (J_{1-2})	Пьезокварц (Айшат-Кули)
			Гранитовая (PZ_2)	Абразивное сырье (Буронское), облицовочные камни (Донифарское)
			Амфиболит-сланцево-гнейсовая (PR_2)	Кварцит (Хукальское), облицовочные камни (Донифарское) высокоглиноземистое сырье (Субаши)

солью с пластами и прослоями калийных и калийно-магнелиевых солей, доломитов и ангидритов. Над-солевой комплекс сложен породами верхней перми, мезозоя и кайнозоя. В его основании залегают галогенно-сульфатные осадки казанского яруса, которые выше по разрезу сменяются карбонатными и терригенными образованиями мезозоя и кайнозоя. Неоген-четвертичный комплекс представлен морскими песчано-глинистыми осадками древнего Каспия.

Платформенный структурно-вещественный комплекс включает ряд продуктивных формаций. Минерагеническую специализацию определяет кунгурская ангидрит-галитовая эвапоритовая формация, развитая в областях солянокупольной тектоники (см. таблицу).

Донецкая минерагеническая область соответствует Донецкому инверсионному кряжу. Осадочный чехол выполнен каменноугольными, верхнемеловыми и палеоген-неогеновыми карбонатно-терригенными и кремнисто-терригенными морскими и континентально-морскими образованиями. Продуктивные формации представлены в таблице.

Северная часть Донецкой минерагенической области специализируется на известняки и огнеупорные глины. Продуктивными в отношении известняков являются отложения метационной верхнекаменноугольной паралической формации. Проявления огнеупорных глин связаны с формацией кор выветривания. Большинство полезных ископаемых тяготеют к южной части области и приурочены к продуктивным формациям мезозойско-кайнозойского возраста инундационной и регрессивной стадий развития (см. таблицу).

Карпинская минерагеническая область соответствует одноименному кряжу. Продуктивные формации, представлены в таблице.

Маньчжурская минерагеническая область в тектоническом отношении соответствует зоне Маньчжурских прогибов, включающих ряд мелких впадин, поднятий и седловин, выполненных плиоцен-четвертичными континентально-морскими карбонатно-терригенными осадками. С продуктивной верхнеплиоцен-голоценовой формацией связаны месторождения гипсов, ангидритов, лечебных грязей.

В южной части федерального округа выделены два крупных минерагенических таксона — Предкавказский минерагенический бассейн и Кавказская минерагеническая провинция, в пределах, которых установлены минерагенические области и зоны, районы и подзоны (см. рис. 2).

Предкавказский минерагенический бассейн охватывает южную часть Скифской плиты, Предкавказские передовые прогибы и Ставропольский свод.

Скифская эпигерцинская платформа на юге граничит с покровно-складчато-глыбовой системой Большого Кавказа. В состав платформы входят молодые Азово-Кубанская и Терско-Кумская впадины, разделенные Ставропольским сводом (см. рис. 1). Форми-

рование данных структур произошло в альпийское (мальм-эоценовое) время [7].

Предкавказские краевые прогибы (Западно-Кубанский и Терско-Каспийский) заложились в киммерийское время. Они представляют собой складчато-глыбовые структурные зоны, сформировавшиеся на краях пододвигавшихся под ороген фрагментов Скифской плиты, которые заполнены в верхней части неоген-четвертичной молассой.

Нижняя часть основания платформы сложена метаморфическими сланцами, условно относящимися к протерозою. Выше располагаются палеозойские (герцинские) отложения, разделенные на два комплекса — доверхнепалеозойский и верхнепалеозойский [2].

В строении мезозойско-кайнозойского осадочного чехла участвуют карбонатно-терригенные, терригенные и карбонатные образования триаса—мела, а также палеоцена—эоцена.

Продуктивным в отношении полезных ископаемых являются альпийские олигоцен-плиоценовый молассовые отложения, вмещающие широкий комплекс нерудных полезных ископаемых (см. таблицу).

Кавказская минерагеническая провинция приурочена к складчато-глыбовому сооружению Большого Кавказа. В ней выделены Северо-Кавказская и Больше-Кавказская минерагенические зоны, включающие шестнадцать подзон (см. рис. 2).

В пределах Кавказской минерагенической провинции широко развиты структурно-вещественные комплексы догерцинского, герцинского и альпийского этапов, которые представлены различными ассоциациями магматических, метаморфических, вулканогенно-осадочных и осадочных формаций.

Покровно-складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа рассматривается как результат коллизионных и аккреционных процессов в допалеозойское и фанерозойское время, состоящее из различающихся по степени и характеру тектонической дислоцированности составных частей: Северо-Кавказского краевого массива, складчато-глыбовых поднятий, складчатых зон, периклинальных прогибов (см. рис. 1).

Северо-Кавказский краевой массив представляет собой вовлеченный в альпийское горообразование участок Скифской платформы с мезозойско-кайнозойским чехлом, залегающим на палеозойско-протерозойском складчатом основании. В составе массива выделяются Минераловодский выступ, Северо-Кавказская моноклираль (мальм-эоценовые отложения) и Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости (лейас-батские отложения). Домезозойский фундамент Лабино-Малкинской зоны включает покровно-складчатое сооружение Передового хребта и Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий. Передовой хребет сложен палеозойскими (вулканогенными и терригенно-карбонатными) отложениями, Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий — протерозой-

ско-палеозойскими (метаморфическими) образованиями.

Складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа включает поднятия Главного хребта Центрального Кавказа, Восточного Кавказа и Гагрско-Джавское. Древние образования Большого Кавказа представлены структурно-вещественными покровными комплексами, сформировавшимися в различных геодинамических обстановках окраины Восточно-Европейской платформы.

Периклинальные прогибы Таманский (Керченско-Таманский) и Апшероно-Кобыстанский расположены соответственно на крайних западном и восточном погружениях Большого Кавказа и выполнены молассовыми образованиями неоген-четвертичного возраста.

Поднятие Главного хребта Центрального Кавказа включает ряд блоков, сложенных допалеозойскими и палеозойскими отложениями, и разделяющих их депрессий, выполненных мезозойскими образованиями.

Поднятие Восточного Кавказа объединяет зоны Бокового хребта, известнякового Дагестана, Агвали-Хивскую и Аргуно-Андийскую, сложенные юрскими, меловыми и палеогеновыми терригенно-карбонатными и терригенными породами.

Гагрско-Джавское складчато-глыбовое поднятие выполнено ниже-среднеюрскими терригенными и вулканогенными, а также мальм-эоценовыми и более молодыми терригенно-карбонатными отложениями.

Складчатые зоны обрамляют с юга поднятия Бокового хребта Восточного Кавказа и Главного хребта Центрального Кавказа. Они сложены сильно дислоцированными комплексами осадочных и вулканогенно-осадочных пород, среди которых выделяются киммерийские и альпийские зоны. К киммерийским относятся зоны Гойтхско-Ачишхинская, Главного хребта Восточного Кавказа и южного склона Восточного Кавказа, выполненные ниже-среднеюрскими осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями; к альпийским — Абино-Гунайская, Новороссийско-Лазаревская, Чвежипсинская, Чиауро-Дибрарская и другие зоны, вещественно-структурный комплекс, которых сложен мальм-эоценовыми субфлишевыми и флишевыми образованиями. Они представляют собой гигантские тектонические покровы и чешуйчато-надвиговые системы южной vergentности, залегающие на нефлишевых отложениях осадочного чехла Гагрско-Джавского поднятия [6].

Продуктивные формации Кавказской минерагенической провинции представлены метаморфическими, магматическими, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями догерцинского, герцинского, киммерийского и альпийского структурно-вещественного комплекса.

Догерцинский метаморфический комплекс сложен формациями амфиболит-сланцево-гнейсовой (PR₂),

кристаллических сланцев и гнейсов (PR), порфиробластовых плагиогнейсов (PR—PZ₁). Магматический комплекс представлен гипербазитовой (PR—PZ₁₋₂) формацией ранней геосинклинальной стадии тектоно-магматического цикла. Минерагеническая специализация догерцинских комплексов приведена в таблице.

Герцинский ряд магматических формаций включает гранитовые (PZ₂ и PZ₃) продуктивные формации орогенной стадии тектоно-магматического цикла, к которым приурочены месторождения и проявления абразивного сырья, облицовочных камней.

Киммерийский комплекс магматических образований Северо-Кавказской зоны, представлен следующими продуктивными формациями: андезит-базальтовой (J₁) и гранитодиоритовой (J₁). Образование первой происходило в геосинклинальную стадию тектоно-магматического цикла, второй — в орогенную. В пределах Большекавказской минерагенической зоны развиты две продуктивные формации: базальтовая (J₂) геосинклинальной стадии тектоно-магматического цикла и андезит-дацитовая (J₁₋₂) — орогенной. Киммерийский осадочный и вулканогенно-осадочный комплекс Северо-Кавказской минерагенической зоны включает песчано-глинистую (J₁) и песчано-глинистую с вулканитами (J₁₋₂) продуктивные формации. Песчано-глинистая характеризуется метационную, песчано-глинистая с вулканитами — трансгрессивную стадию развития осадочного бассейна (см. таблицу).

Альпийский этап развития территории Южного федерального округа в пределах Кавказской минерагенической провинции характеризуется проявлением сложных многоактных тектонических движений, обусловивших стадийность и характер процессов осадконакопления, вулканизма и магматизма, формирование широкого комплекса нерудных полезных ископаемых. Альпийский ряд продуктивных формаций Северо-Кавказской минерагенической зоны представлен: метационной терригенной угленосной (J₁₋₂), регрессивными терригенно-карбонатной эвапоритовой (J₁₋₂) и карбонатно-терригенной с эвапоритами (K₁), трансгрессивной карбонатно-глинистой глауконит-песчаниковой (K₁), инундационными мергельно-известняковой (K₂—P₁) и мергельно-глинистой (P₁₋₂), орогенными гранитовой (N₂), вулканогенно-осадочной (N₂—Q) и андезит-дацит-риолитовой (Q) формациями. Их минерагеническая специализация определяется широким спектром нерудных полезных ископаемых (см. таблицу).

Проведенный анализ геотектонических, палеогеографических и литогенетических особенностей формирования и размещения месторождений и проявлений нерудных полезных ископаемых на территории Южного федерального округа позволил установить связь их формирования с определенными стадиями литогенеза и магматизма.

С продуктивными осадочными формациями эмерсивной стадии тектоно-седиментационного цикла связаны объекты сапропелей, тугоплавких глин и известняков; метационной — известняков и огнеупорных глин; трансгрессивной — бентонитоподобных пород, фосфоритов, минеральных пигментов, диатомитов, опок, цеолитсодержащих пород и кварцевых песков; инундационной — известняков, мела, опок, трепелов, цементного сырья, цеолитсодержащих пород и облицовочных камней; регрессивной — кварцевых песков, калийных и магниевых солей, поваренной соли, самородной серы, галогенных боратов, гипсов, ангидритов, тугоплавких глин, лечебных грязей, фосфоритов, цеолитсодержащих пород, опок, минеральных пигментов и доломитов; инверсионной — гипсов, ангидритов, битумсодержащих пород, диатомитов, бентонитов, минеральных пигментов, облицовочных камней, цементного абразивного сырья, кварцевых песков, лечебных грязей.

С вулканогенно-осадочными формациями геосинклинальной стадии ассоциируют месторождения и проявления яшмы, барита, графита, пьезокварца, цеолитсодержащих пород; с флишевыми — цементного сырья, опок, цеолитсодержащих пород, облицовочных камней, оптического кальцита; с магматическими — агата, халцедона, облицовочных камней, серпентинита, талька, жадеита, лиственита, апатита, цеолитсодержащих пород.

С магматическими формациями орогенной стадии связаны объекты волластонита, полевошпатового сырья, фарфоровых камней, барита, облицовочных камней, абразивов, коллекционного сырья; с вулканогенно-осадочными — объекты перлитового сырья (перлит, вулканический туф, пепел), цеолитсодержащих пород, фарфоровых камней.

К метаморфическим формациям приурочены объекты барита, абразивного сырья облицовочных камней, мусковита мелкозернистого, кварцитов, высокоглиноземистого сырья.

Подводя итог проведенным исследованиям по изучению минерагии Южного федерального округа, можно сделать следующий вывод: анализ размещения продуктивных формаций и минерагенической специализации конкретных тектонических структур в пределах Южного федерального округа может быть использован при планировании как научно-исследовательских, так и геологоразведочных работ, направленных на расширение и освоение минерально-сырьевой базы нерудных полезных ископаемых в целях выполнения социально-экономических программ развития Южного федерального округа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов Е.М., Валеев Р.Н., Солонцов Л.Ф. Основы минерагенического анализа платформенных и складчатых областей (на примере нерудных полезных ископаемых) // Обзор ВИЭМС. — М., 1979.

2. Баранов Г.И., Островский А.Б. Геологический очерк // Кавказ и Восточный Донбасс. Сводный путеводитель экскурсий 004, 005, 009,016, 097 МГК. —М.: Наука, 1984. С. 3—28.
3. Валеев Р.Н. Роль разломов в размещении месторождений минерального нерудного сырья // Труды ВНИИГеолнатурд. —Казань, 1973. Вып. 36.
4. Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. —М.: Недра, 1981.
5. Валеев Р.Н., Солонцов Л.Ф., Аверьянов В.И. Основные принципы и методы составления минерагенических карт (на примере Русской платформы) // Обзор ВИЭМС. —М., 1973.
6. Валеев Р.Н., Солонцов Л.Ф., Аверьянов В.И. Основные принципы минерагенического анализа платформенных областей (к составлению карт прогноза неметаллических полезных ископаемых Русской платформы) // Обзор ВИЭМС. —М., 1974.
7. Греков И.И., Лаврищев В.А., Энна Н.Л. Проблемы тектонического районирования Северо-Кавказского сегмента Евразийской литосферной плиты // Региональная геология и металлогения. 2005. № 25. С. 60—72.
8. Пруцкий Н.И., Греков И.И., Баранов Г.И. Геология и минерагения Северного Кавказа — современное состояние (Геологический атлас Северного Кавказа масштаба 1:1 000 000) // Региональная геология и металлогения. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2005. С. 27—38.
9. Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. Основные черты геотектонической истории Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии в связи с закономерностями распределения флюорита, барита и некоторых других полезных ископаемых // Труды Геол. ин-та. Вып. 35. —Казань, 1973.
10. Твалчрелидзе Г.А., Кофман Р.Г., Носов А.А. Этапы рудообразования и рудоносные геологические формации Кавказа // Проблемы геодинамики Кавказа. —М., 1982. С. 111—117.
11. Чайкин В.Г., Антонов В.А., Гарнян Р.Г. Минерагения мезо-кайнозоя Кавказа (неметаллы) // Обзор ВИЭМС. —М., 1984.

Энергетические минерально-сырьевые ресурсы

УДК 553.982.239

К.А.Сабанаев, В.И.Черкашин, 2009

Позднепалеозойско-триасовая нефтегазоносная формация Восточного Предкавказья

К.А.САБАНАЕВ, В.И.ЧЕРКАШИН (Институт геологии Дагестанского научного центра РАН)

В течение последних десятилетий в Восточном Предкавказье решающую роль в формировании ресурсной базы углеводородного сырья сыграли доплитные образования. Неуклонное снижение добычи нефти и газа в последнее время требует всестороннего изучения особенностей строения и нефтегазоносности молодой Скифско-Туранской плиты в доюрских отложениях. Установлено, что она формировалась и развивалась в мезозойское и кайнозойское время. Геофизическими исследованиями и буровыми работами получены сведения о том, что при соответствующих геологических условиях, относительно слабодисшированные отложения карбона, перми и триаса могут содержать залежи нефти и газа. Эти отложения отличаются от типичного платформенного чехла и не могут называться складчатыми, а также метаморфизированными геосинклинальными комплексами фундамента. Для этого комплекса нет общепринятого наименования. Некоторые называют его «промежуточным», «переходным», «предплатформенным», «предчехольным» или «орогенным». На территории Скифско-Туранской плиты такие отложения перекрыты мощными осадками мезозойского и кайнозойского платформенного чехла, что затрудняет их изучение. В результате многолетних геолого-геофизических исследований установлено, что этот комплекс (тафроген) является источником углеводородов в условиях глубоких платформенных депрессий или

надразломных валов, при пенеппенизации которых могут быть созданы условия для образования коллекторов и формирования целых зон нефтегазообразования в полосе пролегания крупных разломов [2]. Например, Величаевская зона нефтегазонакопления в Ставрополье приурочена к Восточно-Маньчским палеозойским разломам, выявленным по геомагнитным аномалиям. Однако известны случаи, когда скважины, пробуренные вблизи систем разломов оказывались беспригодными несмотря на благоприятные структурные условия и наличие покрышек, поэтому разломы не могут рассматриваться в качестве критерия для положительной оценки перспектив нефтегазоносности. Дифференциальное размещение жидких и газообразных углеводородов будет зависеть от различных факторов: стратиграфического положения, их миграционной способности, стадийности миграции тяжелых и легких углеводородов, термодинамического фактора, глубины депрессии и др.

На фундаменте Скифско-Туранской плиты залегают рэтско-плинсбахские отложения как осадочного, так и вулканического происхождения, связанные с интрузивными массивами (Южно-Буйнакский, Капиевский, Кумбаторский, Русский Хутор и др.). В равнинном Дагестане между геосинклинальным складчатым фундаментом и чехлом скважинами вскрыты карбон, пермь, триасовые отложения. В перми куманская свита вскрыта скважинами на

Южно-Буйнакской площади и представлена пестроцветными аркозовыми песчаниками, чередующимися с алевролитами и аргиллитами, мощность свиты 130—140 м. В триасе нефтекумская свита представлена тонкослоистыми известняками, на которых с размывом лежит молодежненская свита, сменяющаяся Кизлярской свитой мощностью 80—120 м. Замыкает триасовый комплекс Закумская и Ногайская свиты.

Нефтекумская свита (нижний триас) продуктивна на площадях равнинного Дагестана (Южно-Буйнакская, Восточно-Сухокумская, Юбилейная, Русский Хутор, Озерная и др.) и в Ставрополье (Величаевская, Колодезная, Урожайная и др.). Анизийские (средний триас) и оленёкские (нижний триас) отложения продуктивны на Южно-Таловской (скв.2, интервал 4362—4501 м), Сухокумской (скв.57, интервал 3927—3951 м), Восточно-Сухокумской (скв.6, интервал 4340—4357 м) площадях. Притоки нефти непрямого значения из этих отложений получены на Северо-Кочубейской (скважины 1, 2, 3) и Душетской (скв.1) площадях из-за низких фильтрационных свойств и колюматации трещин при вскрытии пластов. Получение притока высокопарафинистой, смолистой, тяжелой нефти в скв.25 Сухокумской площади (интервал 3747—3757 м) из оленёкских отложений свидетельствует об отсутствии условий сохранности, так как отсутствуют покровы в перекрывающих нижнетриасовых отложениях, что характерно для западных районов равнинного Дагестана (Русский Хутор, Южно-Сухокумск, Мартовское и др.).

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения верхнего триаса и нерасчлененного карбона испытывались на площадях Граничная и Леваневская, но притоков не получено, или получен приток минерализованной воды, хотя сланцы карбона, содержащие значительное количество обогащенных органикой сингенетично-битуминозных аргиллитов, характеризуются как нефтегазопроизводящие. Эти факты свидетельствуют о том, что битумообразование шло по всему разрезу доюрских отложений, но масштабы его по нефтегазоносным комплексам неодинаковы. К основным нефтегазопроизводящим толщам можно отнести отложения оленёкского яруса и среднего триаса.

В пределах выступов фундамента (тафрогеосинклинали) в очагах внедрения гранитов обильно выделяются из органических веществ летучие компоненты. Их следует рассматривать как газоматеринские, что подтверждается обнаружением газоконденсатной залежи в пределах Южно-Буйнакского гранитного массива. Установлено также возрастание степени превращенности органических веществ в восточном направлении, а также увеличение продолжительности пребывания отложений оленёкского яруса в пределах главной фазы нефте-

газообразования. Формации осадочных пород, термобарические фации метаморфических образований, встречающиеся в разрезах глубоких скважин, свидетельствуют о многократной смене геотектонических режимов (эвгеосинклиальный, миогеосинклиальный, платформенный, орогенный) на площадях Южно-Буйнакская, Капиевская, Кумбаторская, Русский Хутор.

Начиная с девона, на всей Скифско-Туранской плите устанавливается миогеосинклиальный режим. Дифференцированный характер подвижек по поверхности глубинных разломов способствовал образованию в тафрогеосинклиналях специфических типов формаций в переходном комплексе за счет внедрения магматических тел типа даек или штоков (Тюбинская, Южно-Буйнакская). Эта формация может представлять собой отдельные массивы в зоне Комсомольско-Тереклинского разлома, выделенного в 1990 г. (Б.К.Лотиев, Р.А.Саламов и др.). Отдельные фрагменты этого разлома зафиксированы при обработке сейсмических и геолого-промысловых данных (Ф.Г.Шарафутдинов, Д.А.Мирзоев и др.). Толщины стратиграфических подразделений карбон-антропогена различных площадей, располагающихся по обе стороны разлома в 1,5—2,0 раза отличаются друг от друга.

Южное окончание этого разлома отражено в результатах гравиметрических исследований в районе Тарумовской площади (М.Н.Смирнова, 1975). Общая ширина зоны дислокаций Комсомольско-Тереклинского разлома определяется в 30—40 км. Это один из наиболее проявившихся по результатам геофизических исследований и глубокого поисково-разведочного бурения глубинных разломов Восточного Предкавказья, который оказал решающее влияние на характер строения и особенности развития региона. Комсомольско-Тереклинский разлом в числе остальных не только осложнил строение фундамента, но и повлиял на структурно-тектонический план осадочного чехла. В границах исследуемого региона, кроме описанного, выделена серия глубинных разломов широтного (Кавказского) и субмеридионального ориентировки, с оперяющими их разрывными дислокациями и межразломными плекативными образованиями и зонами мезотрещиноватости. Среди разломов мантийного заложения широтного простирания выделен *Черногорский*, ограничивающий северное крыло мегантиклинория Большого Кавказа, *Срединный*, осевой зоны Терско-Каспийского передового прогиба, интерпретируемый как Северо-Кавказский офиолитовый пояс, а также *Краевой*, служащий северной границей платформенного борта Терско-Каспийского прогиба (Кизлярская тектоническая ступень). Каясулинский глубинный разлом — северное ограничение Кизлярской тектонической ступени и системы Манычских разломов, которыми Скифская плита отделяется от мегавала Карпинского [1].

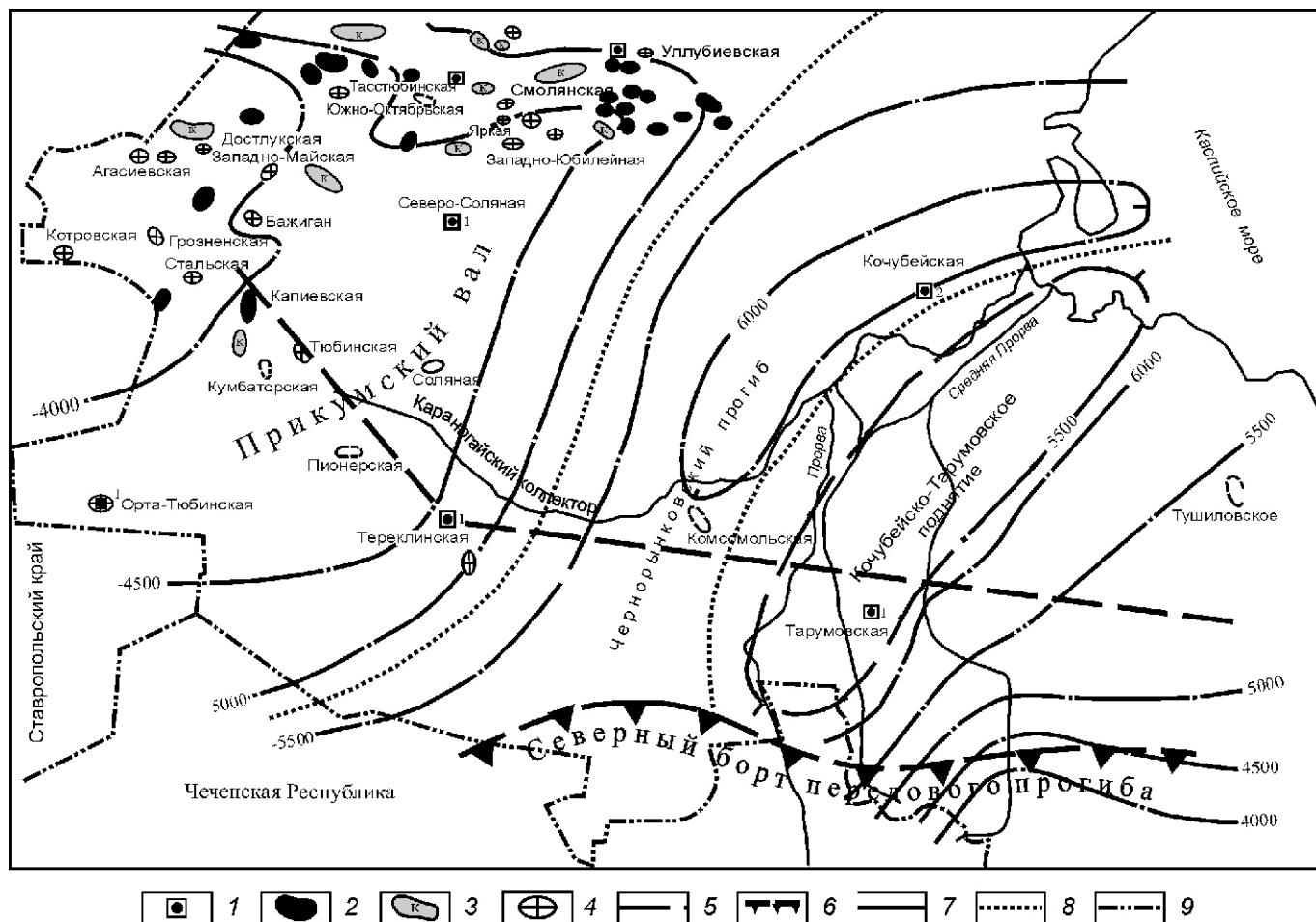


Рис. 1. Схема тектонического районирования Дагестана (фрагмент). По материалам ИГ ДНЦ РАН:

1 — пробуренные параметрические скважины; месторождения: 2 — нефтяные, 3 — газопо- конденсатные; 4 — площади, выведенные из разведки; 5 — Комсомольско-Тереклинский разлом; 6 — граница Терско-Каспийского прогиба; 7 — изо- линии кровли нижнего триаса; границы: 8 — крупных геоструктурных элементов, 9 — административная; 10 — струк- туры подготовленные к бурению

Зоны глубинных разломов отличаются повышенной трещиноватостью горных пород и повышенной активностью гидродинамической обстановки, что повышает интенсивность карстово-суффозионных процессов, которые являются индикатором зон разуплотнения и по- вышенной трещиноватости. В частности, по интен- сивности развития карстово-суффозионного процесса можно проследить степень активности Комсо- мольско-Тереклинского дизъюнктива в новейшее время.

Среди меридиональных глубинных разломов особо следует отметить Эльбруско-Ергенинский, пересекающий систему Большого Кавказа, Скифскую плиту, Маньчский прогиб и мегавал Карпинского. В эту же категорию глубинных разломов входят Казбек- ско-Астраханский, Сулакский, Комсомольско-Терек- линский, которые маркируются гранитными выступа- ми фундамента. Изучение генезиса и времени активи- зации этих дизъюнктивных образований позволяет выявить общие закономерности флюидодинамики и отметить особенности нефтегазонакопления в изучае-

мом регионе. Так, глубинные разломы меридиональ- ной ориентировки и древнего заложения формиро- вались в условиях растяжения блоков земной коры с образованием трансформных (поперечных) разло- мов и многочисленных оперяющих разрывных нару- шений, способствовавших вертикальной миграции флюидов, расформированию залежей углеводородов. Продольные субширотные разломы, а также и диаго- нальные альпийского тектогенеза образовались в ус- ловиях орогенеза — тангенциального сжатия и горизон- тального перемещения блоков земной коры. Они от- личаются экранирующими особенностями. Диагональ- ные сдвиговые нарушения, по всей видимости, являют- ся путями перетока углеводородов в пределах Северо-Кавказских складчатых прогибов.

Таким образом, в формировании скоплений угле- водородов ведущая роль принадлежит тектоническо- му фактору — глубинным разломам. Вместе с тем установлена двоякая роль глубинных разломов как проводников флюидов и тектонических экранов. В

каждом конкретном случае необходимо выявить пути проявления разгрузок энергии Земли, процессы глубинной дегазации, определить особенности флюидодинамики изучаемой территории и условия формирования залежей углеводородов.

В графических построениях (структурные карты по поверхности фундамента) по площадям Южно-Буйнакская, Капиевская, Кумбаторская, Русский Хутор четко вырисовывается флексуобразный перегиб субмеридиональной ориентировки, к которому приурочены магматические тела типа даек, штоков. Вполне вероятно, что они относятся к одному массиву в зоне Комсомольско-Тереклинского глубинного разлома (рис. 1). Абсолютный возраст гранитов по данным Института физики (А.С.Батырмурзаев) определен в 18,7—19,0 млн.лет, что соответствует плинсбах-рэтскому времени. Характер распространения отложений осадочного чехла, вскрытых скважинами на восточном и западном блоках

разлома, указывает на различные скорости осадконакопления (Тюбинская, Майская).

Лучшими коллекторскими свойствами из вскрытого разреза доюрских отложений обладают трещинные и трещинно-кавернозные известняки нефтекумской свиты. Отложения карбона обладают большой плотностью, пористость которых оценивается в пределах 0,7—7,3% — полная и 0,4—5,0% — открытая, вследствие чего в результате испытания этих отложений в скважинах Леваневская-1, Южно-Таловская-1, Северо-Кочубейская-2, -3 притоки из пласта не были получены.

Отложения куманской свиты сложены светло-серыми, буровато-красными и серо-зелеными крепко сцементированными песчаниками, пористость которых составляет до 7,1%.

Оленёкские отложения (глинистые известняки и доломиты пористостью до 5,7%) испытаны на Северо-Кочубейской площади, притоки не получены.

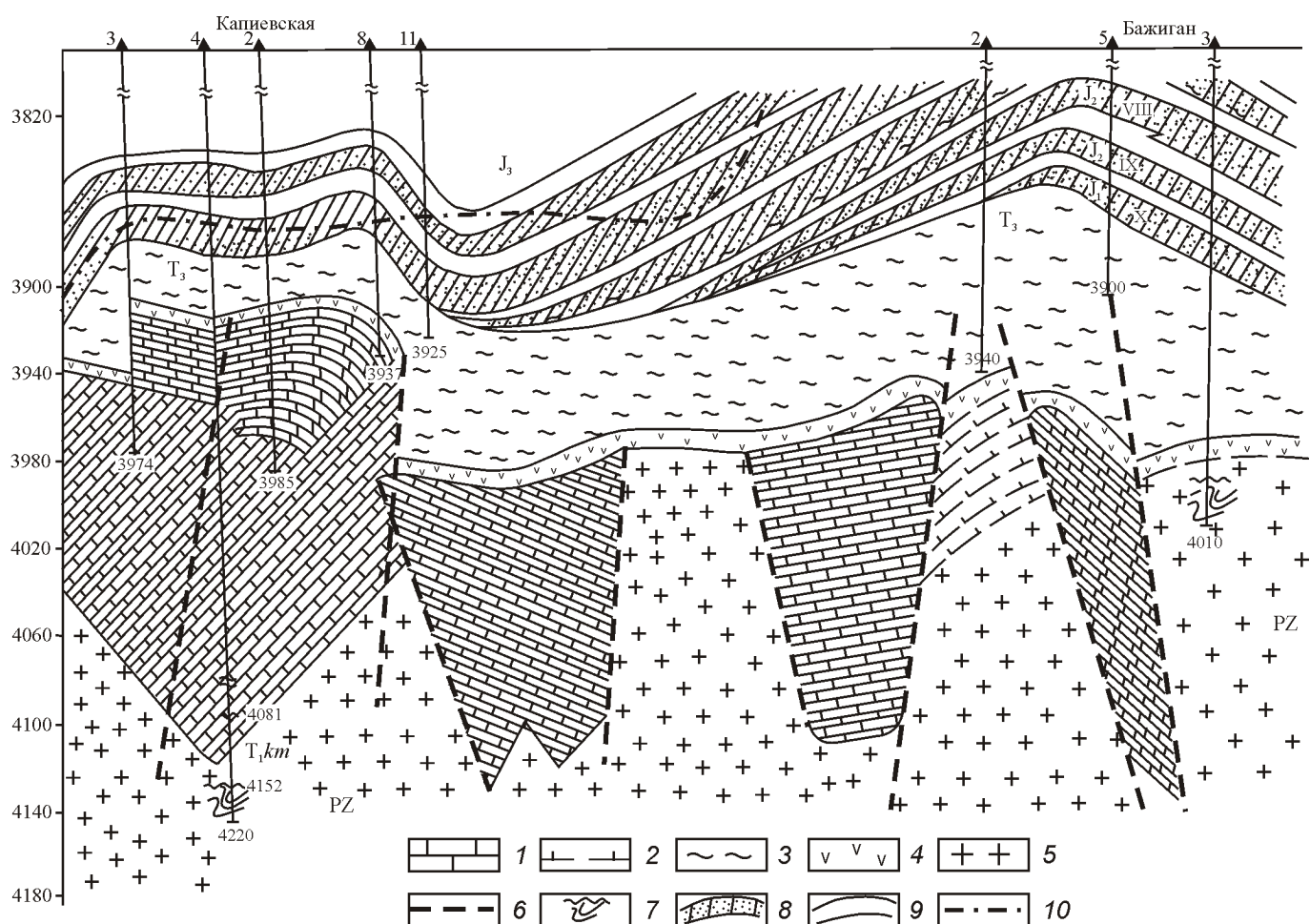


Рис. 2. Геологический разрез по линии Капиевская—Бажиган равнинного Дагестана:

1 — метаморфизованные известняки; 2 — эффузивные породы; 3 — аргиллиты; 4 — вулканогенные породы; 5 — гранитоиды; 6 — глубинные разломы; 7 — вскрытая часть кристаллического фундамента; 8 — кварцевые песчаники; 9 — глинистые пропластки в средней ядре; 10 — линии отсутствия эффективных коллекторов, цифры — номера продуктивных пластов промысловой номенклатуры

Лишь на Достлукской площади в скв.1 (интервал 4818—4860 м) был получен слабый приток газа с конденсатом.

Из среднего триаса (нижнеанизийский горизонт) при испытании скв.8 площадей Юбилейной и Южно-Буйнакской получен промышленный приток нефти. Таким образом, основные коллекторы связываются с карбонатными комплексами пород нефtekумской свиты и анизийского яруса, представляющими собой порово-трещинный и кавернозно-трещинный тип коллектора.

Известно, что тектонические движения сопровождаются осадконакоплением и размывом. Отражением Комсомольско-Тереклинского глубинного разлома в фундаменте является одноименный вал, сформированный в процессе внедрения магмы на нефтегазоносных площадях: Капиевская, Кумбаторская, Южно-Буйнакская, Русский Хутор. При формировании осадочно-вулканогенной формации (тафролит) доминируют вертикальные движения (К.А.Сабанаев, 2003). Эта версия подтверждается исследованиями на Кольской сверхглубокой скважине (забой 11 км), где метаморфизованная толща пронизана изверженными породами. Они, возможно, образовались в результате заполнения зияющих полостей трещин осадочным материалом, поступающим сверху в виде разжиженной или высокопластичной осадочной породы, утратившей первоначальную слоистую структуру. Такая порода может поступать в полые трещины как снизу, так и сверху в зависимости от того, где расположены слои, дающие материал для образования описываемой формации [3].

Проблеме нахождения углеводородов в породах кристаллического фундамента посвящены работы многих авторов: Е.Г.Арешев и др., 1997; В.С.Дружинин, 2003; В.Б.Порфирьев, 1987; В.Г.Изотов, 2003 и др. К концу XX в. насчитывалось более 200 месторождений углеводородов, связанных с породами кристаллического фундамента, примерно 100 из них разрабатывается в промышленных масштабах, где фундамент рассматривается как самостоятельный объект для поиска углеводородов ресурсов (М.Г.Леонов, 2008). Причем известны месторождения углеводородов как в платформенных областях (США, Северная Африка, Бразилия), так и в межгорных впадинах (Калифорния, США; Китай) и в шельфах окраинных морей (Зондский шельф).

Вопросы происхождения углеводородов (биогенные или абиогенные) требуют дальнейшего изучения и

аргументации. В данной статье эти вопросы не рассматриваются. Ловушки (резервуары) углеводородов в породах консолидируемого доюрского фундамента, который сложен магматическими и метаморфическими породами, и промежуточным комплексом, формировались слабометаморфизованными вулканическими и осадочными породами в постседиментационный период. Весь указанный комплекс представляет собой линейно вытянутый рифт, расчлененный внутренними поднятиями фундамента и ограниченный разломами. Экструзивные блоки образуют положительные морфоструктуры фундамента, которые отчетливо выражены на временных разрезах сейсморазведки 3Д.

На рубеже триаса и юры, в результате активной тектонической деятельности, породы фундамента и чехла были раздроблены и пронизаны сеткой многочисленных дизъюнктивных нарушений, которые не проникают выше подошвы нижнемеловых отложений. Подвергаясь дополнительным гидротермальным изменениям, породы приобретают хрупкость. При достижении максимальных перепадов давлений вследствие концентрации напряжений появляются хаотически расположенные трещины, создающие условия для возникновения локальных резервуаров для скопления углеводородов, ограниченных непроницаемыми породами (рис. 2). Такие залежи формируются в горстообразных выступах фундамента и при этом создают сообщающиеся резервуары с чехольным комплексом.

Нефтяные и газовые залежи в этой вулканогенно-осадочной формации следует рассматривать как инъективные тела, а распространение их обусловлено пликативной и дизъюнктивной тектоникой. Углубленное изучение таких залежей, разработка методики их поисков сыграют существенную роль в наращивании запасов нефти и газа в Восточном Предкавказье, поэтому они имеют не только теоретическое, практическое, но и народнохозяйственное значение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Истратов И.В.* Горная геометрия и газонефтяная геология Северного Кавказа. —М.: ООО «Издательский дом «Грааль», 2003.
2. *Лотиев Б.К., Стерленко Ю.А.* Глубинные разломы и их влияние на формирование структурных форм и газонефтяных залежей Центрального и Восточного Предкавказья // Тр. ГНИ. Сб. 30. —Грозный: Кн. изд-во, 1967. С. 8—9.
3. *Сабанаев К.А., Черкашин В.И.* Геологическое строение и нефтегазоносность осадочного комплекса Российского сектора Каспийского моря. —Махачкала, 2008.

Петрохимические особенности юрских фтороносных гранитов и закономерности размещения флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья

Б.Н.АБРАМОВ (Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН), Н.П.КОТОВА (Читинский государственный университет)

Забайкалье относится к числу основных флюоритовых провинций России. Согласно данным геолого-экономической оценки прогнозных ресурсов по Читинской области за 1998 г. в регионе известно около 40 месторождений флюорита и более сотни проявлений и пунктов минерализации. Промышленное значение имеют флюоритовые месторождения гидротермального (эпитептермального) типа.

Условия локализации, минералого-геохимические особенности флюоритовых месторождений, их связь с определенными интрузивными и осадочными комплексами изучены достаточно полно. Однако вопросы петрохимических особенностей флюоритовых интрузий и связь с этими особенностями закономерностей размещения флюоритовых месторождений остаются мало исследованными.

По запасам руд месторождения классифицируются на очень крупные (Гозогорское с запасами около 40 млн.т), крупные (Уртуйское, Гарсонуйское с запасами 10 млн.т), средние (Калангуйское, Шахтерское 5—2 млн.т), а большинство месторождений относится к мелким (2 млн.т) и очень мелким.

Забайкальская флюоритовая провинция территориально совпадает с Забайкальско-Восточномонгольской рифтовой зоной, прослеживающейся на 3000 км. Подавляющая часть флюоритовых объектов приурочена к Забайкальскому и Монголо-Забайкальскому флюоритовым поясам северо-восточного простирания, совмещенным с Западно-Забайкальским и Восточномонгольско-Приаргунским вулканоплутоническими поясами. Забайкальский пояс целиком расположен на территории России. Длина его 1200 км, ширина 200—250 км. Монголо-Забайкальский пояс протяженностью около 2000 км в основном находится на территории Монголии, а северо-восточный его фланг длиной 850 км при максимальной ширине 260 км локализован на юго-востоке Восточного Забайкалья [12]. Эти пояса в совокупности с другими ранее выделенными металлогеническими зонами [11, 24] образованы в позднем мезозое в результате коллизии Сибирского и Северо-Китайского континентов (рис. 1).

Большинство флюоритовых поясов локализовано в складчатых областях (коллизии-аккреционных зонах) и совмещено с телескопированными на эти зоны вулканоплутоническими поясами, соответствующими

стадиям разрушения сводовых поднятий и рифтогенеза, обусловленных проявлением диапиризма аномальной мантии, поднимающихся, в результате термальных процессов в астеносфере, мантийных струй [1]. Проникновение плюмов в кору по серии сближенных глубинных и региональных разломов могло привести к образованию Забайкальско-Станового сводового поднятия, его растяжению и образованию рифтов [3]. Континентальные рифты и линейaments, проявляющиеся в верхнем структурном этаже земной коры в виде тектонически ослабленных зон, определяли возможность доступа из глубин магмы летучего фтора и гидротермальных растворов.

Территориальное совпадение флюоритовых поясов с вулканогенными, приуроченность эпитептермальных флюоритовых объектов к бортам позднемезозойских вулканотектонических депрессий, нередкая локализация месторождений и проявлений в пределах вулканических построек центрального или линейного типа позволяют предполагать достаточно тесную парагенетическую связь флюоритовой минерализации с вулканогенными образованиями. Флюоритовые месторождения ассоциированы с различными типами интрузивного и вулканогенного магматизма и связь их с магматическими формациями проявляется в разной степени.

Для редкометалльно-флюоритовых месторождений скарново-грейзенового типа характерна генетическая связь с гранитоидным магматизмом щелочного или кислого состава [7, 10]. Они расположены в самих магматических телах или в приконтактовых зонах интенсивного метасоматоза.

Минеральные комплексы флюоритового этапа формировались позднее и предполагается, что источник рудного вещества был более глубинным и вовлекался в рудогенез при телескопированном подновлении и наращивании сверху вниз крупных разломов, вскрывавших рудогенерирующие очаги [22, 23].

Основная часть флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья сконцентрирована в междуречье Шилки и Аргуни. Месторождения и рудопроявления группируются в рудные районы и узлы (см. рис. 1). Если рассмотреть распределение флюоритовых рудных узлов и площадей развития юрских гранитоидных массивов (амуджикано-сретенский, кукульбейский комплексы) и комагматичных им юр-

ских вулканогенно-осадочных образований (приаргунская серия), то наблюдается их пространственная совмещенность [5].

Значительная часть флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья приурочена к прибортовым частям мезозойских рифтогенных впадин [16], сложенных вулканогенно-осадочными и вулканогенными отложениями [7]. В прибортовых частях впадин щелочные граниты ассоциируют с покровными базальтами, дацитами, риолитами и трахидацитами, а также с породами дайковых комплексов (риолит-порфирами, трахириолитами, лейкогранитами и др.).

Вопрос об источнике фтора эпитермальных флюоритовых месторождений дискуссионный. Связь этих

малоглубинных месторождений с магматическими образованиями гипотетична. Некоторые исследователи считают, что на флюоритовых месторождениях фтор имеет корово-мантийный источник [2], другие связывают его с осадочными образованиями, полагая, что происходила мобилизация первичноосадочного флюорита гидротермальными растворами [26]. Большинство исследователей связывают эти месторождения с глубинным магматическим очагом щелочной, основной или кислой магмы [6].

Установлено, что основным источником фтора в земной коре являются магмы преимущественно кислого состава [8]. Как правило, прямая генетическая связь флюоритового оруденения с магматическими

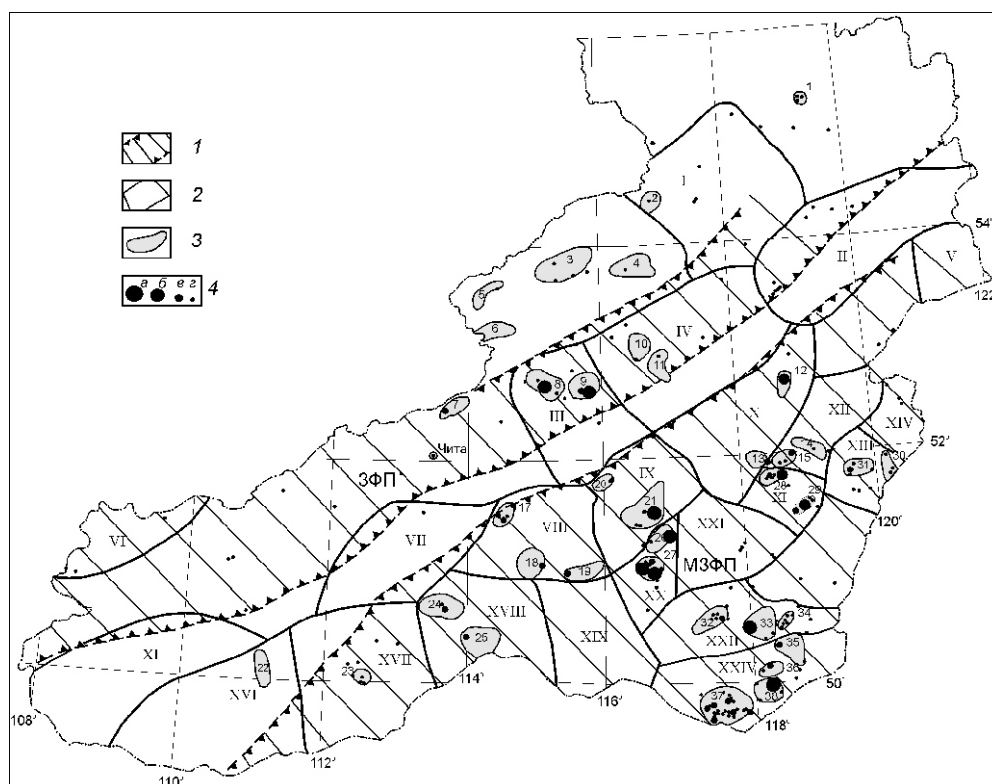


Рис. 1. Схема размещения флюоритовых поясов, рудных районов и узлов Восточного Забайкалья:

1 — Забайкальский (ЗФП) и Монголо-Забайкальский (МЗФП) флюоритовые пояса (по данным работы [11]); 2 — флюоритовые рудные районы: I — Верхне-Олёкминский, II — Могочинский, III — Дарасунский, IV — Жирекенский, V — Холоджикано-Калтаганский, VI — Петровск-Забайкальский, VII — Тура-Илинский, VIII — Агинский, IX — Балейский, X — Сретенско-Карийский, XI — Газимуро-Заводской, XII — Будумкано-Култуминский, XIII — Богдатско-Аркиинский, XIV — Калгано-Уровский, XV — Чикойский, XVI — Бальджиканский, XVII — Халчерангинский, XVIII — Саханай-Дурулгуевский, XIX — Шерловогорский, XX — Кукульбейский, XXI — Шахтаминский, XXII — Кличкинский, XXIII — Нерчинско-Заводской, XXIV — Заурулюнгуевский; 3 — флюоритовые рудные узлы: 1 — Мало-Яхринский, 2 — Илакочинский, 3 — Канталакский, 4 — Зелено-Озерский, 5 — Юмурченский, 6 — Икилюнский, 7 — Монгойский, 8 — Усуглинский, 9 — Улунтуйский, 10 — Верхне-Куэнгинский, 11 — Агитинский, 12 — Шилкинско-Заводской, 13 — Верхне-Туровский, 14 — Покаинский, 15 — Березовский, 16 — Малетинский, 17 — Седловский, 18 — Орловско-Спокойнинский, 19 — Кулиндинский, 20 — Кангинский, 21 — Балейский, 22 — Ингодинский, 23 — Хараминский, 24 — Саханайский, 25 — Дурулгуевский, 26 — Букука-Белухинский, 27 — Тургинский, 28 — Уктычинский, 29 — Солонечный, 30 — Мулачинский, 31 — Мотогорский, 32 — Нарынский, 33 — Кличкинский, 34 — Урулюнгуевский, 35 — Куйтунский, 36 — Тулукуевский, 37 — Бугутуро-Агабайтуйский, 38 — Уртуйский; 4 — флюоритовые месторождения: а — очень крупные (с запасами руды 10 млн.т), б — крупные (5—10 млн.т), в — средние (2—5 млн.т), г — мелкие (2 млн.т)

комплексами выражена слабо. Оруденение связано с заключительными этапами формирования рудно-магматических комплексов. В Забайкалье отмечена пространственная приуроченность флюоритовых месторождений к зонам глубинных нарушений субмеридионального простирания и оперяющим их разломам [12].

Возраст флюоритового оруденения принят как позднеюрско-раннемеловой. По данным абсолютного возраста адуляра (К-Аг метод) из Солонечного месторождения, время образования оруденения составляет 116 ± 5 млн.лет, аналогичные образования Гарсонуйского — 123 ± 5 млн.лет, Абагайтуйского — 125 ± 5 млн.лет [7]. О раннемеловом возрасте флюоритового оруденения также свидетельствуют факты перекрытия флюоритовых жил раннемеловыми угленосными отложениями [7].

Установлено, что в Восточном Забайкалье флюоритовые месторождения локализуются на площадях, в пределах которых породы обогащены фтором и кальцием [15]. Характерно, что повышенные содержания фтора определены в юрских магматических породах [16]. Среднее содержание фтора в юрских интрузивных массивах составляет десятые — сотые доли процента (табл. 1). Среди юрских интрузивных массивов повышенными содержаниями фтора характеризуются граниты Соктуйского массива, незначительными — граниты Запокровского и Кондуйского массивов. В гранитах главной фазы Соктуйского массива максимальное содержание акцессорного флюорита достигает 2326 г/т [4].

Образование юрских гранитных массивов Восточного Забайкалья свидетельствует о гомодромной последовательности магматизма. Строение массивов преимущественно 2—3-фазное. Интрузии первой

фазы представлены в основном диоритами, гранодиоритами, второй и третьей — гранитами, гранит-порфирами.

По данным Н.С.Вартаковой и др., по петрохимическим особенностям мезозойские граниты подразделяются на три группы. К группе 1 относятся граниты массивов Шахтаминского, Верхнегологотайского, Лугиинского; к группе 2 — Борщовочного, Куйтунского, Запокровского; к группе 3 — Соктуйского. Граниты группы 1 — наиболее древние, 3 — самые молодые. Для гранитов группы 1 характерно резкое превышение коэффициента алкаитности над коэффициентом железистости. В гранитах группы 2 данное соотношение сохраняется, но превышение не столь значительное. В гранитах группы 3 наблюдается обратное соотношение [4]. Это свидетельствует о том, что в процессе становления мезозойских гранитных массивов от более ранних к молодым происходило уменьшение щелочности пород.

Для изучения потенциальной рудоносности юрских гранитоидных массивов авторами были проанализированы их петрохимические свойства. Для расчета петрохимических модулей использовались значения петрогенных компонентов гранитов преобладающих фаз (табл. 2). Значения компонентов первой фазы и дайкового комплекса не использовались.

Установлено, что содержания петрогенных компонентов в рудных и безрудных гранитах имеют существенные различия. Так, для рудных гранитов характерны повышенные содержания CaO, Al₂O₃, K₂O и пониженные Fe₂O₃, MnO, MgO, Na₂O. Для безрудных гранитов типична резкая обогащенность суммарным железом. Выявлено, что безрудным гранитам свойственны максимальные дисперсии содержаний петрогенных оксидов [18]. Уравнение дискриминантной функции имеет следующий вид:

$$D = 794,75 \text{ SiO}_2 - 800,5 \text{ TiO}_2 - 794,375 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 794,875 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 794,625 \text{ FeO} - 800,125 \text{ MnO} + 797,25 \text{ CaO} - 795,75 \text{ Na}_2\text{O} - 794,5 \text{ K}_2\text{O},$$

где: D — дискриминантная функция; если D превышает пороговое значение $L = 79475,265$, то рассматриваемый силикатный анализ, вероятнее всего, относится к безрудному массиву; при $D < L$ — к рудоносному [18].

Проведенные расчеты показывают, что средние содержания петрогенных элементов Лугиинского, Запокровского и Кондуйского массивов соответствуют безрудным гранитоидам, остальные — рудоносным.

Для установления потенциальной рудоносности гранитных массивов по типам рудной минерализации были использованы петрохимические модули Б.Н.Пермякова:

кремнекислотность
 $g = [\text{Si} (\text{Na} \text{ K} \text{ Ca} \text{ Mg} \text{ Fe})] \text{ Si};$
 известковистость $c = \text{Ca} (\text{Ca} \text{ Na} \text{ K});$

1. Средние содержания фтора в юрских интрузивных массивах Восточного Забайкалья

Массивы	Число проб	Содержания фтора от—до (среднее), %
Верхнегологотайский	5	(0,28)
Соктуйский	60	0,19—0,64
Адун-Челонский	18	0,1—0,46
Кондуйский	41	0—0,08 (0,03)
Запокровский	20	0—0,16 (0,02)
Ботовский	10	0,2
Куйтунский	7	0—0,25 (0,08)
Кангинский	Нет данных	0,1—0,2
Кир-Киринский	226	0,01—0,7 (0,21)

Примечание. Данные заимствованы из материалов Читинского территориального геологического управления, [4].

2. Средние содержания петрогенных компонентов в юрских интрузивных массивах Восточного Забайкалья (в %)

Массивы (число проб)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Соктуйский (n 17)	<u>72,51</u> 3,35	<u>0,25</u> 0,22	<u>13,62</u> 1,25	<u>0,65</u> 0,39	<u>2,18</u> 1,01	<u>0,03</u> 0,01	<u>0,53</u> 0,62	<u>1,28</u> 0,84	<u>3,51</u> 0,34	<u>4,67</u> 0,55
Лугиинский (n 10)	<u>66,14</u> 2,23	<u>0,49</u> 0,09	<u>14,45</u> 0,98	<u>0,66</u> 0,39	<u>3,17</u> 0,59	<u>0,04</u> 0,02	<u>2,17</u> 1,00	<u>3,31</u> 0,90	<u>4,17</u> 0,73	<u>3,74</u> 0,79
Запокровский (n 28)	<u>68,77</u> 2,64	<u>0,32</u> 0,13	<u>15,44</u> 1,21	<u>0,95</u> 0,56	<u>1,96</u> 0,99	<u>0,03</u> 0,02	<u>1,03</u> 0,44	<u>2,22</u> 0,79	<u>3,50</u> 0,76	<u>4,47</u> 0,81
Куйтунский (n 15)	<u>73,04</u> 2,88	<u>0,23</u> 0,07	<u>13,23</u> 1,26	<u>0,98</u> 0,73	<u>1,19</u> 0,74	<u>0,04</u> 0,03	<u>0,55</u> 0,61	<u>0,72</u> 0,53	<u>3,22</u> 0,96	<u>4,65</u> 0,99
Сретенский (n 14)	<u>69,10</u> 1,16	<u>0,50</u> 0,17	<u>15,32</u> 0,88	<u>0,39</u> 0,21	<u>2,27</u> 0,57	<u>0,04</u> 0,01	<u>1,20</u> 0,52	<u>2,45</u> 0,34	<u>3,67</u> 0,37	<u>3,58</u> 0,41
Кондуевский (n 5)	<u>73,33</u> 1,77	<u>0,32</u> 0,14	<u>13,98</u> 0,82	<u>1,43</u> 0,82	<u>1,22</u> 0,47	<u>0,03</u> 0,01	<u>0,63</u> 0,34	<u>1,33</u> 0,75	<u>3,42</u> 0,59	<u>5,21</u> 0,46
Иккирийский (n 11)	<u>68,71</u> 2,84	<u>0,33</u> 0,12	<u>14,51</u> 3,05	<u>0,72</u> 0,37	<u>2,08</u> 0,56	<u>0,03</u> 0,01	<u>1,14</u> 0,58	<u>2,66</u> 0,69	<u>4,09</u> 0,48	<u>3,99</u> 0,33
Адун-Челонский (n 13)	<u>73,08</u> 1,17	<u>0,13</u> 0,09	<u>14,03</u> 0,94	<u>1,29</u> 0,51	<u>0,70</u> 0,40	<u>0,05</u> 0,03	<u>0,27</u> 0,13	<u>0,96</u> 0,26	<u>2,63</u> 0,56	<u>4,84</u> 0,73
Кангинский (n 7)	<u>71,91</u> 2,35	<u>0,24</u> 0,15	<u>13,75</u> 3,31	<u>0,81</u> 0,28	<u>1,44</u> 0,72	<u>0,04</u> 0,02	<u>0,75</u> 0,50	<u>1,50</u> 0,71	<u>3,63</u> 0,61	<u>3,92</u> 0,46
Кир-Киринский (n 5)	<u>73,99</u> 1,20	<u>0,13</u> 0,05	<u>13,12</u> 0,74	<u>0,62</u> 0,34	<u>1,26</u> 0,66	<u>0,03</u> 0,02	<u>0,36</u> 0,27	<u>0,48</u> 0,32	<u>3,53</u> 1,44	<u>5,05</u> 1,05

Примечание. 1. Средние содержания рассчитаны по материалам Читинского территориального геологического управления, по работе [4], а также собственным данным авторов (12 анализов). 2. В числителе указаны среднеарифметические значения, в знаменателе — стандартное отклонение.

щелочность (Na K) Al;
железистость f Fe (Fe Mg);
тип щелочности n Na (Na K) [20].

Граничные величины данных петрохимических параметров для различных типов рудных ассоциаций приведены на диаграммах c — g —, f — g — [12]

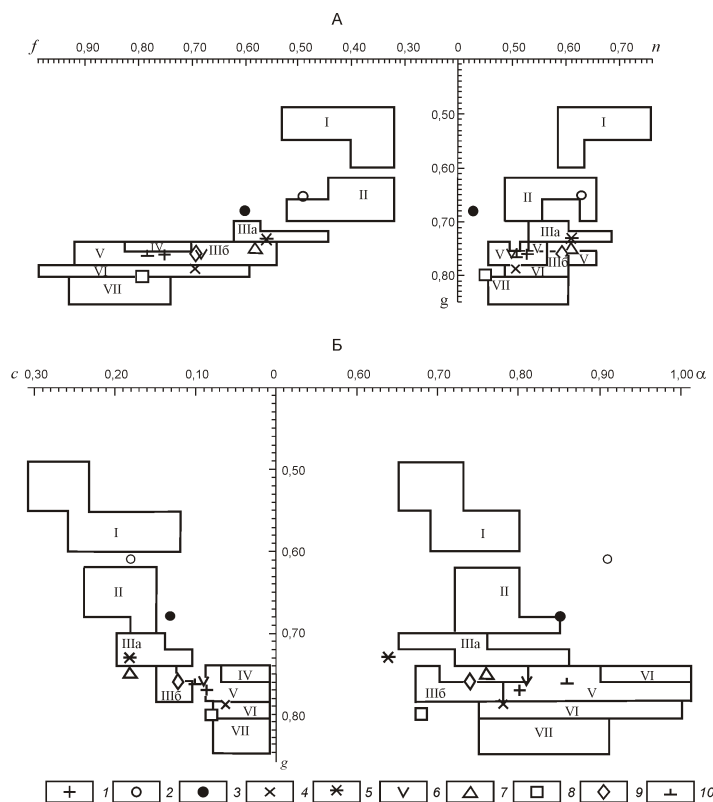


Рис. 2. Диаграмма полей потенциально рудоносных гранитных массивов Восточного Забайкалья по граничным величинам модулей f — g — n (А) и c — g — (Б):

Поля рудоносных гранитов: I — с золотополиметаллической и полиметаллической минерализацией), II — с золотомолибденовой (и полиметаллической минерализацией), IIIa — с молибденовой (и золотомолибденовой минерализацией), IIIб — с собственно молибденовой минерализацией, IV — с молибден-вольфрамовой минерализацией, V — с вольфрамовой и флюоритовой минерализацией, VI — с вольфрамовой и щелочно-редкометалльной минерализацией, VII — с вольфрам-ниобиевой и флюоритовой минерализацией; гранитные массивы: 1 — Соктуйский, 2 — Лугиинский, 3 — Запокровский, 4 — Куйтунский, 5 — Сретенский, 6 — Кондуевский, 7 — Иккирийский, 8 — Адун-Челонский, 9 — Кангинский, 10 — Кир-Киринский

(рис. 2). Анализ распределения фигуративных точек на этих диаграммах свидетельствует, о том, что средние содержания петрохимических модулей Соктуйского массива отчетливо (менее отчетливо Кир-Киринского массива) ложатся в поле, потенциально благоприятное для вольфрамовой и флюоритовой минерализации, Куйтунского — в поле редкометалльной, олово-вольфрамовой и флюоритовой минерализации, Кангинского — в поле молибденовой минерализации. Остальные гранитные массивы не имеют четкой рудной специализации.

Из рассмотренных юрских гранитных массивов, относящихся к различным магматическим комплексам, наиболее перспективны на флюоритовое оруденение граниты Соктуйского массива. Анализ геологической ситуации свидетельствует о широком развитии в ближайшем окружении Соктуйского массива флюоритового оруденения. Кроме того, рудопроявления флюорита отмечаются и в пределах массива (рис. 3). Характерной особенностью массива является наличие мелковкрапленной флюоритовой минерализации.

Соктуйский массив относится к кукульбейскому комплексу и имеет 3-фазное строение. Породы первой фазы представлены амфибол-биотитовыми гранитами, второй (главная интрузивная фаза) — биотитовыми гранитами литий-фтористого геохимического типа, третьей — порфировидными лейкократовыми гранитами литий-фтористого типа. В северной части массива среди литий-фтористых гранитов отмечается небольшое тело сложенное щелочными кварцевыми сиенитами и граносиенитами. Установлено, что гранитоиды Соктуйского массива имеют мантийно-коровый источник [9].

В нескольких километрах к северу от данного массива к зонам тектонических нарушений северо-западного простирания приурочены флюоритовые месторождения Калангуйское, Прибрежное, Тургинское, Змеевое-I и Озолуйское (Кукульбейский флюоритоносный район), показанные на рис. 3.

Согласно проведенным расчетам, наиболее вероятным источником фтора для флюоритовых месторождений района являются граниты Соктуйского массива, на что указывает следующее: 1) пространственная приуроченность гранитов Соктуйского массива и флюоритовых месторождений к региональной северо-западной зоне тектонических нарушений, являющихся рудовмещающими для флюоритовых месторождений; 2) резкое уменьшение содержания флюорита в эндоконтактовых частях Соктуйского массива, вызванное выносом его за пределы массива (В.Л.Яковлев и др., 1995 г.; данные геолого-съемочных работ масштаба 1:50 000); 3) петрохимическая специализация лейкогранитов Соктуйского массива — литий-фтористый тип [9].

Для Кукульбейского рудного района характерна горизонтальная рудная зональность, здесь выделяется три типа площадей: 1) с широким проявлением грейзенизации и высоко-среднетемпературного минералообразования (Соктуйский, Этыкинский узлы);

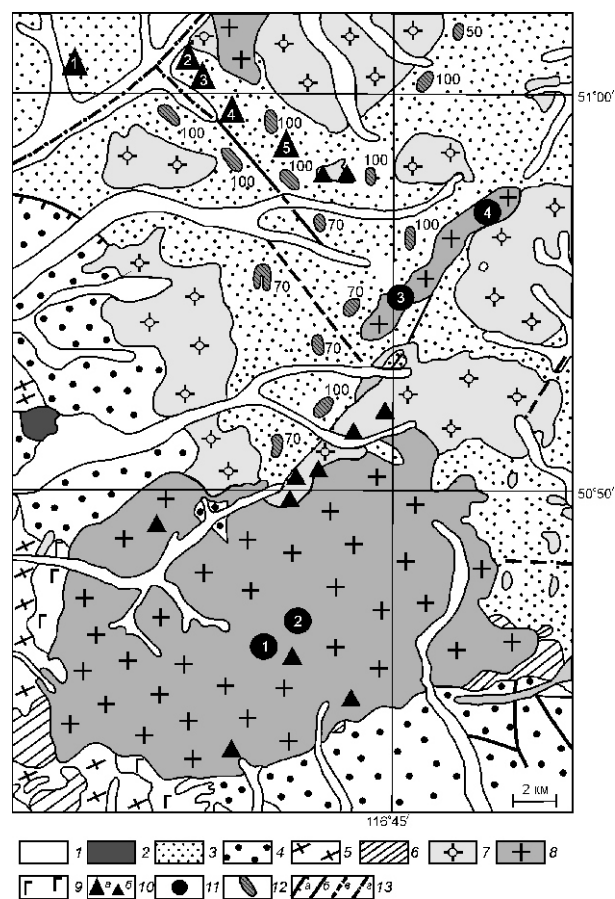


Рис. 3. Схема геологического строения района Соктуйского массива. Построено с использованием данных работы [19]:

отложения: 1 — четвертичные (гравий, пески, суглинки), 2 — меловые (песчаники, алевролиты, аргиллиты), 3 — юрские (песчаники, алевролиты, конгломераты), 4 — палеозойские (песчаники, туфопесчаники, туффиты, алевролиты); 5 — протерозойские метаморфические образования (амфиболиты, сланцы, гнейсы); 6 — юрские диориты, гранодиорит-порфиры шадаронского комплекса; юрские граниты комплексов: 7 — шахтаминского, 8 — кукульбейского (Соктуйский массив); 9 — триасовые габбро-диабазы чингильтуйского комплекса; 10 — флюоритовые объекты: а — месторождения (1 — Калангуйское, 2 — Прибрежное, 3 — Тургинское, 4 — Змеевое-I, 5 — Озолуйское), б — проявления; 11 — вольфрамовые месторождения (1 — Ягурское, 2 — Нижнеягурское, 3 — Антоновогорское, 4 — Алдакачинское вольфрам-оловянное); 12 — ореолы рассеяния фтора (содержание в п 10⁻³‰); 13 — тектонические нарушения: а — надвиги, разломы; б — установленные, в — предполагаемые, г — перекрытые четвертичными отложениями

2) с ограниченным проявлением грейзенизации, интенсивным — высоко-среднетемпературного минералообразования и менее интенсивным — средне-низкотемпературного минералообразования (Букука-Белухинский узел); 3) с ограниченным проявлением высоко-среднетемпературного и интенсивным — средне-низкотемпературного минералообразования (Тургинский узел). В высоко-среднетемпературных флюоритсодержащих месторождениях района промышленная флюоритовая минерализация не установлена [13, 14].

Полиформационный характер рудных образований имеет двойственную природу: с одной стороны, на уровне отражения естественного (от пневматолитовых к гидротермальным) последовательного генетического ряда поздне- и постмагматических рудопоявлений, и с другой, как выражение их различной лито- или халькофильной специализации в зависимости от уровня питания рудно-магматической системы гранитным материалом и соотношения в рудных узлах и структурах продуктов верхнекорового и глубинного магматических очагов [19]. Предполагается возможность формирования флюоритовых и более ранних флюоритсодержащих рудных месторождений из одного длительно функционировавшего глубинного вначале магмо-, а позднее рудогенерирующего очага, или из многоуровневых источников рудного вещества, функционировавших во времени параллельно (одновременно) [17, 23].

Источником фтора флюоритовых месторождений в Кукульбейском рудном районе являлись поздние газово-флюидные рудные дифференциаты гранитов кукульбейского комплекса (в т.ч. Соктуйского массива), отложившиеся в проницаемых зонах тектонических нарушений.

Таким образом, флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья группируются в рудные узлы и зоны, расположенные на некотором удалении от шовной зоны Монголо-Охотской сутуры. При этом отмечается их пространственная совмещенность с юрскими гранитными массивами (амуджикано-средненский и кукульбейский комплексы) и комагматическими им юрскими вулканогенно-осадочными образованиями (приаргунская серия). Анализ петрохимических диаграмм свидетельствует о потенциальной флюоритонности гранитоидов Соктуйского массива, являющегося вероятным источником фтора близ расположенных флюоритовых проявлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиева О.З., Коплус А.В. Эволюция флюоритоносных регионов Центрально-Азиатского пояса и формирование эпитермальных концентраций флюорита / Эволюционно-геологические факторы рудообразования и прогноз месторождений полезных ископаемых. — М., ВИМС, 1996.
2. Булнаев К.Б. К вопросу об источниках фтора эпитермальных флюоритовых месторождений // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 1. С. 113—115.
3. Булнаев К.Б. Формирование впадин «забайкальского типа» // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 1. С. 18—30.
4. Вартанова Н.С., Завьялова И.В., Щербакова З.В. Гранитоиды Восточного Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1972.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист М-50), (51) — Приаргунск. Объяснительная записка / Под ред. В.В.Павловой, В.В.Тернового. — С-Пб: ВСЕГЕИ, 1999.
6. Ерёмин Н.И. Флюорит. Неметаллические полезные ископаемые. — М.: МГУ, 2004.
7. Иванова А.А. Флюоритовые месторождения Забайкалья. — М.: Недра, 1974.
8. Коваленко В.И., Наумов В.Г., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в магмах среднего и кислого состава различных геодинамических обстановок, по данным изучения расплавных включений // Петрология. 2000. Т. 8. № 6. С. 586—619.
9. Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. и др. Необычная ассоциация литий-фтористых и щелочных гранитоидов Соктуйского массива (Восточное Забайкалье): возраст и источники магм // Докл. АН. 2000. Т. 4. С. 536—540.
10. Коплус А.В. Геолого-промышленные типы грейзеновых месторождений флюорита стран СНГ // Отечественная геология. 1997. № 4. С. 22—27.
11. Кормилицын В.С. Рудные формации и процессы рудообразования. — Л.: Недра, 1973.
12. Корытов Ф.Я. Зоны мезозойских разломов Забайкалья и их роль в размещении флюоритового оруденения // Геотектоника. 1968. № 6. С. 92—99.
13. Котов П.А., Плотникова Т.М., Зарембо Л.Е., Котова А.И. Основные черты минерализации эпитермального флюоритового оруденения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 9. С. 61—67.
14. Котова Н.П. Флюоритовое оруденение Восточного Забайкалья: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. — Чита, 2002.
15. Кошелев Ю.Я. Эпитермальные флюоритовые месторождения Восточно-Монгольского вулканического пояса. — Новосибирск: Наука, 1985.
16. Марин Ю.Б., Скублов Г.Т., Ваништейн Б.Г. Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитоидных массивов. — Л.: Недра, 1983.
17. Менакер Г.И. Строение тектоносферы и закономерности размещения рудных месторождений в Забайкалье // Методические рекомендации. — Чита, 1989.
18. Пермяков Б.Н. Петрохимические коэффициенты потенциальной рудоносности гранитоидных ассоциаций Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 3. С. 82—91.
19. Рутштейн И.Г., Богач Г.И., Винниченко Е.Л. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1: 200 000, изд. 2-е. Серия Приаргунская. Лист М-50-IX. Объяснительная записка. — С-Пб: ВСЕГЕИ, 2001.
20. Сельцов Б.Н., Вишняков В.Е. и др. Модель формирования урановых месторождений в областях континентального вулканизма (на примере месторождений Забайкалья, Монголии, Средней Азии). — М., 1990.
21. Смирнов С.С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. — М.: Госгеолтехиздат, 1944.
22. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимическое поле рудно-магматических систем. — Новосибирск: Наука, 1987.
23. Черепанов А.А. Фтор — типоморфный элемент карбонатных пород плитного комплекса Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. С. 93—94.

Особенности состава медно-порфировых руд Гарадагского месторождения (Азербайджан)

ДЖ.А.АЗАДАЛИЕВ, Э.Б.ГУСЕЙНОВА (Институт геологии Национальной Академии наук Азербайджана)

Малый Кавказ характеризуется мощными проявлениями вулканоплутонического магматизма мезокайнозоя, перспективным как на месторождения и проявления различных рудных формаций, так и медно-порфировых руд, сформировавшихся на различных этапах развития региона. Медно-порфировые месторождения и рудопрооявления, генетически связанные с интрузиями кайнозоя, давно были известны в Мисхана-Зангезурской и Гейча-Акеринской структурно-формационных зонах (СФЗ) Малого Кавказа. Тогда как в его северо-восточной части (Лок-Гарабагская СФЗ), для которой характерен мезозойский магматизм, какие-либо медномолибденовые месторождения и рудопрооявления не были известны. Именно поэтому длительное время существовало устоявшееся ложное представление о «бесперспективности» мезозойского магматизма на медномолибден-порфировое оруденение. Тем не менее, в результате геолого-съемочных и геолого-поисковых работ азербайджанских геологов, доказана ошибочность подобных представлений, так как в 60—70 годах XX в. ими же в Гядабейском (Гарадагское, Хархарское и др.), Гарабагском (Мехманинское, Демирлинское, Агдейнское, Джанятагское, Гюльятагское, Бойахмадлинское и др.) и Муровдагском (Гашгачайское и др.) рудных районах был открыт новый для северо-восточной части Малого Кавказа промышленно-генетический тип месторождений медно-порфировых руд, которые отличаются также наличием зон гипергенеза. Следует отметить, что зоны гипергенеза на Малом Кавказе обнаруживаются именно на вновь выявленных, относительно древних месторождениях медно-порфировых руд, связанных с позднеюрским гранитоидным магматизмом в северо-восточной части региона, что нельзя сказать о медно-порфировых месторождениях и рудопрооявлениях кайнозоя, таких как медно-порфировые объекты Мисхана-Зангезурской и Гейча-Акеринской зон.

Следовательно, возникновение на Малом Кавказе месторождений и проявлений медно-порфировых руд, как вытекает из изложенного, происходило двукратно, что соответствует известному высказыванию Ю.А.Билибина [11] о двукратном проявлении в складчатых областях аналогичного оруденения. Это явление для Малокавказского региона впервые было отмечено Дж.А.Азадалиевым [6, 7]. В своих работах он подчеркивал, что медно-порфировые месторождения и рудопрооявления формировались, во-первых, до главной складчатости региона, пространственно-генетически были связаны с рудогенерирующими малыми интрузиями, штоками и мощными дайками кварцево-диорито-

вых порфиров, кварцевых диоритов и гранодиорит-порфиров позднеюрского (возможно, позднеюрско-раннемелового) возраста, являющихся особыми фациями умеренно-кремнекислых интрузивов габбро-диорит-гранодиоритовой формации базальтоидной магмы (Лок-Гарабагская зона), внедрившихся в поздней юре в тела Атабейского (или Атабей-Славянского) плагиогранитного интрузива среднеюрского возраста и размещенных вдоль восточного обрамления названного интрузивного массива, где установлены кварцевые диорит-порфировые и гранодиорит-порфировые штоки с ветвящимися дайкообразными телами, петрологические особенности которых рассмотрены в ряде работ [2, 4, 5].

Во-вторых, в поздние этапы развития региона эти месторождения были генетически связаны с рудоносными гидротермами орогенных гранитоидных интрузий (позднеэоцен—олигоцен) андезитоидной магмы в Мисхана-Зангезурской и Гейча-Акеринской зонах (Мегри-Ордубадские и Далидагские гранитоиды). Факты установления совершенно нового для северо-восточной части Малого Кавказа промышленно-генетического типа медно-порфирового оруденения, естественно, выдвигают перед производственными и научными организациями все новые и новые задачи, комплексное решение которых, несомненно, представляет научно-прикладную значимость.

Гарадаг-Хархарское рудное поле медно-порфировых руд расположено в центральной части Шамкирского поднятия, характеризующегося сложным тектономагматическим развитием и являющегося одной из перспективных площадей Лок-Гарабагской зоны. Здесь широко развиты породы Атабейской плагиогранитной интрузии (средняя юра) и Дашкесан-Гядабейской габбро-диорит-гранодиоритовой интрузии (поздняя юра). Дашкесан-Гядабейская габбро-диорит-гранодиоритовая интрузия отличается своими магматическими производными в качестве малых интрузий и даек кварцево-диоритовых порфиров, с которыми в Гядабейском, Гарабагском и Муровдагском рудных районах генетически или парагенетически связаны рудоносные метасоматиты, что явно выражено в Гарадаг-Хархарском рудном поле, охватывающем собственно Гарадагское, Хархарское, Джагирское и другие месторождения и проявления медно-порфировых руд.

Изучению различных аспектов новых выявленных месторождений и проявлений медно-порфировых руд, приуроченных к позднеюрской гранитоидной интрузии, посвящен ряд работ [1, 3, 5, 7, 8, 9, 10]. Однако некоторые вопросы медно-порфировых объ-

ектов Гарадаг-Хархарского рудного поля не достаточно освещены в литературе. Часть исследователей необоснованно полагают, что медно-порфировое оруденение в Гядабейском рудном районе связано с Атабейской интрузией средней юры, но квалифицированный анализ геологической позиции и фактического материала позволили высказать совершенно иную точку зрения. Оказалось, что абсолютный возраст этих порфировидных малых интрузивов, штоков и дайкообразных тел кварцево-диоритовых порфиринов, с которыми связано медно-порфировое оруденение в северо-восточной части Малого Кавказа, установленный по просьбе авторов радиологическим (калий-аргоновым) методом по четырем анализам, составляет в среднем 137 млн.лет*, что соответствует поздней юре. Эти порфировидные малые интрузивы и дайкообразные тела кварцево-диоритовых порфиринов, прорвавшие среднеюрский Атабейский интрузив, сами же подвержены автометасоматическим изменениям с медно-порфировой минерализацией. Следовательно, и возраст медно-порфирового оруденения в северо-восточной части Малого Кавказа устанавливается как позднеюрский [5].

В настоящей статье рассматриваются вопросы геолого-генетической позиции и минералого-геохимических особенностей медно-порфировых руд и руд зон гипергенеза Гарадагского месторождения, расположенного в 1,0—1,5 км от с.Чардахлы, занимая юго-западную часть Гарадаг-Хархарского рудного поля. Как важный медно-порфировый рудный объект Гарадагское месторождение представляет большой интерес для выявления и изучения рудно-метасоматической зональности и определения места в ней связанного рудоотложения. Формирование такой зональности — прямое следствие направленной физико-химической эволюции рудоносных флюидов, обусловленной изменением их кислотности—щелочности и температурного режима. Медно-порфировое рудоотложение происходило именно в определенном отрезке гидротермальной деятельности, приведшего к появлению полифациальных вторичных кварцитов, пропилитов, особенно основных рудоконтролирующих кварц-серицитовых (и серицит-кварцевых) метасоматитов. С метасоматическими изменениями вмещающих пород связано формирование различных минеральных фаций и метасоматических зон с вертикальной и латеральной зональностью, являющейся следствием физико-химической эволюции, способствующей физико-химической стадийности постмагматических гидротермальных растворов, что в определенной степени условно, но тем не менее она

отражает выраженную рудно-метасоматическую зональность на Гарадагском месторождении.

Геолого-генетические, минералого-геохимические и текстурно-структурные особенности медно-порфировых руд Гарадагского месторождения присущи рудам медно-порфировой формации в целом. Устойчивый вещественно-минеральный состав и простая ассоциация первичных рудных минералов — важное отличие месторождений медно-порфировой формации, на которое обратили внимание С.А.Мовсесян, М.П.Исаенко [17], В.С.Попов [19], И.Г.Павлова [18], И.П.Ратман, С.А.Кекелия, И.Г.Нарозаули [20], Г.А.Твалчрелидзе [27], И.Д.Рябчиков [25], В.И.Рехарский [21, 22] и др.

Рассматриваемый рудный район характеризуется необычайным сосредоточением в нем серно-колчеданных, медно-колчеданных с золотой минерализацией, медно-полиметаллических, медно-энаргитовых, медно-порфировых и других руд, которые генетически связаны с средне-верхнеюрским вулканоплутоническим магматизмом. На Гарадаг-Хархарском рудном поле медно-порфировое оруденение пространственно приурочено к вулканитам (байос—бат) и породам Атабейского плагиогранитного интрузива (верхний байос). Особенно тесно оно ассоциируется с позднеюрскими малыми интрузиями, штоками и дайками кварцево-диоритовых порфиринов, сопровождавшихся генетически связанным с ними же рудоносным гидротермальным метасоматозом. Иначе говоря, все юрские вулканогенные и интрузивные образования в Гарадаг-Хархарском рудном поле в поздней юре в той или иной степени подвержены метасоматическим изменениям с медно-порфировой минерализацией. При этом значительно распространены рудоносные метасоматиты (вторичные кварциты, пропилиты, аргиллизиты и др.).

Прежде чем переходить к характеристике минерального состава медно-порфировых руд, следует дать необходимую информацию о фактуре исследований и особенностях медно-порфирового оруденения на Гарадагском месторождении, полученную главным образом по материалам многочисленных разведочных скважин, пробуренных на месторождении, а также естественных обнажений, подземных и наземных горных выработок. Подчеркнем, что Гарадагское месторождение разведывалось в основном сетью (200 200 м) многочисленных буровых скважин глубиной 150—540 м, из которых опробованы керны 80 скважин в общей сложности 2400 пог.м. и одной штольной протяженностью около 1000 пог.м. Большая часть фактического материала была собрана из кернов буровых скважин на различных эрозионных срезках и глубинах, частично из естественных выходов коренных пород и наземных выработок. При этом особое внимание было обращено на изучение и геохимическое опробование рудоносных метасоматитов от их внутренних фаций к внешним [22], охватывая всю полноту рудоносного простран-

*Для определения абсолютного возраста малых интрузивов и даек кварцево-диоритовых порфиринов в ИГ НАНА химические анализы на определение калия выполнены Э.Б.Гусейновой, на радиологическое измерение — О.Д.Багирбековой.

ства и включая область гипергенеза на месторождении. Причем первичные ореолы главных металлов (Cu и Mo) отчетливо фиксируют рудные тела и по размерам существенно превосходят зоны гипергенеза.

На месторождении собрано 2680 образцов из рудоносных метасоматитов и медно-порфировых руд, 50 образцов мономинералов для различных видов анализов (рентгенография, термография и т.д.), для изготовления шлифов и аншлифов, термобарогеохимических определений ГЖВ в минералах и особенно для количественно-спектральных анализов 2680 геохимических проб на 26 химических элементов (Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Co, Ni, V, Cr, Mn, Be, Zr, V, Vb, Ga, Sc, Ba, Sr, Si, Al, Ti, Fe, Mg, Ca, K, Na) и 420 проб для атомно-абсорбционного анализа на 6 металлических химических элементов (Cu, Mo, Pb, Zn, Co, Ni), а также для изготовления плоско-прозрачных (3970 шт.) и полированных шлифов (395 шт.). На основании данных 380 геохимических карт-срезом составлено 20 геохимических профилей (продольные и поперечные) на Cu и Mo в масштабах 1:2000 (горизонтальный) и 1:1000 (вертикальный), которые наглядно показывают количественное распределение этих элементов по горизонтали и вертикали в виде аномалий, отражая в какой-то степени морфологию рудных тел и геохимических аномалий. Перспективная площадь Гарадагского месторождения вместе с Хархарским и Хошяльским участками составляет более 15 км². Предварительной разведкой в центральной части (2 км²) месторождения оконтурено тело медно-порфировых руд (в основном вторичные сульфиды меди площадью 0,8 км²). Мощность рудного тела на месторождении в целом изменчива (от 5—10 до 50—100, реже 200 м и более, в среднем 54,6 м) и имеет сложную штокообразную форму неоднородного строения с неравномерным распределением меди и молибдена. При общей заряженности минерализацией меди и частично молибдена в ее центральной (собственно Гарадагское месторождение), южной и восточной (Хархарский и Хошяльский участки) частях оконтурены рудные тела и зоны с повышенным содержанием меди, которое в рудном теле колеблется от 0,3—0,8 до 1—2%, иногда и более, составляя в среднем 0,47% (по борту 0,30%), а молибдена значительно ниже 0,004%, так как его и так мало, к тому же он, по-видимому, в значительной степени размывается растворами при бурении скважин и не превышает обычно 0,005%, изредка доходит до 0,01%. Однако на горизонтах штолен Гарадагского и Хархарского месторождений содержание молибдена увеличивается в несколько раз, иногда доходя до 0,04—0,10% [4, 5, 16]. В некоторых аншлифах молибденита содержится до 15%.

Гарадагское месторождение, формировавшееся в три этапа, характеризуется своими минералогическими и геохимическими особенностями, имеет простую морфологию рудных тел и естественно

определяется условиями формирования самого месторождения, обусловленными рядом факторов (тектонический, магматический, литологический, метасоматический и др.). Причем немаловажное значение имеют также характер трещинно-структурной подготовки вмещающей среды и уровень эрозионного среза интрузивного массива. На первом дорудном высокотемпературном гидротермально-метасоматическом этапе, образовались рудоносные метасоматиты преимущественно вторичнокварцевой и пропилитовой формации с редкими вкрапленниками и включениями пирита, халькопирита и молибденита, гематита, магнетита, сфалерита и др. На втором среднетемпературном этапе гидротермального рудоотложения, в процессе которого формировались прожилково-вкрапленные медно-порфировые руды (штокверковые зоны). Концентрация меди в геохимических полях значительно возрастает, достигая 1—2%, иногда до 4% при ее минимальных содержаниях 0,3%. Объемно-геохимическое моделирование позволяет выявить минералогическую зональность, дать прогноз одновременно на глубину и фланги, разработать локальные поисковые критерии [5, 27]. Третий этап отличается образованием мощной области гипергенеза, охватывающей зоны окисления, выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения, а также смешанных руд, которые характеризуются более или менее высокой изменчивостью уровней концентрации меди, частично молибдена. В области гипергенеза широко представлены преобразованные (вторичные) рудные и нерудные минералы, которые могут быть использованы в качестве поисковых признаков. В частности, наличие в зоне окисления таких минералов как малахит, азурит, халькозин, хризоколл, бирюза и другие может указывать на вероятность обнаружения скрытых медно-порфировых руд. В области гипергенеза молибден более устойчив, в связи с чем рудные тела выдержаны на всем изученном интервале. Аналогичная особенность молибдена в области гипергенеза позволяет использовать его также в качестве элемента-индикатора прожилково-вкрапленных молибденово-медных руд в Гарадаг-Хархарском рудном поле. Морфология рудных тел и ореольных зон, их пространственное размещение, устойчивость молибдена в зоне гипергенеза позволяет использовать его в качестве элемента-индикатора прожилково-вкрапленных молибденово-медных руд на Гарадагском месторождении. Каждому из отмеченных этапов рудогенеза соответствуют определенные типы геохимических полей концентрирования главных рудных и индикаторных элементов, морфология, состав, структура, уровни концентрации, которые определяют относительно сложный генезис месторождения.

По характеру гидротермальных и гипергенетических (вторичных) процессов минералообразования и минерального состава первичных медно-порфиро-

вых руд и продуктов области гипергенеза на Гарадагском месторождении в вертикальном разрезе сверху вниз обнаруживаются зоны: 1) окисления, 2) выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения, 3) смешанных и 4) первичных руд. Границы зон окисления, выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения довольно четкие. Что касается границы между зоной смешанных руд с вышерасположенной зоной выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения, то она отбивается при документации кернов и подтверждается резким увеличением содержания меди. Граница смешанных руд с первичными рудами недостаточно четкая. Здесь наблюдается постепенный переход халькозин-пиритовой руды в халькопирит-пиритовую [4].

Зона окисления на месторождении развита сравнительно слабо. Она с небольшой мощностью на месторождении обнаруживается в отдельных участках, особенно в пределах его западного фланга, вдоль рудовмещающего близмеридионального разлома. Вмещающие метасоматические породы в зоне окисления интенсивно лимонитизированы и каолинизированы, в них нередко наблюдаются малахитизация и азуризация, иногда отмечаются бирюза и бирюзоносные породы. Из медных минералов встречаются малахит и азурит в отдельных небольших участках и пунктах по зоне разрывов, контактов даек и т.д. При этом содержится Cu 0,1—0,3%. Единичными скважинами (143, 144, 146, 196, 200, 198 и др.) по сетке 400 400 м в южной части Хошяльского участка на глубине 50—100 м подсечены практически богатые рудами интервалы единого рудного тела, являющегося восточным продолжением медно-порфировой залежи, оконтуренной в центральной части Гарадагского рудного поля. В целом этот участок высокоперспективный. Минералы зоны окисления представлены гётитом, гидрогётитом, гидроксидами железа, гематитом, малахитом, азуритом, хризоколлой, бирюзой, повеллитом. Все эти минералы образуют мелкую неравномерно рассеянную вкрапленность, иногда в виде включений встречаются в прожилках и жилах небольшой мощности. В зонах окисления поверхность пирита покрыта тонкими стально-серыми пленками. После травления раствором CaF_2 в пирите обнаруживаются отдельные небольшие зерна, представляющие собой HNO_3 монозерна. Пирит в зоне окисления почти полностью замещается лимонитом, а магнетит — мартитом. Халькопирит с периферии часто замещается тонкими каемками борнита и халькозина, что характерно для зоны окисления. Он замещает также магнетит, кварц, пирит и молибденит и даже порообразующие минералы. По границам зерен и трещинкам халькопирит замещается халькозином, образующим характерную петельчатую структуру. Наблюдается замещение магнетита гематитом. Вокруг замещенных зерен магнетита прослеживается переход к другим оксидам и гидроксидам железа.

Аналогично всем медно-порфировым месторождениям мира основную промышленную значимость Гарадагского месторождения медно-порфировых руд составляет зона выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения. Здесь рудные минералы представлены преимущественно пиритом, меньше халькозином и реже молибденитом, ковеллином, редко борнитом и другими, по мере углубления появляется халькопирит, проявляющийся в виде мелкой неравномерно рассеянной вкрапленности, изредка встречаясь в прожилках и жилах небольшой мощности. Мощность зоны выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения, в зависимости от конфигурации рельефа колеблется от первых десятков до 50—100 м и более, в среднем составляет 80 м. В этой зоне часто встречаются характерные нитеобразные и петельчатые структуры, возникающие в результате замещения халькопирита халькозином или халькозина ковеллином. На горизонтах 1381—1369 м высокие концентрации меди, по-видимому, также следует отнести к зоне выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения, прослеживающейся до 1333 м и имеющей мощность 40—50 м и протяженность свыше 1 км в северо-восточном (ближиротном) направлении. В верхней части зоны выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения халькопирит иногда интенсивно замещается вторичными сульфидными минералами меди (ковеллином и халькозином), а в нижней части — наблюдается замещение пирита в основном ковеллином.

Мощность зоны смешанных руд по месторождению весьма изменчива и колеблется от 10—50 до 100—140 м с содержанием Cu от 0,2—0,3 до 0,41—0,74, редко 0,74—4,52%, а Mo — 0,0001—0,003%, мощность зоны цементации — от 1—5 до 10—20 м. Верхняя граница зоны смешанных руд отбивается при документации кернов, но и подтверждается резким увеличением содержания меди. Однако граница соприкосновения зон смешанных руд и первичных сульфидных, по-видимому, нечеткая, характеризуется постепенным переходом халькозин-пиритовой руды в халькопирит-пиритовую.

Зона первичных сульфидных руд отличается наличием халькопирит-пиритовой ассоциации с незначительным содержанием халькозина и молибденита и относится к прожилково-вкрапленному типу. При этом морфология молибденсодержащих медно-порфировых руд на месторождении в целом штокверковая. Верхняя часть штокверка, оконтуренная по содержанию меди в среднем 0,47% (по борту 0,30%), представляет собой пластоподобное тело, являющееся зоной выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения. Мощность этой зоны в зависимости от конфигурации рельефа колеблется от первых десятков до 50—100 м и более, в среднем около 80 м. Наиболее распространены среди первичных руд пирит, халькопирит (пирит, как правило, превалирует над

всеми рудными минералами) и незначительно молибденит, менее — сфалерит, магнетит, борнит и др. В зоне выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения часто встречаются нитеобразные и петельчатые структуры, возникшие в результате замещения халькопирита халькозином или халькозина ковеллином. В верхних частях зоны выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения встречаются колломорфные структуры отложения лимонита. Для этой зоны также характерны петельчатые структуры замещения.

Подобно всем медно-порфировым месторождениям мира основную промышленную ценность на Гарадагском месторождении приобретают зоны окисления, выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения и смешанных руд, которые обычно занимают относительно близповерхностные и самые верхние горизонты месторождения. Здесь рудные минералы представлены преимущественно пиритом, относительно меньше — халькозином и еще реже — молибденитом, ковеллином и другими, а по мере углубления появляется халькопирит и некоторые первичные рудно-минеральные ассоциации.

На месторождении распределение прожилково-вкрапленного оруденения носит неравномерный характер. Концентрация оруденения затухает от центральной части рудного тела к периферии, а с глубиной возрастает. Первичные руды наблюдаются на максимальной глубине 380 м в буровых скважинах 170, 174^а и 181. В целом форма рудного тела штокообразная. Сложено оно вкрапленниками, включениями и одновременно сетью тонко переплетающихся прожилков пирита, халькопирита, молибденита и других минералов, обычно приуроченных к порам и трещинам в метасоматитах. Нередко наблюдается небольшое количество чешуек молибденита. Относительно обогащенные медью и молибденом участки месторождения, а так же Гарадаг-Хархарского рудного поля в целом, отчетливо контролируются зонами повышенной трещиноватости, для которых характерна система разновременных и разноориентированных разрывных нарушений. По наиболее высоким концентрациям молибденово-медной минерализации можно выделить рассеянно-вкрапленный, прожилково-вкрапленный и прожилковый типы руд. По данным многочисленных буровых скважин в пределах штоков выделаются обособленные участки, обогащенные рудной минерализацией и отвечающие по форме раздувам, карманам, чаще приуроченным к рудовмещающим разрывам, а также узлам пересечения разнонаправленных разрывов и систем трещин.

Смежная граница нижней части зоны смешанных руд и верхней части первичных сульфидных руд нечеткая и постепенно переходит от халькозин-пиритовой руды к халькопирит-пиритовой. Зона окисления

на месторождении развита в отдельных небольших участках, особенно на западном фланге месторождения вдоль крупного рудовмещающего близмеридионального разрыва. Породы зон окисления интенсивно лимонитизированы и каолинизированы, реже малахитизированы и азуритизированы. В них отмечаются бирюзоносные минеральные ассоциации и бирюза. Мощность зоны выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения на месторождении в зависимости от конфигурации рельефа изменяется от первых десятков до 50—100 м и более, в среднем составляет 80 м. Мощность зоны смешанных руд по месторождению весьма изменчива и колеблется от 10—50 до 100—140 м с содержанием Cu от 0,2—0,3 до 0,41—0,74, редко 0,74—4,52% и Mo 0,0001—0,003%. Зона первичных сульфидных руд характеризуется преимущественно халькопирит-пиритовой ассоциацией минералов с незначительным халькозином и молибденитом. Содержание меди в рудном теле колеблется от 0,1—0,5 до 0,74, иногда 1,0—4,52%. Мощность зоны первичных сульфидных руд Гарадагского месторождения составляет 40—300 м и более. Две скважины пробурены на глубину до 400 м. Между тем не удалось вскрыть штокверковую зону на полную мощность. Средние содержания Cu и Mo на этом интервале составляют соответственно 0,53 и 0,003%. Для оценки аналогичной зоны на полную мощность, по всей вероятности, следует бурение продолжить на глубину не менее 600 м.

Главная особенность гидротермально-метасоматических медно-порфировых руд и руд области гипергенеза Гарадагского месторождения заключается в следующем. Данное месторождение характеризуется скудным разнообразием ассоциаций минералов и в гипогенной рудной минерализации выделяются минералы обычно в виде рассеянной мелкой вкрапленности и маломощных прожилков. При этом наиболее ранними минерализациями являются рассеянно-вкрапленные пиритовая, затем халькопиритовая, молибденитовая и другие, ореол распространения которых широк. Наиболее распространены среди первичных рудных минералов пирит, халькопирит и незначительно молибденит; менее — сфалерит, магнетит и гематит, весьма редок борнит. Пирит, как правило, превалирует над остальными минералами первичных руд. Минералы зоны гипергенеза гётит, гидрогётит, гидроксиды железа, малахит, азурит, хризоколл, бирюза, повеллит (зона окисления); халькозин, ковеллин, борнит (зона вторичного сульфидного обогащения). Все эти минералы образуют мелкие неравномерно рассеянные вкрапленности и включения в метасоматитах, нередко встречаются в прожилках и жилах небольшой мощности.

Следует отметить, что на Гарадагском месторождении текстурные особенности первичных медно-порфировых руд и руд зон гипергенеза характеризуются удивительным однообразием. В большинстве

случаев наблюдается вкрапленная (вкрапленно-пятнистая или пятнисто-вкрапленная) текстура руд, представленная рассеянной вкрапленностью сульфидных минералов в метасоматитах. Нередко встречается прожилково-вкрапленная текстура, реже полосчатая, обусловленная выпадением из сульфидных растворов дисульфида железа — пирита по последовательно сформированному благоприятному для рудоотложения фациям вторичнокварцитовых и пропиловых метасоматитов. В сплошных сульфидных рудах, выполняющих раздувы и карманы, которые распространены незначительно, наблюдается массивная и брекчиевидная текстура. В штокверковых зонах рудного поля местами выделяются особо обогащенные участки, морфологически отвечающие раздувам и карманам.

В рудах Гарадагского месторождения в большинстве случаев визуально и под микроскопом устанавливается вкрапленная структура — на общем фоне нерудных минералов выступают отдельные, чаще равномерно рассеянные мелкие вкрапленники сульфидных минералов. В сплошных рудах редко встречаются структуры, которые характеризуются цементацией изометричных зерен пирита, халькопирита и других минералов более поздними рудными минералами — блёклой рудой, борнитом и т.д. Наблюдаются также решетчато-сетчатые структуры распада твердого раствора «борнит—халькопирит» и значительно распространены структуры замещения. Благодаря разведанию ранее выделившихся зерен пирита более поздним кварцем, халькопиритом, рутилом и молибденитом образуются скелетные структуры. Встречаются также руды с графической структурой замещения борнита халькозином. В этом случае на общем фоне халькозина сохранились мелкие бесформенные реликты борнита. В зоне выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения часто можно видеть нитеобразные и петельчатые структуры, возникающие в результате замещения халькопирита халькозином или халькозина ковеллином. В верхних частях этой зоны наблюдаются коллоидные структуры отложения лимонита. Для зоны выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения также часты петельчатые структуры замещения [14].

Минеральный состав медно-порфировых руд, особенно чисто отобранные под бинокуляр мономинералы первичных руд и руд области гипергенеза Гарадагского месторождения, изучены прецизионными минералого-аналитическими методами (рентгенометрический, термографический, микроскопический, атомно-абсорбционный, рентгено-спектральный, количественно-спектральный и др.). Приведенные рентгенографические и термографические данные исследованных минералов соответствуют эталонным. Рентгенометрические данные минералов, в частности интенсивности линий (I) и межплоскостные расстояния (d) приведены в статье ниже.

Характеристики гипогенных и вторичных рудных и нерудных минералов медно-порфировых первичных руд и руд зон гипергенеза Гарадагского месторождения, диагностированных главным образом указанными методами, также даны в настоящей статье. Рудоносные также характеризуются своими пороодообразующими и второстепенными нерудными минералами, такими как кварц, серицит, мусковит, хлорит, минералы группы каолинита, полевые шпаты (ортоклаз, олигоклаз, альбит и др.) и биотит, гипс, ангидрит, карбонаты, нередко встречаются андалузит, топаз, апатит, лейкоксен, халцедон, опал, цеолиты и др.

Пирит встречается как в самих метасоматитах часто в виде многочисленных рассеянных вкрапленников и включений, так и в кварцевых жилах и прожилках среди метасоматитов. Иногда его содержание в породе доходит до 20%. Частично пирит представлен метакристаллами, характерными для метасоматического генезиса. Они нередко катаклазированы. В зернах пирита отмечены редкие включения халькопирита, сфалерита, магнетита, имеющих ксеноморфную, нередко округлую форму. Пирит представлен двумя морфогенетическими разностями, соответствующими его двум генерациям:

Пирит-I (1—2%) — идиоморфные зерна, порою кубического облика в ассоциации с кварцем, относительно мелкие (0,01 мм).

Пирит-II (8—10%) — относительно крупные идиоморфные зерна, хотя корродированные и замещенные гидроксидами железа гётит-гидрогётитового ряда. Зерна пирита-II нередко приобретают скелетную и округлую форму, содержат зерна кварца. Довольно часто наблюдаются кварц-пиритовые и пиритовые прожилки и жилы мощностью 0,5—4 см, в которых пирит образует массивные выделения или идиоморфные кристаллы, располагаясь в центральной части жил и прожилков, а местами слагает их целиком. При этом вдоль зальбандов жил и прожилков во вмещающих метасоматитах наблюдается призальбандовые изменения типа окварцевания и серицитизации.

В зоне окисления поверхность пирита покрыта тонкими стальными-серыми пленками, а внутри остается свежей. Под микроскопом при травлении поверхности полированного шлифа раствором (HNO_3 CaF_2) в пирите обнаруживаются небольшие обособленные выделения, представляющие собой монозерна. Пирит в зоне окисления почти целиком замещается лимонитом. В верхней части зоны вторичного сульфидного обогащения он нередко интенсивно замещается вторичными сульфидными минералами меди (ковеллин и халькозин), а в нижней — пирит замещается в основном ковеллином.

Рентгенометрические данные мономинерального пирита полностью соответствуют эталонным. Результаты анализа по определению интенсивности линий (I) и межплоскостных расстояний (d) пирита приведены ниже:

<i>I</i>	<i>d</i>
10	1,597
20	3,106
40	1,562
50	1,503
60	1,909
70	2,415; 1,785; 1,443
80	2,693
100	1,627

Количественно-спектральными анализами в пирите обнаружены Cu, Pb, Zn, Mo, Ti, Cr, V, Co, Ni, Sr, Zr, Mn, редко Be, Y, Sc, Ag, Ba, Ga. Следует отметить, что в окисленном пирите содержание Cu 1%, а в обычном 0,22—0,60% и Mo 0,00026—0,003%.

Халькопирит после пирита — один из наиболее распространенных полезных минералов (1—8% и более). Причем его высокие содержания (5—8% и более) обнаружены в кернах (табл. 1).

Однако низкие содержания халькопирита (1—2% и менее) обнаружены в кернах почти всех скважин и всех глубин.

С увеличением содержания халькопирита в метасоматитах соответственно возрастают концентрации меди в них, как например, при наличии халькопирита в количестве 5—8% в метасоматитах Cu 0,4—0,83%, халькопирита 3—4%, а Cu 0,2—0,3%, халькопирита 1—2%, а Cu 0,0025—0,13%, что совершенно естественно. Распределение халькопирита и меди по глубине неравномерное. Наблюдается халькопирит в виде включений, вкрапленников, гнезд и прожилков. Размеры зерен халькопирита колеблются от тысячных долей миллиметра до 1 см, но в рудах преобладают выделения до 0,1—0,13 мм. Иногда образует тонкие прожилки не более 1 см. В отдельных штуфах халькопирит встречается в кварцевых прожилках, где образует очень мелкую неравномерно рассеянную вкрапленность. В местах значительного скопления вкрапленников халькопирита наблюдается перекристаллизация окружающего кварца с образованием очень мелких его прозрачных гексагональных метакристаллов. Иногда в халькопирите видны реликты прозрачных минералов, образовавшихся при метасоматическом замещении. Халькопирит в основном ассоциирует с пиритом, молибденитом, гематитом, кварцем и содержит включения сфалерита и очень редко пирита, иногда образуя с ним сростки. Относительно реже наблюдаются сростания халькопирита с борнитом и кубанитом. Причем они замещают халькопирит, о чем свидетельствуют

1. Содержания халькопирита в кернах различных скважин на различной глубине (5—8% и более)

Скважины	Глубина, м	Аншлифы
175	114—120	3362
186	134—138, 158—163, 200—206, 211—216, 231—237, 276—281	3428, 3433, 3441, 3443, 3447 ₂ , 3454
191	288—294	3479
190	108—114, 125—132, 188—193	3516 ₂ , 3519 ₁ , 3529 ₁ , 3529 ₂
195	155—60	3643
188	80—84, 195—201	3654, 3675
184	220—227	3345
175	274—280	3391
186	138—144, 206—211, 225—237	3429, 344 ₂ , 3446 ₂ , 3447 ₃
191	254—260	3479
190	254—260; 108—119, 132—138	3479; 3516 ₁ , 3516 ₃ , 3517 ₂ , 3520 ₁
202	93—98, 203—209,	3593 ₂ , 3613 ₁ , 3613 ₂
188	97—103, 180—189, 201—206	3657, 3673 ₁ , 3676
184	145—150, 222—228	3704, 3718
197	45—52, 79—84, 152—157, 224—230	3783, 3790, 3803 ₂ , 3817
188	210—214	3678
Штольня 1	1220—1230	3829, 3833

реликтовые остатки халькопирита в отдельных включениях кубанита и борнита. Халькопирит с периферии часто замещается тонкими каемками борнита и халькозина и это характерно для зоны окисления. Он замещает порообразующие минералы, магнетит, кварц, пирит и молибденит. По границам зерен и по трещинкам халькопирит иногда замещается халькозином, который образует характерную пестчатую структуру. Встречаются аллотриморфные зерна халькопирита 0,001—1 мм.

Рентгенограмма халькопирита соответствует эталонным данным. Результаты анализа по определению интенсивности линий (*I*) и межплоскостных расстояний (*d*) халькопирита представляются в следующем виде:

<i>I</i>	<i>d</i>
20	4,214
30	2,205; 1,573
40	3,732
50	3,326; 2,637; 1,445
60	1,500
70	2,702; 1,318
80	2,416; 1,209
90	1,629
100	3,119; 3,028; 1,910; 1,852; 1,590

Количественно-спектральным методом в 5 анализах халькопирита обнаружены (в весовых долях %): Cu 1, Pb 0,0002—0,00033, Zn 0,001—0,035, Ag 0,0002—0,0016, Mo 0,00021—0,00093, Ti 0,012—0,096, Cr 0,0013—0,0019, Co 0,0003—0,0034, Ni 0,00009—0,0025, Sr 0,0012—0,0084, редко V — в 4-х не обнаружен, в одном 0,0017, Mn — в 3-х не обнаружен, в 2-х 0,002—0,0065, Be — в 3-х не обнаружен, в 2-х 0,0001—0,0003, Yb — в 3-х не обнаружен, в 2-х 0,00032, Zr — в 4-х не обнаружен, в 1-м 0,0031, Y — в 4-х не обнаружен, в 1-м 0,0006, Sc — в 4-х не обнаружен, в 1-м 0,0008).

Молибденит после халькопирита относится к числу главных полезных минералов, тем не менее, его очень мало. Он образует радиально-лучистые скопления и оторочки, состоящие из мелких пластинок в кварцевых прожилках, кварц-пиритовых жилах. С пиритом, заполняющим центральную часть прожилка, контактов молибденита не обнаружено. Молибденит также в виде тонкочешуйчатого агрегата в ассоциации с кварцем и пиритом присутствует во вторичнокварцитовых метасоматитах. Иногда в рудной массе его содержание доходит до 10-15% (штольня 1, интервал 1220—1230 м, аншлиф 3831), а в большинстве

случаев встречается единичными чешуйками и вкрапленниками. Наблюдаются совместные нахождения его с пиритом и халькопиритом. Обнаруживаются крупночешуйчатые, среднечешуйчатые и тонкочешуйчатые выделения молибденита. Крупночешуйчатые слагают мономинеральные агрегаты и прожилки, но чаще всего концентрируются в зальбандах кварцевых жил и в прожилках чешуйчатыми агрегатами (до 0,3—2,0 мм). Крупночешуйчатый молибденит замещается повеллитом с образованием псевдоморфоз. Иногда молибденит корродирует более ранний пирит. Тонкочешуйчатый молибденит в виде мелких пластинок (не более 0,09 мм) образует радиально-лучистые скопления и розетки в кварце, мусковите, сериците и др. Иногда с ним ассоциирует халькопирит, однако чаще всего выделения этих двух минералов пространственно разобщены. Оптические свойства крупночешуйчатого молибденита, измеренные в 1986 г. Е.К.Ланге (ИГЕМ АН СССР, г.Москва), показали, что молибденит представлен смесью двух политипных модификаций 2Н и 3R, причем преобладает модификация 2Н.

Диагностика молибденита в лабораторных условиях дополнена изучением его под микроскопом в полированных шлифах и особенно рентгенометрическими данными. Результаты рентгенометрического анализа по определению интенсивности линий (*I*) и межплоскостных расстояний (*d*) молибденита следующие:

<i>I</i>	<i>d</i>
10	1,7355
20	3,356; 1,5675
30	2,7371; 2,6670; 2,0213; 1,6789
40	6,608; 3,066
50	2,4886
60	1,6279; 1,4754
80	5,641; 2,2774
100	2,0437; 1,8272; 1,5277

Магнетит как бы аксессуарный гипогенный минерал нередко обнаруживается в виде идиоморфных зерен среди метасоматитов. Встречаются случаи, когда магнетит представлен зернами кубического облика размерами от 0,001—0,7 до 1 мм, чаще всего встречается в скелетной форме. Иногда ассоциируют с темноцветными нерудными минералами метасоматитов. На месторождениях Гарадаг-Хархарского рудного поля обнаруживается магнетитизация магнетита, способствующая замещению его маггемитом и гематитом. Местами встречаются выделения магнетита, замещающиеся гематитом, реже пиритом. Анализ взаимоотно-

шений агрегатов пирита, молибденита, халькопирита и магнетита указывает на образование магнетита раньше других. В зоне гипергенеза при окислении наблюдаются реликты магнетита, где он замещается лимонитом, реже лепидокрокитом. Вокруг замещенных зерен магнетита виден переход к другим оксидам и гидроксидам железа. В зоне окисления магнетит замещается также и мартитом.

Борнит развит ограниченно в виде мелких неправильных зерен нередко образует включения совместно с халькопиритом в пирите или же наблюдаются по перифериям халькопирита, а также замещается тонкой каемкой (до 0,02 мм) халькозина. В первом случае борнит является гипогенным, во втором — гипергенным.

Гематит распространен относительно широко и образует радиально-лучистые выделения и одиночные таблитчатые зерна среди рудоносных метасоматитов и отличается пластинчатой формой и сыпью пластинок. Гематит как один из ранних минералов изредка наблюдается в тесной ассоциации с рутилом. В то же время в зоне окисления он как гипергенный минерал образовался при окислении магнетита, замещая его частично или полностью и формируясь путем псевдоморфозы по магнетиту. Находится в ассоциации с маггемитом.

Гётит широко распространен в зоне окисления. Наблюдаются петельчатые, зональные, ритмические структуры замещения. В зоне окисления наряду с гётитом образуются и другие гидроксиды железа — гидрогётит, лепидокрокит.

Результаты рентгенометрического анализа гётита по определению интенсивности линий (I) и межплоскостных расстояний (d), соответствующие эталонным данным, представлены следующим образом:

I	d
10	4,473; 2,077; 1,656
20	2,53; 1,975; 1,771; 1,627; 1,424; 1,247
30	4,965; 2,958; 2,474; 1,909; 1,611; 1,512; 1,371; 1,348; 1,274
40	1,788; 1,678; 1,392; 1,320; 1,300
50	2,238; 2,169; 1,771
60	1,481; 1,447
70	3,364; 1,561
100	4,178; 2,678; 2,462; 1,721

Сфалерит очень редко образует самостоятельные мелкие (от 0,01 до 0,5 мм) ксеноморфные выделения. Обычно он встречается в виде микровключений в пирите и халькопирите. В некоторых аншлифах (3516₁, 3833₁, 3833₂, 3832 и др.) наблюдаются единичные выделения сфалерита с эмульсион-

ной вкрапленностью халькопирита (структура распада твердого раствора «сфалерит—халькопирит»). Эмульсионная структура распада твердого раствора халькопирит-сфалеритового агрегата в практике используется в качестве геотермометра [23, 28], позволяющего предполагать, что образование подобных сростаний происходило при температурах 250—400 С. Подобно халькопириту сфалерит замещается вторичными сульфидами меди, обычно халькозином, который по тончайшим трещинкам в виде волокон пронизывает сфалерит.

Титанистые минералы (титаномагнетит, ильменит, рутил). Титаномагнетит в породе наблюдается в виде эмульсионной вкрапленности (до 0,5 мм). Выделения его аллотриоморфные. В отдельных аншлифах образуется ильменит за счет разложения титаномагнетита. Рутил в виде скоплений приурочен к нерудным минералам, особенно мусковиту, очень редко — к выделениям пирита и халькопирита. Одно из интересных явлений — обнаружение рутила в мусковитовых прожилках, хотя он образовался раньше мусковита. Под микроскопом можно видеть, что вокруг зерен рутила, собранных в кучки, образован мусковит. Иногда обнаруживаются отдельные кристаллики рутила в пластинах мусковита. Это также подтверждает, что рутил образовался раньше мусковита. Форма преимущественно неправильная, реже встречаются удлиненные кристаллики. Часто наблюдаются характерные для рутила мелкие призматические кристаллики. В поляризованном свете обнаруживаются полисинтетические, иногда коленчатые двойники рутила.

Результаты рентгенометрического анализа по определению интенсивности линий (I) и межплоскостных расстояний (d) рутила приведем ниже.

I	d
20	1,540; 1,1476
30	2,291; 1,168
40	2,048; 1,488; 1,358; 1,0833
50	1,450
60	1,803; 1,0929; 1,0416
80	2,250; 1,620
90	2,467
100	3,240; 1,677; 1,368

Золото обнаружено в интервале 130—135 м скв.184 (например, аншлиф 3701) в ассоциации с пиритом (10%), халькопиритом, гидроксидами железа, рутилом и кварцем. Помимо того, под микроскопом в аншлифах обнаруживаются точечные зернышки золота, отличающиеся более высокой отражательной способностью.

Глинистые минералы представлены каолинитом, дикситом, монтмориллонитом и галлуазитом. На месторождении выделяются два генетических типа каолинита.

Каолинит-I — гипогенный минерал рудовмещающих метасоматитов Гарадагского месторождения, представлен агрегатами мельчайших листочков и чешуек размером 0,05—0,001 мм. Содержание его в породах от 0—10 до 50% и более. Интенсивная каолинизация пород на месторождении как продукт гидротермальной аргиллизации наблюдается в разломных зонах с повышенным содержанием включений и прожилков пирита. В таких зонах нередко образуется мономинеральная каолинитовая масса большой мощности, имеющая промышленное значение.

Каолинит метасоматически развивается по плагиоклазам, серициту и др. Обычно встречается в парагенезисе с серицитом, кварцем и гидрослюдами.

Каолинит-II гипергенный, образуется в зоне окисления, ассоциируя с гидрослюдой, гипсом, кварцем, опалом, кальцитом. Гипергенная каолинизация и лимонитизация пород взаимосвязаны. С глубиной процессы каолинизации и лимонитизации пород затуха-

ют, но каолинизированные породы прослеживаются глубже нижней границы зоны лимонитизации.

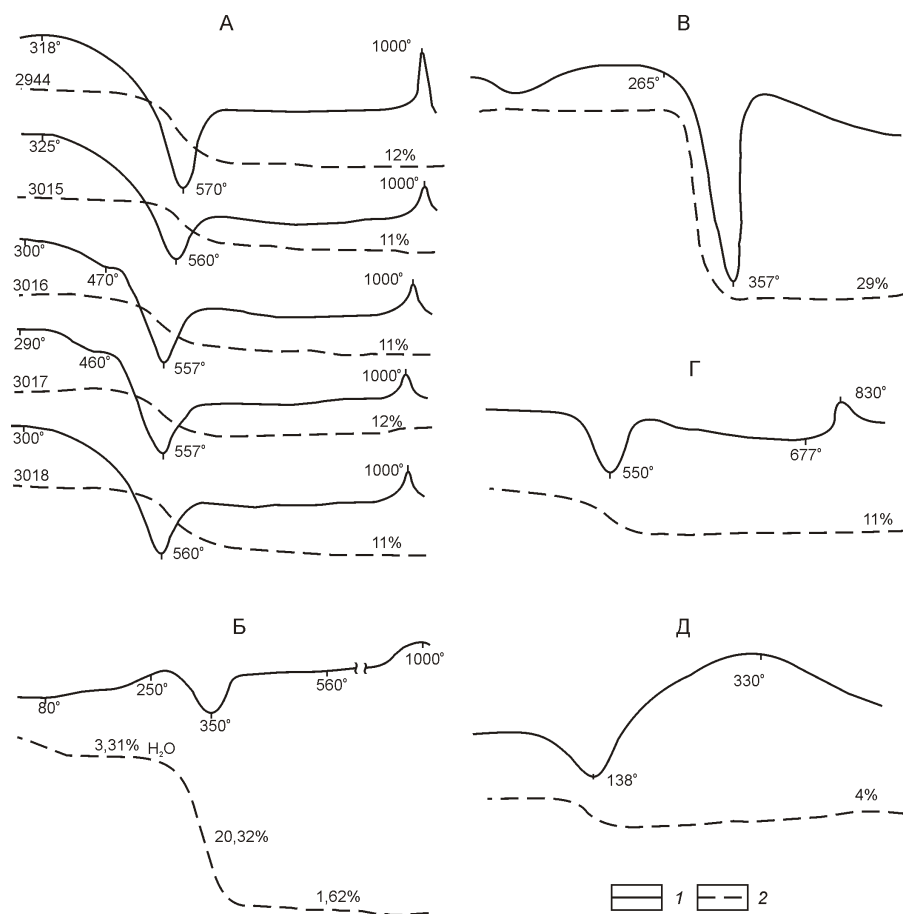
Результаты рентгенометрического анализа каолинита по определению интенсивности линий (*I*) и межплоскостных расстояний (*d*) соответствуют эталонным данным:

<i>I</i>	<i>d</i>
10	4,125; 3,867; 3,726; 2,375; 2,173; 2,125; 1,852; 1,814; 1,758; 1,382; 1,371;
20	2,637; 2,519; 1,990; 1,199
30	4,39; 2,564; 2,495; 2,338; 2,286; 1,665; 1,542
40	4,238
70	3,562; 1,486
80	7,09
100	3,331

Термограммы каолинитов (см. рисунок, А) дают похожие между собой характерные кривые нагревания. Эндотермические реакции носят ступенчатый характер при температурах 290—325 С, 460—470 С и 557—570 С. Экзотермический эффект зафиксирован при температуре 1000 С. Эндотермический эффект при температуре 557—570 С обусловлен потерей гидроксильных ионов и аморфизацией. Экзотермическая реакция при температуре 1000 С вызвана возникновением муллита или же кристобалита. Общая потеря массы каолинита составляет 11—12%.

По данным обычного спектрального анализа как в гипогенном, так и гипергенном каолинитах наблюдаются постоянные примеси: Cu, Mo, Ca, Mg, Fe, Mn, Ti, V, Cr, Co, Ni, Pb, Zn, Ga, Be, Y, Zr, Vb, Sc, Ba и Sr. Количественно-спектральным анализом установлены содержания, приведенные в табл. 2.

Монтмориллонит развит главным образом в зоне окисления. Породы раздробленных участков в большинстве случаев при воздействии различных процессов превращены в монтмориллонит. Под бинокулярным микроскопом установлено, что монтмориллонит в основном содержит кварц. После очищения кварцевых кристаллов



Кривые дифференциально-термического (ДТА) и термогравиметрического анализов: каолинитов (А), азурита (Б), хризколла (В), бирюзы (Г) и гипса (Д) из Гарадагского месторождения:

анализы: 1 — ДТА, 2 — ТГ

2. Содержание металлов в каолинитах по данным количественного спектрального анализа (в %)

Металлы	Число определений	Среднее содержание, %
Cu	7	0,26
Pb	7	0,0005
Zn	7	0,0016
Ag	1	0,0003
Mo	7	0,00034
Ti	7	0,30
V	5	0,0058
Cr	7	0,0026
Co	3	0,00035
Ni	4	0,0009
Mn	7	0,0159
Ga	5	0,00172
Be	4	0,0002
Y	4	0,0005
Zr	7	0,0042
Yb	2	0,00035
Sc	5	0,00029
Ba	6	0,0094
Sr	7	0,0106

для точной диагностики произведены рентгенометрические анализы по определению интенсивности линий (I) и межплоскостных расстояний (d) монтмориллонита, результаты которых приведены ниже:

I	d
20	0,8548
30	2,1538; 1,2064; 1,1718; 1,1002
50	1,6668; 1,2429
60	2,2386; 1,7077
70	2,4097
90	3,067; 1,4867
100	5,20; 4,530; 2,617; 2,5485; 1,2933

Халькозин распространен локально и относится к числу относительно менее распространенных минералов зоны окисления, возникает на месте первичных сульфидов меди, особенно наблюдается в виде каемок по периферии халькопирита. Местами халькопи-

рит сохраняется в виде реликтов в халькозине. Величина каемок и прожилков халькозина изменяется от тысячных долей миллиметра до 0,02 мм. Халькозин — гипергенный минерал, представлен скрытокристаллической разностью, на воздухе по поверхности зерен быстро образуются пленки побежалости. В рудах халькозин почти полностью замещает борнит. Реже наблюдается картина, где пирит замещается халькозином.

Ковеллин — вторичный сульфид меди, развивается по халькозину и значительно меньше распространен. Ковеллин проникает в халькозин или по трещинкам, или развивается по пириту в виде пластинчатых агрегатов (от 0,1 до 0,2 мм), также развивается ковеллин и по халькопириту.

Малахит широко распространен в зоне окисления, изредка в зоне выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения. Обычная форма его проявления — тонкие пленочки, корочки, примазки на стенках трещин, частично выполняет промежутки между зернами минералов в породе, как бы цементируя их. Он очень часто слагает почки с радиально-лучистыми и скрытокристаллическими строениями и замещает халькопирит, халькозин и др.

Азурит распространен в окисленных рудах значительно реже, чем малахит, но почти всегда встречается вместе с ним, выделяясь позже него. На тех участках, где преобладает азурит над малахитом, наблюдается тонкое переслаивание корочек азурита и малахита. Азурит образует корочки, примазки и почки на поверхности трещин, покрытых гетитом, каолинитом и малахитом. Почки его имеют радиально-лучистое и скорлуповатое строение. Диаметр шариков азурита достигает 1,5 см, толщина корочек его измеряется от сотых долей до 2—3 мм. Азурит, как правило, образует зернистые и редко скрытокристаллические агрегаты в землистых массах. Результаты рентгенометрического анализа по определению интенсивности линий (I) и межплоскостных расстояний (d) азурита, соответствующие эталонным данным, следующие:

I	d
20	2,01; 1,177; 1,148; 1,076; 1,032
30	2,10; 1,897; 1,569; 1,254; 1,235; 1,200; 1,123; 1,105; 1,050;
40	3,10; 2,92; 2,82; 2,16; 1,370
50	2,33; 1,779; 1,594; 1,513; 1,474; 1,428
60	1,816
70	3,34; 2,28; 2,22; 1,947
80	3,65; 2,52
90	5,15
100	3,52

Кривые дифференциально-термического анализа и нагревания азурита показаны на рисунке, Б. Наблюдается ступенчатый характер эндотермических реакций, зафиксированных при температуре 80 С, 250—350 С, 560 С и примерно 1000 С. Общая потеря массы составляет 25,25%.

Хризоколла — один из минералов зоны окисления. Рентгенометрические данные хризоколлы по определению интенсивности линий (*I*) и межплоскостных расстояний (*d*) соответствуют эталонным:

<i>I</i>	<i>d</i>
20	1,374
30	4,242
40	1,542
50	2,454
60	1,817
100	3,35

Кривая нагревания хризоколлы видна на рисунке, В. Отличает ее явно выраженный эндотермический эффект при температуре 265—357 С, который обусловлен, по-видимому, выделением межпакетной воды, если, как принято считать хризоколла относится к группе монтмориллонита. Потеря массы минерала составляет 29%.

Бирюза встречается в зоне окисления и ассоциирует с опалом, каолинитом, бурыми железняками и др. Нередко образуется по полевым шпатам. Цвет бирюзы яблочно-зеленый и наблюдается в виде плотных скрытокристаллических масс почковидной или неправильной формы, а также корок и прожилок. На кривой нагревания бирюзы отмечаются два эндотермических эффекта 550 С и 667 С и один экзотермический — 830 С (см. рисунок, Г).

Повеллит наименее распространен. Он интенсивно, иногда нацело замещает молибденит, образуя псевдоморфозы с сохранением его общего облика. Размер выделений повеллита не превышает 0,05—0,2 мм.

Серицит после кварца весьма широко распространенный минерал рудовмещающих метасоматитов. Его содержание колеблется в пределах 0—3% в слабо измененных интрузивных породах и достигает 70% и более в кварц-серицитовых метасоматитах. В околорудно-измененных породах, вмещающих медно-порфиговое оруденение, серицит отмечается почти во всех фациях (пирит—серицит—кварц, серицит—кварц, халькопирит—серицит-кварц и др.). Серицит метасоматически замещает полевые шпаты и биотит. В жильном серицит образует как очень мелкие и тонкие чешуйки, так и более крупные, собранные в кучки и радиально-лучистые розетки размером 0,5—1,0 см. Он также встречается с аль-

битом. Тонкочешуйчатый серицит часто сопровождается каолинитом. Особенно в больших количествах серицит развит в кварц-серицитовой фации метасоматитов. В сульфидно-кварцевых прожилках серицит заполняет промежутки между зернами кварца и пирита. Иногда серицит ассоциирует с опалом и халцедоном. По данным спектрального анализа в сериците присутствуют примеси Pb, Ti, Cr, Co, Y, Zr, Vb, Sr. В весовых долях содержится Cu 0,24% и Mo 0,00059%. Рентгенограмма по определению интенсивности линий (*I*) и межплоскостных расстояний (*d*) серицита хорошо диагностирует его:

<i>I</i>	<i>d</i>
20	1,423
30	3,186; 2,797; 1,819
40	2,978; 2,495; 1,542
50	1,245
60	1,349
70	1,992
80	4,939
100	9,869; 3,321; 2,558

Мусковит — наиболее распространенный после серицита из группы слюд и образует листочки, чешуйки и пластинки как в жилах, так и в рудоносных вторичных кварцитах и грейзеноподобных метасоматитах как обычный породообразующий минерал. В жилах образует крупные листочки в ассоциации с рудными и нерудными минералами, а в метасоматитах обнаруживается мелкочешуйчатая его разновидность. Оптические константы, измеренные в иммерсионных жидкостях, представлены: *Ng* 1,582, *Np* 1,573, *Ng-Np* 0,009. Пластинки мусковита были подвержены рентгенометрическим анализам по определению интенсивности линий (*I*) и межплоскостных расстояний (*d*), результаты которых приведены ниже:

<i>I</i>	<i>d</i>
10	3,2035; 2,0556; 1,8066
20	3,6975; 2,4629; 2,2467; 1,9504; 1,4709
30	1,8648; 1,5944; 1,4474
40	3,867; 3,5038; 2,7816; 2,1843; 1,5202
50	3,0939; 2,3708; 1,5545
60	5,017; 1,7157
70	4,499; 2,8622; 2,1177
90	1,9866; 1,6465
100	10,023; 3,3407; 2,5678; 1,4978

Рентгенометрические анализы мусковита в основном сделаны на Fe-излучение в Институте геологии НАН Азербайджана и в советское время в рентгенолаборатории ИМГРЭ (г. Москва), где были произведены его дифрактограммы и дебаграммы.

Биотит и другие слюды развиты в метасоматитах в переменных количествах. Биотит не магматического, а метасоматического происхождения; средне- и мелкочешуйчатый. Он образует скопления мелких листочков, чаще развит совместно с кварцем. Местами биотит-кварцевые агрегаты имеют формы линзочек, коротких прожилков и каёмки мощностью до 2 см. Каёмки развиты вдоль молибденит-кварцевых и халькопирит-кварцевых прожилков. По данным спектрального анализа в биотите присутствуют примеси Ba, Sr, Sc, Zr, Be, Ga, Ni, Cr, V, Ti, Zn. В биотите определена Cu в количестве 0,32%, а Mo в нем не установлено.

Гипс — гипогенный минерал, обычно приурочен к участкам минерализованных пород и в виде таблитчатых кристаллов слагает прожилки, жилы и гнезда мощностью 0,5—2,0 см и протяженностью до 1 м. Гипс образуется путем отложения в трещинках и реже замещает карбонаты и полевые шпаты. В жилах он встречается с карбонатами, каолинитом и кварцем. Обычно выделения гипса расположены вдоль зальбандов, а в центральной части жилы развиты агрегаты ангидрита, где гипс замещает ангидрит [13]. Для чистого гипса характерна рентгенограмма. Результаты рентгенометрического анализа по определению интенсивности линий (I) и межплоскостных расстояний (d) гипса, соответствующие эталонным данным, следующие:

I	d
10	1,0358
20	1,2665; 1,1384
30	3,717; 1,6325; 1,3244; 1,0812
40	2,4677; 1,8676; 1,3511; 1,2614; 0,9875
50	2,6845; 2,0684; 1,1992
60	7,65; 1,7769
70	2,8588
80	1,5721; 1,4546
90	4,304; 1,6560
100	3,0623; 2,2182

Кривая дифференциально-термического нагревания гипса (см. рисунок, Д) является типичной для гипса. Весьма характерны эндотермический и экзотермический эффекты при температурах соответственно 138 и 330 С. Потеря массы его составляет 4%. Анализ фактического материала показывает, что

исследованный гипс, являясь гипогенным, образовался при температуре 100—80 С.

Ангидрит обнаружен только в кернах скв.170 (интервал 304—314 м) во вторичных кварцитах в виде пятен, но преимущественно встречается в кварц-кальцитовых прожилках с рудной минерализацией (пирит, халькопирит и др.) и представлен толстотаблитчатыми, ромбобипирамидальными призматическими кристаллами с совершенной спайностью. Цвет фиолетовый, в тонких пластинках прозрачен, почти бесцветен. Наличие ангидрита в медно-порфировых месторождениях отмечается редко, однако его появлению придается серьезное значение [13, 26]. Верхняя граница зон гипс-ангидритовой минерализации в аналогичных месторождениях проходит в 150—300 м от современной поверхности и иногда глубже, т.е. значительно ниже зоны окисления, которая редко опускается ниже 50—100 м. Ангидрит из Гарадагского месторождения, впервые обнаруженный авторами, является гипогенным [4, 5]. Кристаллизация гипогенного ангидрита происходила при довольно высоких температурах порядка 650—400 С и до 200 С [24], что подтверждено данными экспериментов [29].

Анализ минерально-вещественного состава первичных медно-порфировых руд Гарадагского месторождения с учетом их структурно-текстурных особенностей позволил предварительно выделить несколько возможных парагенетических ассоциаций минералов, таких как пирит-кварцевая с магнетитом, халькопирит-пирит-кварцевая с гематитом, молибденит-мусковит-кварцевая с пиритом и гематитом, сфалерит-молибденит-халькопирит-мусковит-кварцевая с халкозином, пирит-халькопирит-кварцевая с молибденитом и серицитом, пирит-гематитовая, пирит-серицит-кварцевая, серицит-кварцевая и др. [1, 4, 5].

Из изложенного материала можно сделать следующие выводы:

1. В Гарадаг-Хархарском рудном поле, да и в Гядабейском, Гарабагском и Муровдагском рудных районах северо-восточной части Малого Кавказа в целом, медно-порфировое оруденение пространственно приурочено к вулканитам и интрузивным породам юрского возраста, тогда как пространственно-генетически связано с рудогенерирующими малыми интрузиями, штоками и дайками кварцево-диоритовых порфиров, кварцевых диоритов и гранодиорит-порфиров позднеюрского (возможно, позднеюрско-раннемелового) возраста, являющихся особыми фациями умеренно-кремнекислых интрузивов габбро-диорит-гранодиоритовой формации базальтоидной магмы, внедрившихся в поздней юре в тела предшествующих интрузивов и сопровождавшихся рудоносным аутометасоматозом.

2. Гарадагское месторождение, формировавшееся в три этапа (дорудный высокотемпературный гидротермально-метасоматический, средне- и низкотемпературно-гидротермального рудоотложения и форми-

рование зон гипергенеза), характеризующиеся своими минералого-генетическими и геохимическими особенностями.

3. Геолого-генетические, петролого-метасоматические, минералого-геохимические и текстурно-структурные особенности медно-порфировых руд Гарадагского месторождения отражают характерные черты, присущие рудам медно-порфировой формации в целом. Устойчивость вещественно-минерального состава и простая ассоциация первичных рудных минералов характеризуют важную особенность месторождений медно-порфировой формации.

4. Особенности вещественно-минерального состава медно-порфировых руд и закономерности распространения двух главных рудообразующих (Cu, Mo) и индикаторных (Mo, Cu, Ag, Pb, Co, Ni, Sc, V, Ba, Sr) элементов в рудоносных метасоматитах позволяют дать прогноз промышленного оруденения на глубину и фланги месторождения, где диапазон распространения оруденения не ограничивается разведанным нижним горизонтом с абсолютной отметкой 1069 м. Скважины 165, 166, 167, 129, 189, 174а, 152, 194, 175, 186, 191 по неизвестной причине приостановлены прямо в рудном интервале; локальный геохимический прогноз указывает на необходимость дальнейшего бурения ряда скважин до глубины 500—600 м.

5. Рудоносная зона на Джагирском участке изучена скважинами 251 и 259 на всю мощность, где содержание Cu 0,1—0,23%, Au в керновых пробах длиной 4 м — 1,0 г/т, а в пробе с глубины 120 м (скв.267) — 0,42 г/т. Рудное тело вскрыто и оконтурено скважинами 260, 262, 263, 264, 330, где содержание Cu 0,2—0,6%, иногда до 0,8%, Mo — 0,001—0,002%, иногда до 0,04%.

6. Гарадагское месторождение характеризуется наличием области гипергенеза, представленного в вертикальном сечении сверху вниз зонами: 1) окисления, 2) выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения, 3) смешанных и 4) первичных руд. Некоторые минералы (малахит, азурит, халькозин, хризоколл, бирюза и др.) зоны окисления могут быть использованы в качестве прямых поисковых признаков для обнаружения скрытых медно-порфировых руд.

7. Текстура и структура первичных руд и руд зон гипергенеза характеризуются удивительным разнообразием: текстура вкрапленная (вкрапленно-пятнистая, пятнисто-вкрапленная), нередко прожилково-вкрапленная, реже полосчатая, массивная и брекчиевидная и др.; структура часто вкрапленная, на общем фоне нерудной массы равномерно рассеяны вкрапленники сульфидов; в сплошных рудах редки структуры, характеризующиеся цементацией зерен пирита, халькопирита и другими более поздними рудными минералами (блэккая руда, борнит и т.д.), решетчато-сетчатые структуры распада твердого

раствора «борнит—халькопирит», значительны структуры замещения, скелетные, графические, колломорфные, петельчатые и нитеобразные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Р.Н., Мустафаев Г.М., Мустафаев М.А. и др. Изучение петрологических особенностей Атабек-Славянской группы гранитоидов в их метасоматитов с целью выявления закономерностей формирования и размещения медно-порфирового оруденения. — Баку, 1979.
2. Абдуллаев Р.Н., Мустафаев Г.В., Мустафаев М.А. и др. Мезозойские магматические формации Азербайджана и связанное с ними эндогенное оруденение. — Баку: Элм, 1988.
3. Азадалиев Дж.А., Алиев И.А., Мустафаев Г.В. и др. Формационный анализ метасоматических образований на примере Хархарского рудного поля (Малый Кавказ) / Петрология литосферы и рудоносность. Тезисы докл. VI Всесоюз. петрограф. совещания. — Л., 1981. С. 260—261.
4. Азадалиев Дж.А., Курбанов Н.К. Разработка геохимических критериев поисков месторождений медно-порфировых руд (на примере Гарадагского месторождения). — Баку, 1987.
5. Азадалиев Дж.А. Геолого-генетическая модель медно-порфировых формаций геосинклинального режима как основа прогноза и поисков скрытого оруденения (на примере Малого Кавказа) // Изв. АН Азерб. ССР. Серия наук о Земле. № 4. 1989. С. 64—72.
6. Азадалиев Дж.А. Особенности медно-порфирового оруденения различных тектоно-магматических режимов Малого Кавказа / Материалы международного научного симпозиума «Геодинамика и принципы палеотектонических реконструкций». — Ташкент, 1997. С. 145—147.
7. Азадалиев Дж.А. Плутоногенно-триединые процессы контактово-термального метаморфизма, скарнового рудогенеза и медно-порфирового оруденения (на примере Малого Кавказа): Автореф. дисс.... док. геол.-минер. наук. — Баку, 1998.
8. Азадалиев Дж.А., Гусейнова Э.Б. Минералого-генетические особенности зон гипергенеза Гарадагского месторождения медно-порфировых руд (Гядабейский рудный район Малого Кавказа, Азербайджан) // Изв. НАН Азербайджана. Серия наук о Земле. 2009. № 2. С. 15—25.
9. Азадалиев Дж.А., Гусейнова Э.Б. К минералогии зоны гипергенеза Гарадагского месторождения медно-порфировых руд (Гядабейский рудный район Малого Кавказа, Азербайджан) // Geophysics news in Azerbaijan. 2009. № 1—2. С. 23—28.
10. Бабазаде В.М., Рамазанов В.Г., Мамедов З.И. и др. Геолого-геофизические и геохимические основы модели рудно-магматических систем медно-порфировых месторождений Гядабейского рудного района / Научное наследие академика М.А.Кашкая: взгляд из XXI века. — Баку: Nafta-Press, 2007. С. 58—84.
11. Билибин Ю.А. Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи. — М.: Госгеолтехиздат, 1955.
12. Гусейнова Э.Б. Геохимические особенности рудоносных метасоматитов медно-порфировых объектов Гарадаг-Хархарского рудного поля (Гядабейский рудный район Малого Кавказа, Азербайджан) // Geophysics news in Azerbaijan, 2009. № 1. С. 29—33.
13. Карамян К.А., Фарамазян А.С. К вопросу об ассоциации гипогенного ангидрита и гипса с сульфидными на примере месторождений Армянской ССР // Изв. АН Арм. ССР. Серия геология и география. 1959. № 6. С. 47—56.

14. *Карамян К.А.* Текстуры и структуры руд эндогенных месторождений Зангезура. — Ереван, 1972.
15. *Кривцов А.И.* Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. — М.: Недра, 1983.
16. *Мехтиев Г.Г., Агакишиев А.М., Исаев А.А.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Карадагском месторождении медно-порфировых руд за 1981—1983 гг. — Баку, 1984.
17. *Мовсесян С.А., Исаенко М.П.* Комплексные медно-молибденовые месторождения. — М.: Недра, 1974.
18. *Павлова И.Г.* Медно-порфировые месторождения. — Л.: Недра, 1978.
19. *Попов В.С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. — М.: Наука, 1977.
20. *Ратман И.П., Кекелия С.А., Нарозаули И.Г.* Зональность молибден-медно-порфировых месторождений, связанных с диорит-тонолит-плагиогранитными комплексами (на примере Техутского месторождения, Армянская ССР) // Зап. ВМО. 2. 1985. С. 167—177.
21. *Рехарский В.И.* Гидротермально-метасоматические формации и оруденения молибденовых месторождений // Геология рудных месторождений. 1970. № 6. С. 16—29.
22. *Рехарский В.И.* Геохимия молибдена в эндогенных процессах. — М.: Наука, 1973.
23. *Ромдор В.И.* Рудные минералы и их сростание. — М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
24. *Рябов В.В.* Об ангидритах Октябрьского медно-никелевого месторождения (Норильский район) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. — Новосибирск: Наука, 1975. С. 89—106.
25. *Рябчиков И.Д.* О летучестях серы и кислорода в магматических и постмагматических процессах // Геология рудных месторождений. 1971. Т. 13. № 4. С. 297—314.
26. *Столяров Ю.М.* Гипогенная сульфид-сульфатная зональность медно-порфировых месторождений // Геология рудных месторождений. 1980. № 3. С. 47—57.
27. *Твалчрелидзе Г.А.* Поисковые признаки медно-порфировых месторождений разного типа / Поисковые признаки и методы поисков месторождений медно-порфирового типа. — М., 1979. С. 13—19.
28. *Филиманова А.А.* Изменение формы халькопирит-сфалеритовых сростаний под влиянием нагревания // Геология рудных месторождений. 1964. № 3. С. 34—38.
29. *Холланд Г.Д.* Жильные минералы в гидротермальных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. — М.: Мир, 1970. С. 325—366.

Геофизика и глубинное строение

УДК 550.834

А.И.Тимурзиев, 2009

Кинематика и закономерности ориентировки разрывных нарушений и осей напряжений в осадочных бассейнах Северного полушария

А.И.ТИМУРЗИЕВ (ОАО «Центральная геофизическая экспедиция»)

По результатам изучения структур горизонтального сдвига обоснованы новые кинематические принципы интерпретации трещинных систем*, разработана методика сквозных (рельеф—фундамент) реконструкций напряженно-деформационного состояния земной коры на основе структурно-кинематического анализа разрывных нарушений фундамента и осадочного чехла по данным сейсморазведки 2Д/3Д и анализа линеаментов. Для осадочных бассейнов Северного полушария выполнены реконструкции напряженно-деформационного состояния земной коры и их тектонофизическая интерпретация, установлены закономерности пространственной организации трещинных систем и осей сдвигового поля палео- и новейших напряжений.

Результаты анализа трещинных систем и реконструкций напряженно-деформационного состояния земной коры основаны на интерпретации авторского материала по осадочным бассейнам Северного полушария, включающего: Восточно-Европейскую (При-

каспийская впадина) и Северо-Африканскую (бассейн Иллизи) докембрийские платформы; Туранскую (Южно-Мангышлакский прогиб и Бузачинский свод) и Западно-Сибирскую (Надым-Пурская и Пур-Тазовская синеклизы) эпигерцинские плиты; Тихоокеанский тектонический пояс (Зондский шельф Вьетнама).

Методика исследований. Основы структурно-геоморфологического метода реконструкций напряженно-деформационного состояния земной коры заложены авторами в начале 1980-х годов [1—3] при комплексировании геолого-геофизических данных, дистанционных, полевых и структурно-геоморфологических исследований на Мангышлаке и окончательно оформлены к середине 1980-х [4—6] для прогноза трещинно-разрывных зон новейшего растяжения при поисках и разведке залежей углеводородов с трещинными коллекторами. На новом этапе возможности метода существенно расширены за счет включения в комплекс исследований данных сейсморазведки 3Д [7—8]. Важность этого определяется качественно новым кинематическим типом разрывных структур (отрывы), картируемых в чехле сейсморазведкой 3Д в отличие от сейсморазведки 2Д (сколы).

*Под трещинными системами будем понимать всю совокупность разноранговых нарушений сплошности пород (от микротрещин до региональных разломов), фиксируемых различными методами исследований и, имеющих различный, но типичный для отдельного метода масштаб.

В основе реконструкций напряженно-деформационного состояния земной коры анализ трещинных систем и различных структурных парагенезов, служащих индикаторами разрядки тектонических напряжений. По известному рисунку и кинематике трещинных систем решается обратная задача восстановления типа напряженно-деформационного состояния и ориентировки осей напряжений. Разломы фундамента, чехла и линеаменты рельефа служат прямыми структурно-кинематическими индикаторами разрядки напряжений на различных глубинных уровнях и временных интервалах. Для изучения напряженно-деформационного состояния земной коры привлекались данные по азимутальному распределению разломов. История развития разломов изучалась путем восстановления кинематики движений (вертикальных и горизонтальных), анализа углов скола в системе материнский сдвиг — оперяющий сброс, выраженных в углах встречи оперяющих разломов к плоскости сдвига в фундаменте и чехле.

Результаты исследований приводятся по бассейновому принципу.

Туранская плита. Анализ ориентировки трещинных систем для структурных элементов запада Туранской плиты показал сходимость и сопоставимость азимутов их основных систем [4]. Установлено близкое простираие геологических и геоморфологических элементов в пределах единых систем азимутов (С-З 300—320°, С-В 30—40°, С 0—10°, З 270—280°), отражающих их связь с планетарной трещиноватостью (П.С.Воронов, 1968; С.С.Шульц, 1973). На основе сопоставления ориентировки разломов фундамента, складчато-разрывных дислокаций чехла, линеаментов рельефа и трещиноватости пород был сделан вывод об устойчивости во времени направлений разрядки тектонических напряжений. Для запада Туранской плиты обоснован вывод о генетическом единстве и унаследованности процессов складко- и разрывообразования как двух сопряженных форм деформаций земной коры в едином силовом поле планетарных напряжений. Результаты получены в эпоху двухмерной (плоской) геологии и не позволили судить о динамике напряженно-деформационных состояний земной коры во времени.

На примерах локальных структур Мангышлака [5, 6] методом кинематического анализа сопряженных систем трещин установлена постоянная северо-западная ориентировка (азимут 280° и 315°) оси максимальных сжимающих напряжений новейшего времени. Скачок в 35°, равный углу скалывания и закономерно связанный с простираием триасовой (300—320°) и юрской (270—290°) складчатости, объясняется различной ориентировкой осей структур, перераспределением и приспособлением осей напряжений к простираию структур.

Бассейна Иллизи. В строении палеозойского чехла бассейна Иллизи (Северо-Африканская докем-

брийская платформа), сейсморазведкой 3Д выделены кулисные системы оперяющих сбросов на региональных разломах фундамента Tak Fault System и Gara Tasselit (рис. 1). Эти разломы, активизированные на новейшем этапе развития бассейна Иллизи и формирующие сложный структурный парагенезис, впервые интерпретированы в терминах сдвиговой тектоники. На диаграммах видно (см. рис. 1), что сейсморазведка 2Д картирует сдвиги в фундаменте и чехле (сколы) одного северо-восточного (20—40°) сечения. По данным сейсморазведки 3Д разломы чехла (отрывы) и фундамента (сколы) косо ортогональны. При этом на участке Tak Fault в фундаменте выражена только северо-западная (280—300°) система сколов, а на участке Gara Tasselit — только север-северо-восточная (10—30°). Эти два сечения в соответствии с правилом сопряженных пар сколов идентифицируют субширотный отрыв (BCB 60—80°), который закартирован сейсморазведкой 3Д в чехле в виде оперяющих кулис горизонтальных сдвигов Tak Fault и Gara Tasselit. Максимум линеаментов рельефа (СЗ 310—330°) не совпадает с сечениями сдвигов по данным 2Д и 3Д. Совпадение с сечением трещин по замерам в скважинах (FMI) характеризует линеаменты как молодые сколы, очевидно, уже современного поля напряжений. В этом случае сечение отрыва, совпадающее с субмеридиональной осью сжатия, образует угол 45° с осью главных касательных напряжений и сечением главного скола (СЗ 310—330°). Реконструкции дают следующие сечения главных нормальных и касательных напряжений, связанных со сдвиговым типом* новейшего времени развития бассейна Иллизи (см. рис. 1): σ_1 — максимальные главные нормальные сжимающие напряжения BCB 70° (10°); σ_2 — средние нормальные напряжения; σ_3 — минимальные главные нормальные сжимающие напряжения CCB 340° (10°); $\tau_{\max}$ — главные тангенциальные правосдвиговые напряжения CCB 20° (10°). Динамопара главного сдвига ЗСЗ 290° (10°) имеет левую кинематику и не картируется сейсморазведкой 2Д.

Бассейн Кыу-Лонг. Изучение геометрии и кинематики разломов и их тектонофизическая интерпретация на примере бассейна Кыу-Лонг (Зондский шельф Вьетнама) позволили выделить в фундаменте и чехле устойчивые долгоживущие сечения, связанные с проявлением горизонтальных сдвигов фундамента северо-восточного простираия (20—40°), и два разновозрастных сечения оперяющих кулисных сбросов

* $\sigma_1(x)$ $\sigma_2(z)$ $\sigma_3(y)$. Принято следующее правило расстановки знаков: сжимающие напряжения имеют положительный знак. Положительное и индексация осей напряжений ($P_{\text{бок}}^{\max}$ $\max$ 1; $P_{\text{гор}}^{\text{avr}}$ 2; $P_{\text{бок}}^{\min}$ $\min$ 3, где оси 1 и 3 субгоризонтальны, 2 — субвертикальна) характеризует сдвиговый тип поля напряжений.

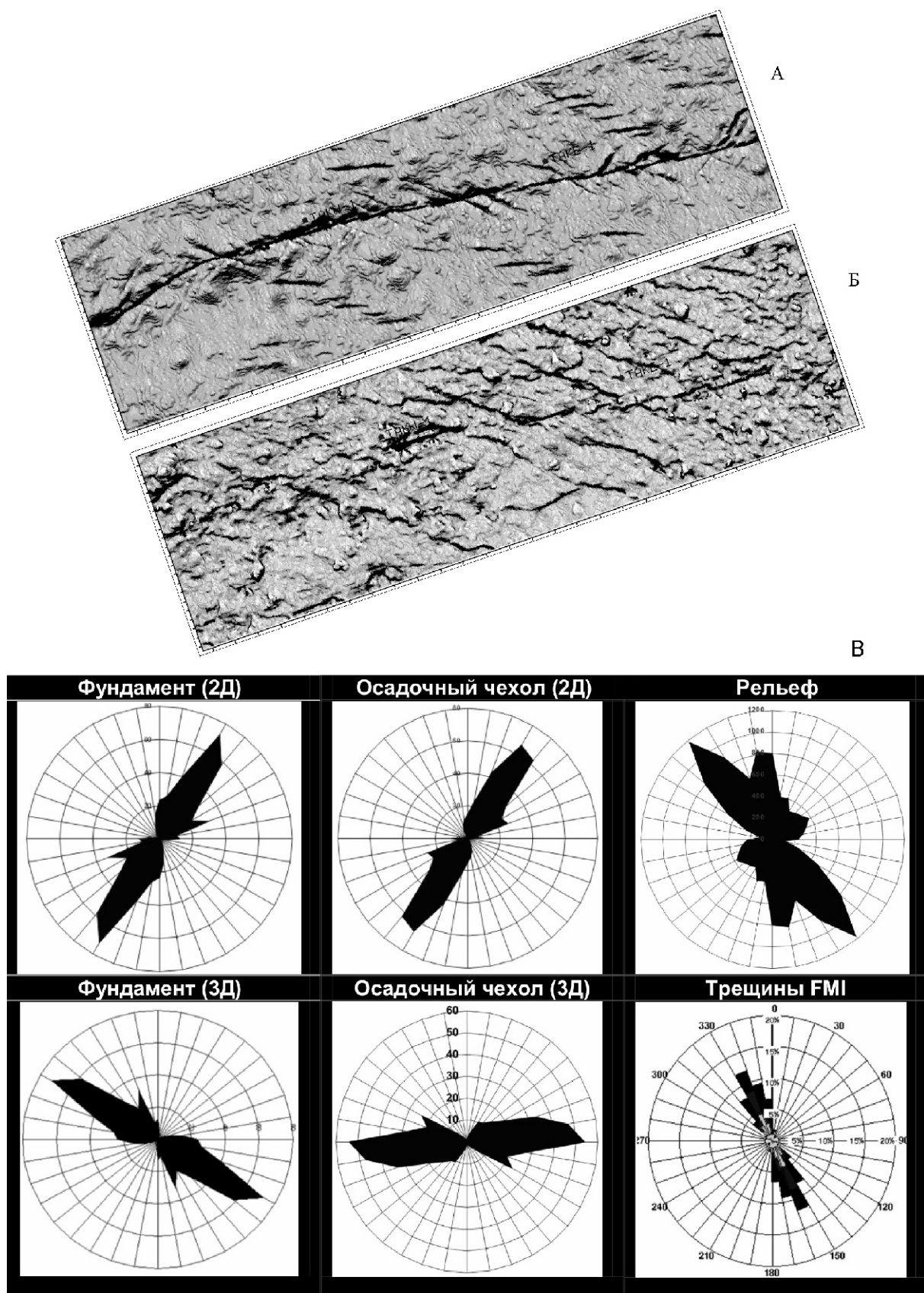


Рис. 1. Бассейн Иллизи. Горизонтальный сдвиг фундамента Tak Fault по данным сейсморазведки 3Д на картах кривизны:

А — палеозойского чехла (кембрий—ордовик); Б — докембрийского фундамента; В — розы-диаграммы простирания различных типов трещинных систем чехла, фундамента и рельефа в зависимости от метода изучения

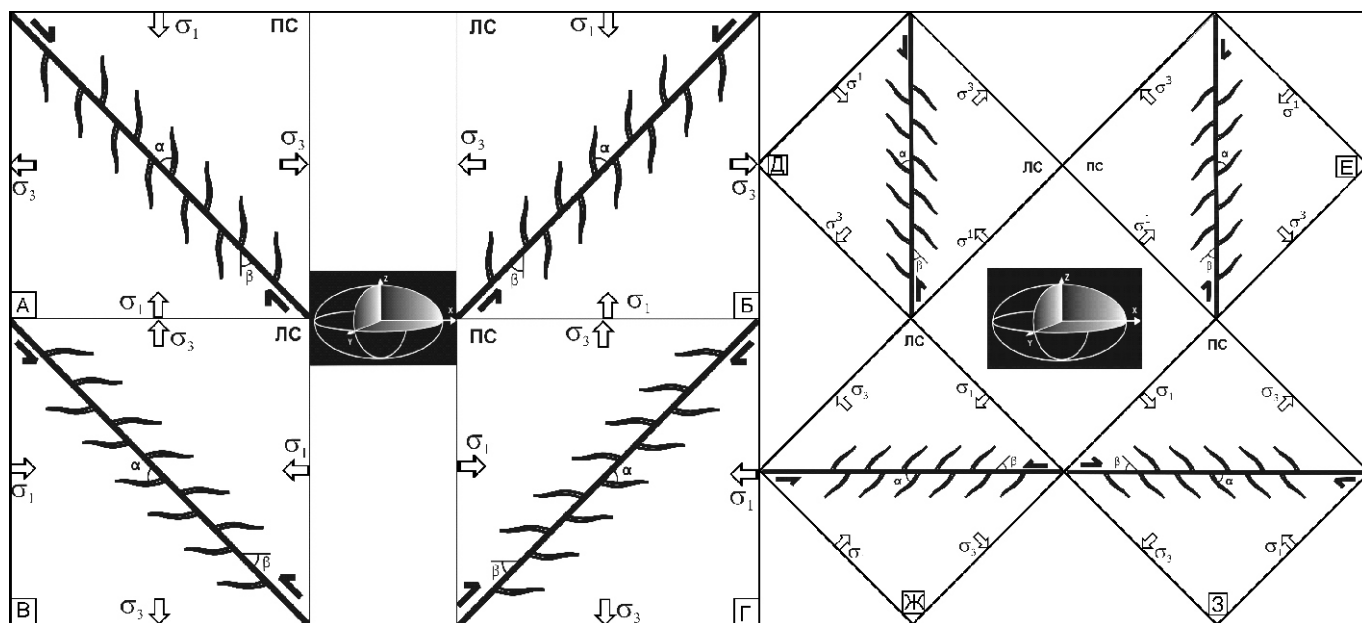


Рис. 2. Варианты соотношений систем кулисных сбросов осадочного чехла с плоскостью горизонтального сдвига в фундаменте для парагенеза материнский сдвиг—оперяющий сброс

в фундаменте (СВ 60—80) и чехле (ССЗ 340—350), сформированные в условиях разрядки напряжений на завершающих этапах киммерийского и альпийского тектогенеза [9]. При стабильном положении и активном сечении сдвигов фундамента I—III квадрантов (СВ—ЮЗ), формирование кулисных сбросов в фундаменте объясняется субширотной правосторонней палеотранспрессией (киммерийский этап), а в чехле — субмеридиональной левосторонней транспрессией (альпийский этап). Для сопряженной динамопары сдвигов II-IV квадрантов (ЮВ—СЗ) формирование оперяющих сбросов в фундаменте объясняется субширотной левосторонней палеотранспрессией, а в чехле — субмеридиональной правосторонней транспрессией (альпийский этап). Диагональные сдвиги характеризуются разнонаправленными во времени движениями. Реверсная природа сдвигов фундамента и миграция осей напряжений, установленная для бассейна Кыу-Лонг, объясняется сменой геодинамических обстановок и ориентировки осей напряжений в процессе структурообразования. Поэтому кинематика разломов рассматривается во временном аспекте, в динамике изменения напряженно-деформационного состояния земной коры, а не как статическое явление.

Реконструкции дают ортогональные сечения действия главных нормальных напряжений и встречные (реверсные) направления действия касательных напряжений на завершающих этапах мезозойской и кайнозойской складчатости [9].

I. Палеонапряжения (досреднемиоценовое поле напряжений): σ_1 — максимальные главные нормаль-

ные сжимающие напряжения, азимут простирания СВ 60—80 ; σ_3 — минимальные главные нормальные сжимающие напряжения, азимут простирания ССЗ 340—350 ; σ_2 — средние нормальные сжимающие напряжения; $\sigma_{\max}$ — максимальные главные тангенциальные напряжения (ССВ 20—40), правосторонняя широтная палеотранспрессия. Динамопара главного сдвигового сечения (СЗ 290—310) имеет левую кинематику.

II. Неонапряжения (послесреднемиоценовое поле напряжений): σ_1 — максимальные главные нормальные сжимающие напряжения, азимут простирания ССЗ 340—350 ; σ_3 — минимальные главные нормальные сжимающие напряжения, азимут простирания СВ 60—80 ; σ_2 — средние нормальные сжимающие напряжения; $\sigma_{\max}$ — максимальные главные тангенциальные напряжения (ССВ 20—40) левосторонняя меридиональная транспрессия. Динамопара главного сдвигового сечения (СВ 290—310) имеет правую кинематику. В соответствии с таким распределением осей напряжений происходило развитие горизонтальных сдвигов диагональной системы на завершающих этапах тектонофаз мезозоя и кайнозоя.

Западная Сибирь. На рис. 2 показано положение вторичных структур разрушения (кулисного оперения) чехла над проекцией плоскости горизонтального сдвига фундамента для систем диагональных (СЗ и СВ) и ортогональных (С—Ю и В—З) сколов в условиях разрядки новейшего сдвигового поля напряжений, ориентировка осей напряжений и кинематика сдвигов правого (ПС) и левого (ЛС) сдвигов.

Ниже приведем перечень месторождений, осложненных структурами горизонтального сдвига с различным типом кинематики сдвиговых деформаций (см. рис. 2).

Правый северо-западный сдвиг (см. рис. 2, А): Еты-Пуровское (север), Вынгапуровское (юг), Вынгапуровское (запад, юго-запад), Губкинское, Северо-Губкинское, Восточно-Комсомольское (фрагмент), Южно-Харампурское, Новогоднее, Северо-Харампурское, Фестивальное, Самотлорское, Мессояхский вал; *левый северо-восточный сдвиг* (см. рис. 2, Б): Губкинское (восток), Еты-Пуровское (юг), Северо-Комсомольское (фрагмент), Западно-Комсомольское, Ярайнерское, Северо-Харампурское, Вынгапуровское (север), Вынгапуровское (юг), Метельное, Русское, Кынское, Верхне-Часельское, Усть-Часельское, Новоаганское, Бахилловское, Хохряковское, Северо-Хохряковское, Верхне-Коликъеганское, Мало-Сикторское, Мессояхский вал; *левый северо-западный сдвиг*: нет примеров (см. рис. 2, В); *правый северо-восточный сдвиг* (см. рис. 2, Г): Северо-Комсомольское; *левый сдвиг С—Ю* (см. рис. 2, Д): Северо-Комсомольское (фрагмент), Вынгапуровское (север, центр), Ново-Часельское; *правый сдвиг С—Ю* (см. рис. 2, Е): Барсуковское (запад); *левый сдвиг В—З* (см. рис. 2, Ж): Барсуковское (север), Восточно-Комсомольское; *правый сдвиг В—З*: нет примеров (см. рис. 2, З).

Как видно, подавляющее число примеров структур горизонтального сдвига на месторождениях Западной Сибири связано со сдвигами фундамента диагональной сети. Будучи структуроформирующими, северо-западные разломы повсеместно имеют правосдвиговую, а северо-восточные — левосдвиговую кинематику. Удивительным открытием, обоснованным массовыми примерами по Западной Сибири, стало обнаружение единой для всех структур горизонтального сдвига (независимо от типа осложняющих структур и простирания сдвига) субмеридиональной ориентировки оперяющих кулис чехла. Единственное исключение из правила — Северо-Комсомольское месторождение, основной северо-восточный сдвиг которого затрудняет сложная сеть кулис меридионального и широтного простирания, при этом она является единственной на уровне кровли верхнего мела.

Идентифицируя положение оси максимальных нормальных сжимающих напряжений, кулисные системы оперения сдвигов фундамента позволили установить субмеридиональное направление вектора регионального сжатия для новейшего сдвигового поля напряжений севера Западной Сибири [7, 8]. Этот вывод подтвердили многочисленные реконструкции напряженно-деформационного состояния земной коры, выполненные по результатам интерпретации сейсморазведки 3Д. Этот вывод подтвержден и более поздними прямыми определениями ориентировки

осей напряжений по результатам записи пластового микроимиджера в скважинах, мониторинга процесса гидроразрыва пластов сейсмическими методами, исследованиями на ориентированном керне (О.А. Чашин, 2006). По данным овализации ствола скважин и изучения техногенных трещин, промысловым данным и лабораторным исследованиям ориентированных образцов керна преимущественное развитие трещин после гидроразрыва пластов на месторождениях углеводородов Западной Сибири происходит по азимуту 340—350 (Р.Н. Мухаметзянов и др., 2006).

Выводы по меридиональной ориентировке разломов осадочного чехла Еты-Пуровского и Вынгапуровского валов (структурные элементы первого порядка), контролирующие крупнейшие месторождения Надым-Пуровской синеклизы (Новогоднее, Еты-Пуровское, Ярайнерское, Вынгапуровское, Вынгапуровское), подтверждают последние данные (рис. 3).

Крайние значения азимутов простирания разломов фундамента для динамопар сдвигов северо-восточных (20—50°) и северо-западных (300—340°) образуют двойной угол скола (2°), величина которого не превышает 90° (80° и 70°). Этот факт доказывает субмеридиональное положение оси максимальных нормальных сжимающих напряжений σ_1 при формировании разломов осадочного чехла севера Западной Сибири. С учетом диапазона изменения минимальных и максимальных значений азимутов простирания оперяющих кулис чехла и величины угла скола

45° , ось σ_1 не может выйти из крайних значений (ССЗ 340 — ССВ 15°) сектора меридионального сжатия (рис. 4). Таким образом, ось максимального сжатия σ_1 в пределах севера Западной Сибири испытывала флуктуации относительно меридиана с дискретом в диапазоне 15—5° (см. рисунки 3 и 4). Диапазон крайних значений азимутов простирания кулисных разломов составляет 35°, что указывает на скачкообразные изменения в положении осей напряжений с шагом, кратным углу скола.

Анализ показал, что активизация правого или левого сдвига определяется углом встречи плоскости сместителя с осью σ_1 , что связано с двумя переменными в координатах пространства: 1) азимут простирания разлома и 2) азимут простирания оси σ_1 . Одно из направлений динамопары сдвига (см. рис. 4) в силу несимметричного положения оси сжатия σ_1 , приобретает доминирующую сдвиговую компоненту за счет меньшего угла скола ($\alpha_1 - \alpha_2$) грани деформационной ячейки с осью сжатия σ_1 . При меньшем угле скола требуется меньшее касательное усилие для преодоления предела прочности пород на скол, начала пластической деформации пород, хрупкого разрыва и смещения смежных блоков вдоль плоскости сдвига. Сдвиг формируется за счет объединения плоскостей роя микросколов. Деформации сдвига на

первичных плоскостях скола опережают на том из сечений, которое находится под меньшим углом с осью максимальных напряжений сжатия σ_1 . Это в равной степени справедливо для вертикального и горизонтального сечений. То из направлений динамопары, которое получает большее тангенциальное ускорение, получает и большую сдвиговую компоненту. Второе направление динамопары сколов оказывается подчиненным и морфологически представлено смещенными фрагментами активных сдвигов.

Обсуждение результатов. На азимутальный круг наложены сечения сдвигов фундамента севера Западной Сибири, что показано на рис. 4. Разрядка напряжений для энергетически насыщенной сети разломов теоретически может быть осуществлена через разрывообразование в восьми азимутальных секторах (I—VIII) ортогональных и диагональных систем сколов. На рисунке темным цветом выделены сектора диагональных сдвигов для ортогональных напряжений (меридиональное сжатие — широтное растяжение и широтное сжатие — меридиональное растяжение); светлым — сектора ортогональных сдвигов для диагональных напряжений (северо-за-

падное сжатие — северо-восточное растяжение и северо-восточное сжатие — северо-западное растяжение). Вокруг диагональных сечений сколов образуется поле рассеяния (структурный индеферент, 15 в обе стороны от максимума), связанное с перескоком основного сколового сечения под действием ротационного режима полярного сжатия—растяжения в условиях перестройки сдвигового поля напряжений. При меридиональном сжатии активизируются сколовые сечения СВ 30 (плоскость СВ 45 между секторами I—ССВ и II—ВСВ за минусом индеферента 15) и СЗ 330 (плоскость СЗ 315 между секторами VII—ЗСЗ и VIII—ССЗ за минусом индеферента 15), приспосабливаясь к остромеридиональной геометрии ромба деформационной ячейки. При широтном сжатии активизируются сколовые сечения СВ 60 (плоскость СВ 45 между секторами II—ВСВ и III—ВЮВ за минусом индеферента 15) и СЗ 330 (плоскость СЗ 315 между секторами VII—ЗСЗ и VIII—ССЗ за минусом индеферента 15), приспосабливаясь к остроширотной геометрии ромба деформационной ячейки.

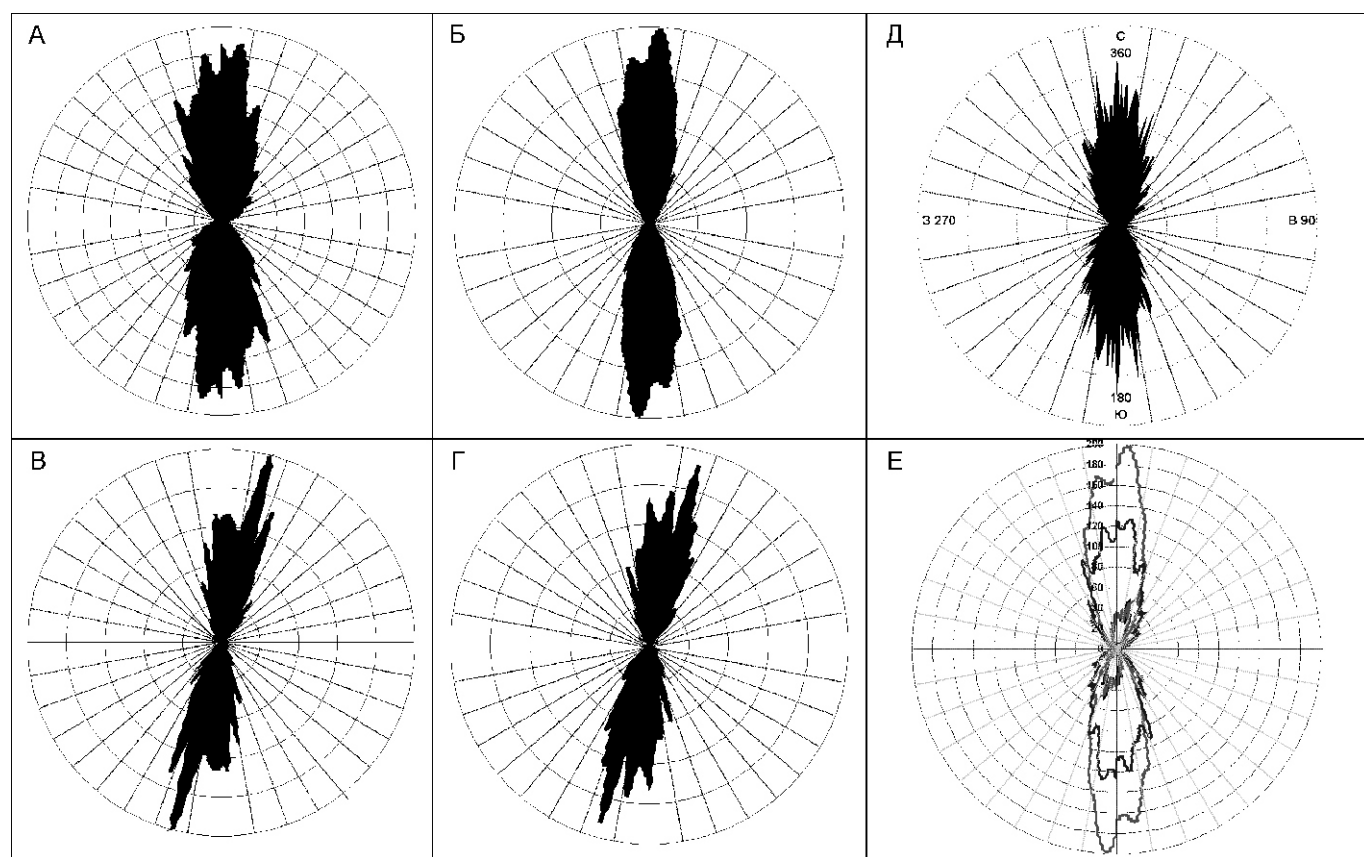


Рис. 3. Розы-диаграммы простираения разломов осадочного чехла по всей выборке месторождений Надым-Пурской впадины Западной Сибири (Вынгапуровское, Вынгаяхинское, Еты-Пуровское, Новогоднее, Ярайнерское) по кровле горизонтов:

А — фундамента, Б — верхней юры, В — сеномана, Г — верхнего мела; Д — сводная диаграмма по всей выборке месторождений по всем горизонтам чехла и фундамента; Е — совмещенные масштабированные диаграммы А, Б, В, Г

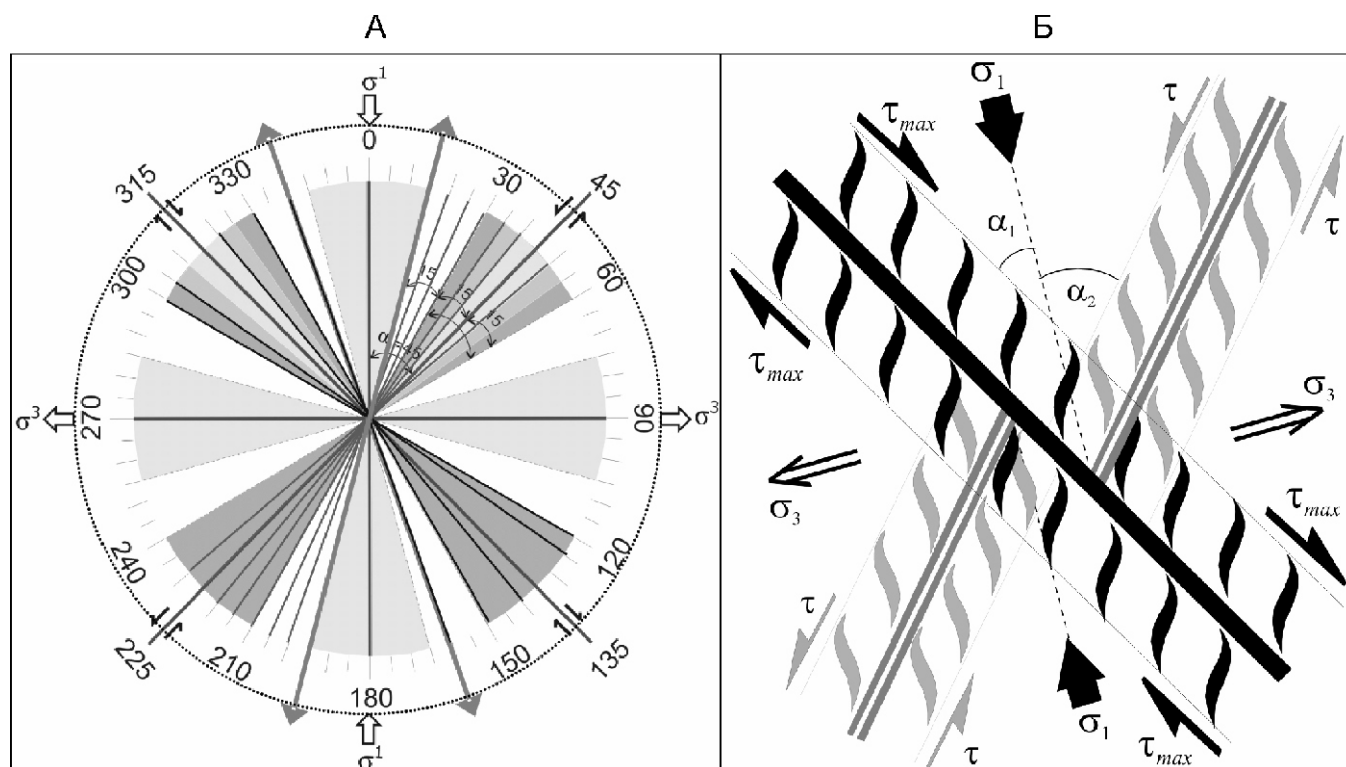


Рис. 4. Север Западной Сибири:

А — положение сколовых сечений (СЗ 300—330 и СВ 20—50) на азимутальном круге для энергетически насыщенной сетки разломов для сечений диагональных (45—225; 135—315) и ортогональных (0—180; 90—270) систем сколов; Б — модель активизации правосдвиговых деформаций на теле северо-западного разлома в условиях субмеридионального сжатия

Следствием такой модели деформирования являются розы-диаграммы простираения трещинных систем и линеаментов с широкими азимутальными лучами диагональных максимумов и узкими ортогональных по изученным бассейнам.

Важным наблюдением, определяемым современным взглядом на проблему и вытекающим из наших ранних исследований [4], является совпадение ориентировки разломов фундамента и чехла по данным интерпретации потенциальных полей и сейсморазведки 2Д. Сечениям сдвигов по данным 2Д отвечает плоскость максимальных касательных напряжений. По данным 3Д в чехле картируется одна система (максимум диаграммы) отрывов. На уровне фундамента картируется полный набор структур разрушения: две пары сколов диагональной системы и максимум отрыва на биссектрисе острого угла, образуемого динамопарой сколов. По данным 3Д максимум на розах-диаграммах (сечение отрывов) совпадает с осью максимальных сжимающих напряжений, ортогонально ей выделяется ось минимальных сжимающих напряжений. По данным 3Д на основе геометрии вторичных структур разрушения восстанавливается плоскость, разделяющая блоки со встречным падением кулисных сбросов (с различной полярностью), как проекция оси горизонтального

сдвига фундамента в чехле (угол между плоскостью сдвига и оперяющими кулисами равен углу скола). Эта плоскость — шовная зона сдвига по фундаменту. Ей отвечает плоскость максимальных касательных напряжений (динамопара главного сдвигового сечения выражена не всегда). Эти выводы справедливы для стационарного поля сдвиговых напряжений.

Анализ кинематики структурных парагенезов в пределах структур горизонтального сдвига осадочных бассейнов Северного полушария позволил обосновать существование как минимум двух стационарных полей напряжений сдвигового типа (палео- и неотектонических) с ортогонально ориентированным положением нормальных осей (или кратных углу скола) и знакопеременными (реверсными) движениями по плоскостям сколовых сечений. С одной стороны, установленная устойчивость основных направлений разрядки касательных напряжений для осадочных бассейнов Северного полушария позволяет расширить понятие принципа унаследованности развития тектонических структур, распространив его на поля напряжений, определяющие заложение и формирование складчатых и разрывных дислокаций. С другой стороны, полученные по данным сейсморазведки 3Д соотношения разновозрастных и разноориентированных вторичных структур разрушения,

характеризуя этапы коренных перестроек структурного плана, служат основой создания динамических схем тектонического районирования на базе синтеза представлений об унаследованности и динамике геологических процессов.

Для трещинных систем Западной Сибири, Алжирской Сахары, Прикаспийской впадины, Туранской плиты и Зондского шельфа Вьетнама установлены схожие геометрические и азимутальные характеристики, а также кинематические и динамические условия развития. Имеющий место азимутальный разброс максимумов простираения основных систем разломов в диапазоне 15°, связан со структурной неоднородностью деформируемых пород. Плоскость разломов одной системы редко бывает строго ориентирована на большом пространстве, она имеет интервальное распределение вокруг оси азимутального максимума.

Глобальное следствие полученных результатов — необходимость объяснения с позиций теории мобилизма, допускающей бессистемное движение литосферных плит, существование для осадочных бассейнов Северного полушария двух устойчивых сдвиговых полей с единообразно (ортогонально) ориентированными осями напряжений доновейшего (субширотная палеотранспрессия, правосдвиговая для I—III и левосдвиговая для II—IV квадрантов) и новейшего (субмеридиональная транспрессия, левосдвиговая для I—III и правосдвиговая для II—IV квадрантов) тектонических этапов развития.

Для перевода полученных выводов в ранг закономерности для Земли необходимо: 1) изучить параметры догерцинских трещинных систем и палеонапряжений (для рассмотренных осадочных бассейнов, кроме бассейна Иллизи, герцинская фаза складчатости наиболее поздняя); 2) увеличить статистику по осадочным бассейнам и 3) выполнить аналогичные

исследования для осадочных бассейнов Южного полушария.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Тимурзиев А.И.* Возможности структурно-геоморфологических исследований в изучении тектоники и нефтегазоносности Мангышлака // Тез. докл. Республиканской научной конференции. — Шевченко, 1981. С. 2—4.
2. *Тимурзиев А.И.* Структурно-тектонический анализ мегагратешиноватости Песчаномыско-Ракушечной зоны сводовых поднятий // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 7. С. 133—137.
3. *Тимурзиев А.И.* Результаты применения анализа зон разломов на Мангышлаке (на примере Песчаномыско-Ракушечной зоны) // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. 1984. № 3. С. 78—81.
4. *Тимурзиев А.И.* Системы разрывных нарушений Мангышлака и их соотношение с планетарной трещиноватостью // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 7. С. 108—118.
5. *Тимурзиев А.И.* Методика поисков и разведки залежей нефти и газа в низкопроницаемых коллекторах (на примере Южного Мангышлака) // Геология нефти и газа. 1985. № 1. С. 9—16.
6. *Тимурзиев А.И.* Обоснование структурно-геоморфологического метода прогноза локальных зон новейшего растяжения // Советская геология. № 1. 1989. С. 69—79.
7. *Тимурзиев А.И.* Технология прогнозирования фильтрационной неоднородности трещинных коллекторов на основе реконструкций напряженно-деформированного состояния земной коры по результатам интерпретации сейсморазведки 3Д / Сб. докл. конференции к 75 летию ВНИГРИ. — С-Пб, 2004. С. 128—139.
8. *Тимурзиев А.И.* Реконструкции напряженно-деформированного состояния горных пород по результатам интерпретации сейсморазведки 3Д (на примере Еты-Пуровского месторождения) // Докл. VIII междунар. конф. — М., 2007. С. 355—358.
9. *Тимурзиев А.И.* Технология прогнозирования трещиноватости на основе трехмерной геомеханической и кинематической модели трещинного коллектора (на примере месторождения Белый Тигр) // Геофизика. № 3. 2008. С. 41—60.

Новые данные о геологическом строении Северной части Кольского полуострова (блок Рыбачий—Средний)

С.А.МЕДВЕДЕВ, Ст.А.МЕДВЕДЕВ (ФГУП ВСЕГИНГЕО), В.А.КОНОВАЛОВ (ООО «Геоконтроль»)

В процессе вскрытия метаморфизованных осадочных протерозойских отложений (рис. 1, PR₁₋₂) и кристаллических архейских пород (см. рис. 1, AR) разной степени метаморфизации на полуостровах Средний и Рыбачий в течение 2004—2008 гг. были получены новые уникальные данные по геологическому строению севера Кольского полуострова.

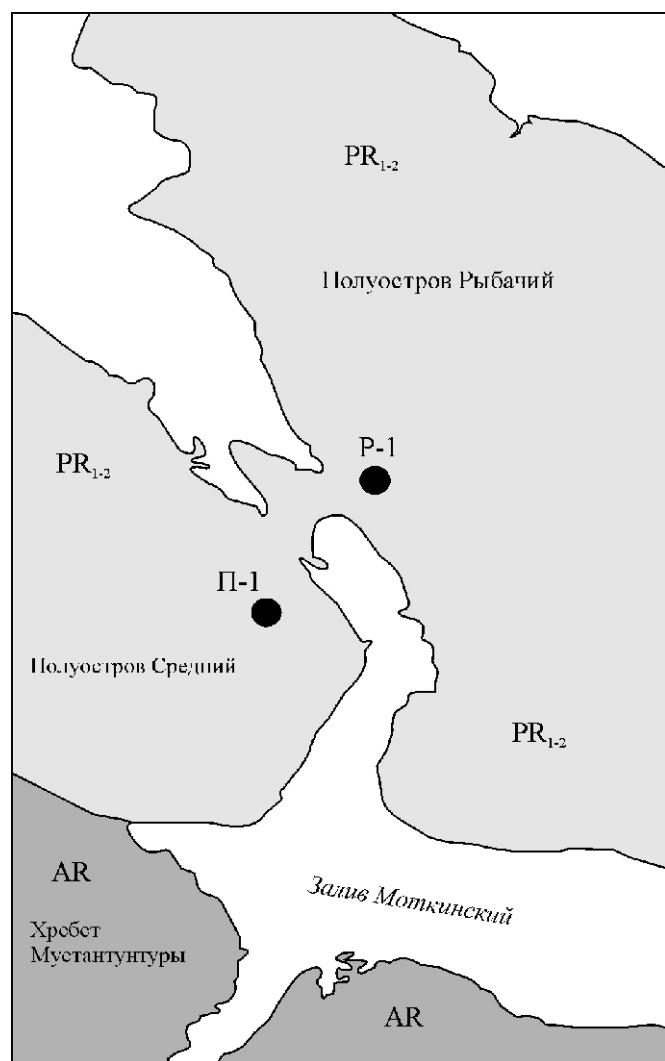


Рис. 1. Схема расположения скважин П-1 и Р-1

Поскольку Кольский полуостров — это глубоко эродированный щит, представленный преимущественно гранитами и орто- и парагнейсами, то выход базит-гипербазитовых пород на поверхность в Печенгской структуре мог быть ошибочно интерпретирован в качестве критерия «приподнятости блока» коры, где «гранитный слой» был как бы полностью срезан эрози-

ей. Иначе трудно объяснить выбор этого блока для заложения Кольской сверхглубокой скважины (КСГС). Следует отметить, что наряду с этим ошибочным представлением уже в 1960-е годы многим исследователям было ясно, что Печенгская структура — не «эрозионное окно», а именно мульда [1, 4].

Однако в процессе бурения КСГС было «неожиданно» установлено, что «базальтовый слой» оказался вулканогенно-осадочным заполнением мульды глубиной около 7 км, в основании ее лежали кристаллические породы, представленные в верхней части разреза гранитогнейсами, ниже — «переслаиванием» гранитов, гнейсов, амфиболитов, метаморфизованных базитов и гипербазитов «гранитной оболочки», которая так и не была пройдена (скважина не достигла проектной глубины 15 000 м, и, по всей вероятности, она в лучшем случае лишь вошла бы в породы базальтовой оболочки земной коры). С подобной ситуацией пришлось столкнуться и при бурении протерозойских пород, выходящих на поверхность на полуостровах Средний и Рыбачий (см. рис. 1).

В настоящей статье к обсуждению представлены материалы, полученные в процессе поискового бурения 2004—2008 гг., осуществляемого в северной части п-ва Средний и на юге п-ва Рыбачий в северной части Кольского полуострова. Они базируются на первичном описании пород в полевых условиях, частично включают петрографическое описание шлифов, сделанных по полученным образцам керна.

Как было установлено в 2004—2008 гг., мощность протерозойских отложений надвигового блока (п-ова Средний—Рыбачий) составила 1100 м, в то время как по имеющимся данным ГСЗ она должна была превышать 8000 м в районе северной части этого блока. До последнего времени северная часть Кольского полуострова, включающая п-ва Рыбачий и Средний, рассматривалась в качестве существенно опущенного блока, т.е. как синеклиза (грабен, мульда), что в корне неверное представление [5, 6].

Позднепротерозойский покров, состоящий из метаморфизованных песчаников, алевролитов, аргиллитов и конгломератов п-ва Рыбачий, оказался на порядок меньше ожидаемой мощности [5, 6]. Сравнительный анализ разрезов кристаллического архейского фундамента, вскрытых скважинами КСГС(12 262м) — Печенгская структура, и Р-1, П-1 (блок п-ов Рыбачий—Средний) — 3001 и 5200 м показывает, что кристаллические породы (плагииграниты, мигматиты, плагиигнейсы) начались с глубины 1100 м (см. рис. 1, скв.П-1) и даже с 17 м (скв.П-2), причем амфиболиты, биотит-амфиболовые сланцы, а также

практически кайнотипные разности долеритов и микроделеритов, и метаморфизованные гипербазиты состава, близкого к пикритам (пикроделеритам), отмечены начиная с глубин 1730 м (в скв.П-1) и 2300 м — в скв.Р-1. (рис. 2, А).

Видно, что разрез вулканогенно-осадочных пород, заканчивающийся на КСГС на 6842 м, в скв.П-1 заканчивается на 1100 м, причем он представлен неполно — слабо метаморфизованной толщей песчаников—аргиллитов с включениями метаконгломератов. Вулканогенные породы в верхней части разреза, вскрытого скв.П-1, отсутствуют.

Начиная с 1100 м в скв.П-1, 1400 м в скв.Р-1 и 6900 м в КСГС наблюдается достаточно однообразный разрез: представлены преимущественно плагиогнейсы разной стадии метаморфизации, участками переходящие в плагиограниты, мигматиты и теневые мигматиты. Долериты, микроделериты в скв.П-1 появляются на глубине 1730 м, Р-1—2300 м, на КСГС — 7300—7500 м.

На отметке 7600 м разреза КСГС зафиксированы метакварцевые сланцы (железистые кварциты), на

8000 м — железистые кварциты в параамфиболитах (в пределах Рыбачьего блока — долериты, микроделериты с магнетитом, редко амфиболиты с магнетитом отмечены впервые на глубине 1730 м, затем — 3600 и 4500 м).

Метаморфизованные базиты и гипербазиты в разрезе КСГС наблюдаются на глубине 9405 м, апогабровые породы — 11400—11700 м [3, 4]; породы, наиболее близкие апогабровым — долериты и метаморфизованные гипербазиты (метапикриты, или метапикроделериты) — вскрыты скв.П-1 на глубинах соответственно 1750 и 3600—3800 и 4300—4400 и 4700—4800 м.

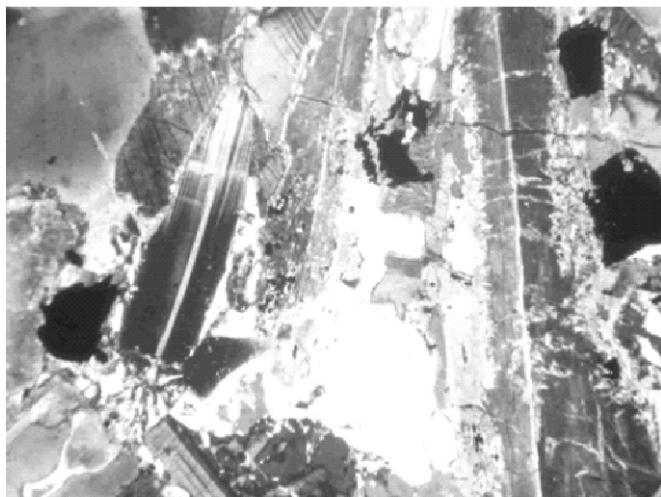
Кольской сверхглубокой и скв.П-1 (п-ов Средний) вскрыты основные и ультраосновные метаморфизованные породы с аномальным содержанием магнетита вплоть до его выделения в самостоятельную минеральную фацию: в разрезе, вскрытом КСГС, магнетит уверенно диагностируется на глубине 12 250 м, но магнетитсодержащие породы в архейском разрезе отмечены и выше, начиная с 7600 м (приблизительно на 700 м ниже границы архейских и протерозойских образований), затем 9400 м.

Разница в глубине залегания первых магнетитсодержащих архейских пород, вскрытых КСГС и скв.П-1 и составляет порядка 5500—5800 м, и как бы определяется разницей мощности осадочной оболочки этих структур. Предлагается в дальнейшем рассматривать наличие обогащенных магнетитом базитов и гипербазитов, а также metabазитов в качестве реперно-индикационного фактора. Не исключено, что такие образования сингенетичны и разновозрастны.

Рассмотрим ряд выявленных совпадений в трех разрезах скважин — КСГС, П-1 и Р-1. Во-первых, разница в глубинах залегания кристаллических пород архейского фундамента между Средним, Рыбачьим и Печенгой (П-1, Р-1 и КСГС) составляет 5800—5400 м (соответственно 1100, 1500 и 6900 м). Данные, полученные по скв.Р-1, практически не отличаются от разреза по скв.П-1. Здесь «долеритовый слой» отмечен на глубине 2300 м, но и гранитогнейсовая толща к северу залегает на 300 м глубже по отношению к блоку п-ва Средний.

Во-вторых, первые магнетитсодержащие породы — магнетит-амфиболовые сланцы отмечены на глубинах: (КСГС) — 7770 м, а их кайнотипные аналоги — долериты и микроделериты — пройдены скв.П-1 на отметке 1730 м; на глубине 1900 м встречен амфиболит незначительной мощности, образовавшийся скорее всего по расслоенным плагиогнейсам или плагиоклаз-биотитовым сланцам, т.е. разница составляет около 5900 м; в третьих — КСГС на 9300 м — появление магнетита в метагаббро, (в скв.П-1 — 3800 м, метаморфизованные базиты или гипербазиты, скорее всего это метапикриты или метапикроделериты). Разница в глубине составляет 5500 м.

А



Б

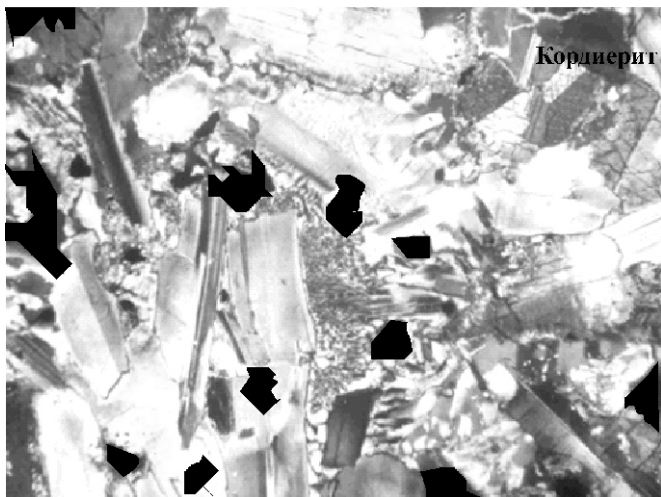


Рис. 2. Шлифы керн с глубины 3884 м (А) и 4377 м (Б)

Кольской сверхглубокой скважиной на глубинах 9700 и 10 700 м вскрыты амфибол-магнетитовые кварцсодержащие сланцы, вероятно, продукты глубокой метаморфизации; породы, близкие по составу, отмечены в пределах блока Рыбачий—Средний (скважины П-1 и Р-1) на глубинах от 2300—2500 до 3600—3800, 4300—4400, 4700—4800 м (разница в глубине порядка 6100—6200 м).

Это почти выдержанная корреляция между аномалиями в разрезах скважин КСГ, П-1 и Р-1 и тем удивительнее, что здесь речь идет не об осадочных толщах с горизонтальным залеганием, а о неоднократно подвергшихся многократным опусканиям, складчатости, метаморфическим преобразованиям архейских пород.

Характерная особенность кристаллических пород основного и ультраосновного состава, вскрытых скважинами КСГ и П-1 (п-ов Средний) — разная степень их метаморфизации. Так, П-1 на глубине 1730 м вскрыла практически кайнотипные долериты и микродолериты, которые в скв.Р-1, расположенной приблизительно в 5 км к северу от скв.П-1, зафиксированы приблизительно на глубине 2300 м. Диориты, которые вполне могли быть продуктом частичной контаминации основной магмой гранитогнейсов, встречены на тех же отметках, что и долериты в скв.П-1. Однако в первом случае никакой контаминации вмещающих пород не наблюдается, а во втором первичный субстрат переработан полностью. Пироксен-плаггиоклазовые сланцы гранулитовой стадии метаморфизма, вскрытые скв.П-1, начиная с 3600 м, также имеют псевдокайнотипный облик. Это микрокристаллические породы темно-серого цвета с голубоватым оттенком, включающие до 25% диопсида, и приблизительно 20—25% магнетита, чаще всего в диспергированном состоянии. По петрохимическому составу (основности) с учетом рассеянного магнетита они близки к палеопикритам (метапикриты). Вероятнее всего сказывается именно фактор «поднятого блока» Рыбачьего. Причем относительное (по отношению к Печенгской структуре) поднятие, по-видимому, существовало практически на всем протяжении истории тектонического развития региона, в связи с чем метаморфизация как осадочных, так и магматических пород блока Рыбачий чаще всего останавливалась на *P-T* условиях гранитизации, в то время как для более глубинных условий аналогичных пород Печенгской структуры характерны более глубокие стадии метаморфизации — на глубинах порядка 9—11 км распространены ортоамфиболиты, биотит-актинолит-антофиллит и тальк-биотит-актинолит-антофиллитовые сланцы (по гипербазитам [3, 4]. Длительное опускание Печенгского блока привело к накоплению мощной вулканогенно-осадочной толщи, сложенной габброидами, песчаниками и конгломератами.

Практически «сухие» (не содержащие минералов с гидроксил-ионом) пироксен-плаггиоклазовые ортосланцы гранулитовой фации, вскрытые на глубинах

3600—3900, 4400—4450, 4700—4800 м скв.П-1, имеют облик и петрохимический состав гипербазитов и насыщены рассеянным магнетитом (до 25—30% от общей массы). Отмечена слабая серпентинизация и хлоритизация по отдельным трещинам (не более 4—5% от общего объема породы). За вычетом характерной для 6000 м «вертикальной разницы», мы наблюдаем фактически аналогичное чередование магматогенных интенсивно метаморфизованных (Печенгская структура) и зачастую кайнотипных разностей базитов (блок Средний—Рыбачий) практически в одной и той же последовательности. Магнетитовую минерализацию в данном случае предлагается рассматривать в качестве реперного показателя синхронности и сингенетичности формирования аналогичных или близких по составу (но различающихся, как правило, по степени метаморфизации) метаморфических, анатектических и магматических пород [6].

В процессе разбуривания скв.Р-1 получены несомненные доказательства наличия пологого надвига (шарьяжа) автохтонного комплекса мощностью свыше 1000 м, сложенного перемешанными, в т.ч. и каткластически, плаггиогранитами, катаклазитами (в т.ч. и подвергшимися вторичной гидротермальной переработке), а также слабо метаморфизованными терригенными породами — алевролит-песчаниковым комплексом с прослоями аргиллитов, выходящим на поверхность практически повсеместно на полуостровной группе Средний—Рыбачий. При этом верхняя часть (висячее крыло) шарьяжной складки практически уничтожена эрозией в районе южной части п-ва Рыбачий, гранитное ядро складки было вскрыто на глубине 17 м (рис. 3, А). О линейных размерах автохтона в настоящее время нет практически никаких сведений, однако представляется, что пересмотр (повторная интерпретация) данных глубинного сейсмического зондирования позволил бы уточнить северную границу надвига.

Уникальным следует считать кайнотипность долеритов и микродолеритов, вскрытых скв.П-1 на глубинах порядка 1730—770 м, и Р-1 — 2300 м, в то время как вмещающие их плаггиогнейсы и плаггиограниты, участками переходящие в более основные и щелочные разности (диориты, граносиениты), претерпевали неоднократную переработку, проходя через мигматизацию, палингенез и вторичное гнейсообразование по гранитам (ортогнейсы) через *P-T* условия, характерные для палингенеза (давление порядка 2000 МПа, температура порядка 700 °C). По-видимому, флюидный режим преимущественно был близким к «сухому», метасоматическому варианту метаморфизации (следы существенных гидротермальных изменений пород, приуроченные к системам разломов, встречаются в разрезе достаточно редко). Переходов, характерных для зон эндо- и экзоконтакта, ни над интрузией долеритов, ни в самом интрузивном

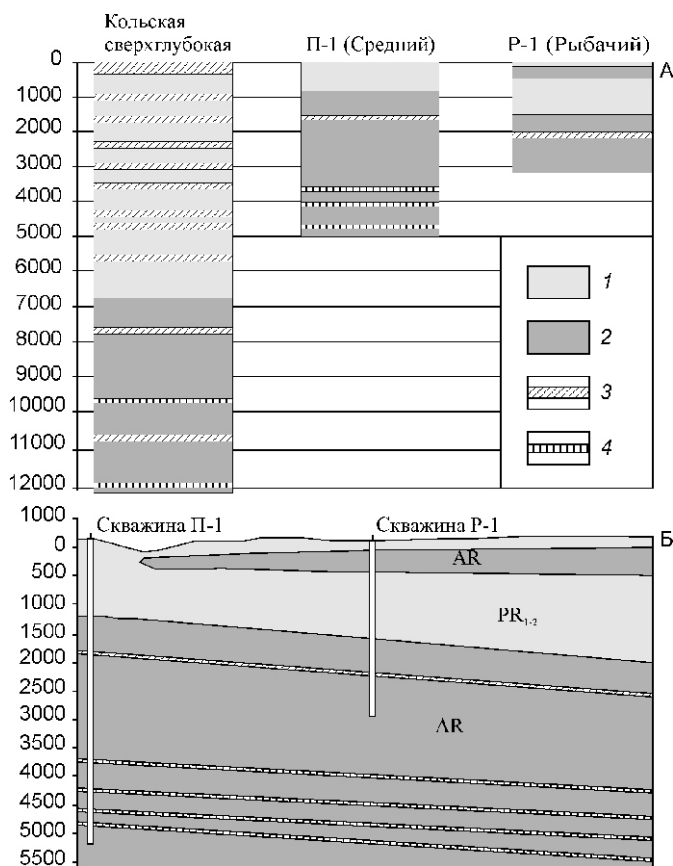


Рис. 3. Стратиграфическая геологическая колонка по скважинам КСГС, П-1 и Р-1 (А) и схематический геологический разрез по линиям скважин П-1 и Р-1 (Б):

1 — осадочные слабо метаморфизованные породы протерозойского комплекса; 2 — граниты, гнейсы, мигматиты архея; гранитогнейсовая архейская толща; магнетитосодержащие; 3 — базиты (долериты, метагаббро), 4 — метабазиты (метапикриты и др.)

теле, ни под ним не отмечено. Кайнотипность долеритов в данном случае требует объяснений, особенно с учетом того факта, что как выше, так и ниже их по разрезу породы были неоднократно переработаны метаморфическими и палингенными процессами. Не исключено, что эти базиты, практически не подвергшиеся метаморфизации, и есть останцы древних пологих надвигов. Оснований считать долериты более поздними дериватами магмы базитового состава нет, так как никаких изменений в зонах предполагаемого экзо- и эндоконтата выявлено не было. Зоны хлоритизации и вторичного ожелезнения в гранитах и диоритах, вскрытых скв.П-1 (соответственно мафических минералов и полевых шпатов), редко превышали по мощности 20—30 м и примерно соответствовали мощности основных и ультраосновных силлообразных или дайкообразных интрузий, отмеченных в разрезе. Чаще всего эти зоны никак не были связаны с интрузиями базитового состава. «Сухость» флюид-

ного режима постмагматических и метаморфических процессов косвенно подтверждается отсутствием как гидроксилсодержащих минералов, так и газов в разрезе, вскрытом скв.П-1 во всем изученном интервале (1100—5200 м).

Кайнотипность базитов (долеритов), отмеченная в разрезе, вскрытом скв.П-1, скорее всего, свидетельствует о недостаточной степени термального и барического воздействия на эти породы, характеризующиеся высокими температурами переплавки (1100—1300 °C). По-видимому, граничные *P-T* условия начала переплавления или существенных метаморфических, в т.ч. метасоматических изменений этих пород никогда здесь не были достигнуты. Флюидный же режим на глубинах образования этих интрузивных объектов был таким, что его можно считать «сухим» на всем протяжении архея—протерозоя—мезозоя и частично кайнозоя. В противоположном же случае мы бы имели дело с палеотипными разностями — диабазами, ортоамфиболитами, что было бы естественно, учитывая возраст этих пород. Если метасоматические изменения вообще не характерны для кристаллических пород, вскрытых скважинами П-1 и Р-1, то можно сделать вывод о том, что метаморфические преобразования исходного субстрата происходили в основном при *P-T* условиях, характерных для начала гранитизации, и последующей метаморфизации гранитов с образованием, соответственно, мигматитов, гранитов и ортогнейсов. Такими процессами практически не были затронуты базиты, формировавшиеся, судя по структуре, или в близповерхностной обстановке (долериты и микродолериты), или в условиях быстрой кристаллизации в связи с незначительной мощностью интрузива (силл, дайка). «Сухость» флюидного режима процессов метаморфизации пород архейского возраста подтверждается гранулитовым (безфлюидным) характером метаморфогенных преобразований первичного гипербазитового (пикритового или меймечитового) субстрата, пройденного скв.П-1 на глубинах 3600—3800, а также 4300—4400—4700—4900 м (см. рисунки 2, Б и 3).

В вышележащих и подстилающих эти metabазиты метаморфизованных гранитах, гнейсах, не отмечено минеральных ассоциаций, характерных для глубоких стадий метаморфизма. На глубинах 4500—4800 м в скв.П-1 в мафических метаморфизованных породах обнаружен кордиерит до 5—7%, который был отмечен и для Кольской сверхглубокой скважины, начиная с 10 000 м. Наблюдается явное несоответствие стадийности и последовательности метаморфических преобразований пород: отложения, характеризующиеся условиями гранулитовой фации, лежат на гнейсах и гранитах и ими же перекрываются. В метаморфизованных в условиях гранулитовой фации гипербазитах, вскрытых скв. П-1 в интервалах 3600—3800, 4200—4300, 4700—4800 м, пройдена

жила мощностью 5 м кварц-гематит-гётит-гидрогётитового состава. Причем с явными признаками лимонитизации (гидротермальная вторичная проработка пород по трещинным зонам незначительной мощности). В то же время более глубокая степень метаморфической и гидротермальной переработки кристаллических пород в целом, отмеченная в разрезе КСГС, свидетельствует о том, что Печенгская структура постоянно была в более опущенном состоянии по сравнению с тектоническим «протерозойским» блоком п-вов Рыбачий—Средний. Разница в глубине погружения пород — геотектонического развития региона была существенной — не менее 5—6 км. Кроме того, флюидный режим этих блоков также существенно различался: для пород Печенгской структуры характерны интенсивный основной и ультраосновной магматизм, достаточно мощное гидротермальное и метасоматическое воздействие на исходные субстраты, что и привело, во-первых, к более глубокой метаморфизации пород, имевших, судя по всему, первоначально идентичный состав, во-вторых, к рудообразованию.

В интервале 17—400 м в скв.Р-1 были отмечены глинки трения и катаклазиты, встречающиеся по ходу прохождения этого интервала наряду с первичным субстратом — плагиогранитами. Данные, полученные при вскрытии 3-километровой толщи протерозой-архейских пород на юге п-ва Рыбачий, показали наличие лежащей антиклинальной изначально круто падающей складки, надвинутой с севера (северо-запада, северо-востока) на блок хр.Мустантунтуры. Ядро складки представлено частично катаклазированными гранитами мощностью около 400 м в районе скв.Р-1, верхнее крыло практически уничтожено эрозией. Мощность протерозойских осадочных пород нижнего крыла здесь составляет около 1000 м. Вероятно, в сторону севера можно ожидать «раздуть» ядра, при котором протерозойские породы могут оказаться действительно на глубинах порядка 5000 м, но не исключено, что степень их метаморфизации настолько велика, что в данный момент они превращены в парагнейсы (см. рис. 3)

Есть предположение, что вся структура верхней части разреза северной части Кольского полуострова является именно мегашарьяжем. Интерполяция же разреза, опирающаяся на видимые элементы залегания, может привести к ошибочному определению мощности осадочных отложений (до 8 км и выше).

Характерные совпадения чередований метаморфических и магматических пород, отмеченное для двух рассматриваемых разрезов с соответствующей поправкой на глубину залегания (разница приблизительно в 6 км) и степень метаморфизации, о которой уже было сказано, свидетельствуют о разной динамике погружения и поднятия соответствующих тектонических блоков, причем блок п-ва Рыбачий постоянно находился в существенно более приподнятом

положении. Архейские породы тектонического «протерозойского» блока севера Кольского полуострова (п-ва Средний и Рыбачий) на протяжении всей истории геотектонического развития региона были ближе к дневной поверхности на 6 км и более по сравнению с аналогичными породами Печенгской структуры.

В разрезе, вскрытом скважинами П-1 и Р-1 практически отсутствует сульфидная минерализация, редко достигающая 0,01% объема пород и представленная пиритом, редко халькопиритом. Набор породообразующих минералов ничтожно мал: плагиоклаз, (редко калиевый полевой шпат) кварц, биотит. Амфиболы и пироксены содержатся обычно в количествах не более 3—5% за редким исключением. Гидротермальные изменения незначительны — слабая хлоритизация по мафическим минералам и сосюритизация по альбиту, причем в ограниченных интервалах разреза. В зонах гидротермальных изменений в ничтожных количествах (в сумме не более 0,001%) присутствуют флюорит, апатит, сфен, шеелит.

Несмотря на то, что в целом в пределах блока п-ов Рыбачий и Средний, в настоящее время не выявлено скоплений рудного и нерудного сырья, точку в поисках ставить рано. Возможным потенциальным источником полезных ископаемых могут оказаться автолавы или эксплозивные брекчии с основным—ультраосновным цементирующим стеклом, обнаруженные в южной части п-ова Рыбачий наряду с конгломератами протерозойского или раннепалеозойского возраста в виде валунов и экзотических глыб по структуре и составу близкие к кимберлитам. Не исключено обнаружение рудной минерализации и золота в кварцевых жилах, встречающихся в распространенных протерозойских песчаниках и конгломератах п-вов Средний и Рыбачий до промышленных содержаний, как в разрезе КСГС [3, 4]. Кроме того, зафиксированный в процессе бурения скв.Р-1 метан с примесью этана и пропана оставляет надежду обнаружения в соответствующих структурных ловушках скоплений, скорее всего, abiогенных углеводородов. Сам факт неглубокого залегания архейского гранитного ядра лежащей складки на юге п-ва Рыбачий позволяет осуществить доизучение этих архейских пород на предмет выявления грейзенов и пневматолитов. В одном из глубоких оврагов п-ва Рыбачий была обнаружена экзотическая глыба пегматитового состава с шерлами длиной до 35—40 см. Полученные данные не исключают, что это автохтонное образование.

Существующие представления о геологическом строении блока п-вов Рыбачий—Средний нуждаются в уточнении. Особое внимание следует обратить на качество интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования для выявления области максимальной эродированности так называемого гранитного слоя кристаллических архейских пород Северо-восточной части Скандинавского щита. Не-

обходим пересмотр результатов интерпретации всех результатов ГСЗ и ВЭЗ по этому блоку. Скорее всего, мощной осадочной протерозойской толщи в пределах данного блока нет. Структура и размеры автохтона, надвинутого на архейские породы в районе перешейки п-ва Средний, могут быть уточнены и без дополнительного проведения дорогостоящих буровых работ и ГСЗ. В настоящее время ООО «Арктические технологии» осуществляет комплексное обследование северной части Кольского полуострова. Полученные данные и выводы могут оказаться своевременными и актуальными при выборе стратегии поисков и разведки полезных ископаемых, включая углеводороды на п-ве Рыбачий и прилегающего шельфа акватории Баренцева моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Загородный В.Г. О периодизации и вулканических режимах архея северо-восточной части Балтийского щита / Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. — Апатиты. 1980. С. 36—46.
2. Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение Печенгской вулканогенно-осадочной серии. — М.—Л.: Наука, 1964.
3. Кольская сверхглубокая. — М.: Недра, 1984.
4. Кольская Сверхглубокая. — М., 1998.
5. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А. и др. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита. Масштаб 1:500 000. Препринт. — Апатиты, 1994.
6. Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. — Апатиты, 1993.

УДК 550.834.3(571.1)

В.С.Дружинин, 2009

Информация о строении земной коры — необходимый атрибут региональной нефтегазовой геологии (на примере Уральского региона)

В.С.ДРУЖИНИН (Институт геофизики УрО РАН)

Решение основных проблем региональной нефтегазовой геологии, таких как: тектоника и параметры фундамента; специфика образования нефтегазовых бассейнов; модели генерации углеводородов в геологической среде и образование месторождений; повышение эффективности прогнозирования на региональной стадии поисковых работ, нуждаются в сведениях о строении земной коры. Для подтверждения высказанного положения приведем ряд примеров по нефтегазовым провинциям Уральского региона, где имеется информация о глубинном строении.

Вначале остановимся на роли сведений о земной коре для решения тектонических вопросов.

Приведем некоторые примеры результатов работ по ГСЗ в восточной части Волго-Уральской нефтегазовой провинции.

На Свердловском профиле ГСЗ (1965—1966 гг.) установлена значительная мощность осадочных отложений $R-PZ_{1-2}$ в Калтасинском авлакогене (до 10 км) и определена аномальная структура земной коры в центральной и восточной его частях [4, 7]. Эти данные согласуются с результатами глубокого бурения и последующих сейсморазведочных работ МОГТ (рис. 1). Особенностью строения осадочного слоя авлакогена является присутствие высокоскоростных доломитов R_1 с V 6,8—7,0 км/с, экранирующих ниже расположенные горизонты и в первую очередь кристаллический фундамент. В результате пересчета волнового поля (рис. 2) на подошву доломитов удалось определить скоростные параметры терригенной толщи нижнего рифея (5,0—5,1 км/с) и древнего фундамента, скорости которого (6,05–0,15 км/с) оказались

типичными для нижнеархейских комплексов. На примере установленных особенностей строения земной коры Калтасинского авлакогена сделано заключение об ошибочности широко распространенного мнения об отсутствии выклинивания древнего кристаллического фундамента в пределах крупных отрицательных структур Восточно-Европейской платформы и как следствие о базификации земной коры. Еще в 1975 г. на примере разреза по Свердловскому профилю, было высказано предположение, что в таких структурах происходит эклогитизация нижней части базальтов и о переходе их в эклогиты с повышением плотности до 3,4 г/см³ [15]. На это указывает наблюдаемый подъем современной поверхности М, четкие отражающие свойства этой поверхности [3] и наличие расслоенности верхов верхней мантии (см. рисунки 1 и 2). О возможности прослеживания поверхности М вертикальными отражениями, что было в конце XX столетия реализовано при исследованиях по методике глубинного ОГТ, свидетельствует рис. 2. Затем это положение об эклогитизации базальтов в низах коры и образование крупных осадочных бассейнов в связи с возникшим положительным дефицитом плотности кристаллической коры было развито Е.А.Артюшковым [2].

Доказано наличие в составе континентальной коры древнего кристаллического фундамента нижнеархейского возраста, который служит основанием первого сейсмогеологического этажа, сложенного породами различного состава и строения (платформенные, субплатформенные, геосинклинальные, метаморфизованные комплексы в возрастном диапазоне

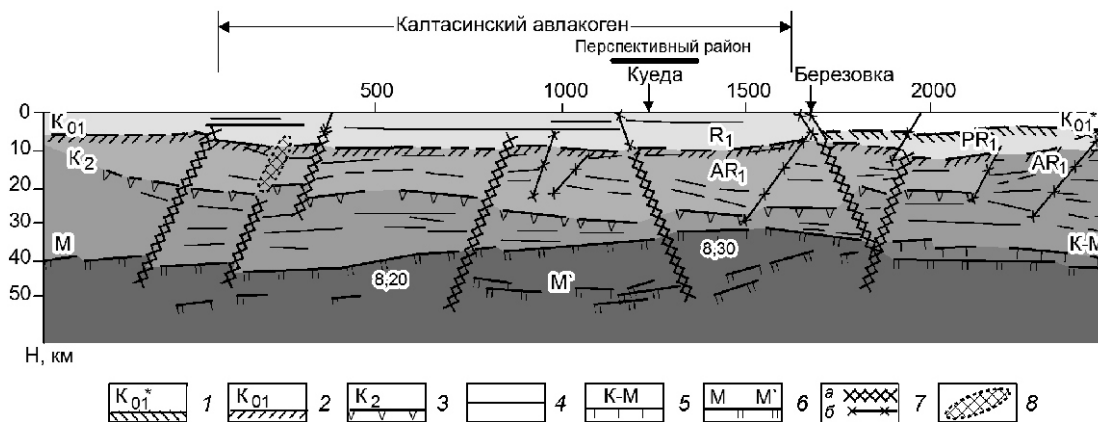


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез по Свердловскому профилю ГСЗ в районе Калтасинского авлакогена:

основные поверхности раздела: 1 — кровля нижнего мегакомплекса I СГЭ, возможно возраста PR₁—PR₂; 2 — древний кристаллический фундамент архейского возраста; 3 — кровля III СГЭ, возможно протокоры; отражающие границы: 4 — кристаллической коры, 5 — переходного мегакомплекса в низах коры; 6 — основной сейсмогеологический раздел Мо-хоровича; 7 — предполагаемые разрывные нарушения: а — разделяющие преимущественно блоки земной коры и верхней мантии, б — преимущественно в верхней и средней частях коры; 8 — контуры предполагаемых интрузивных тел

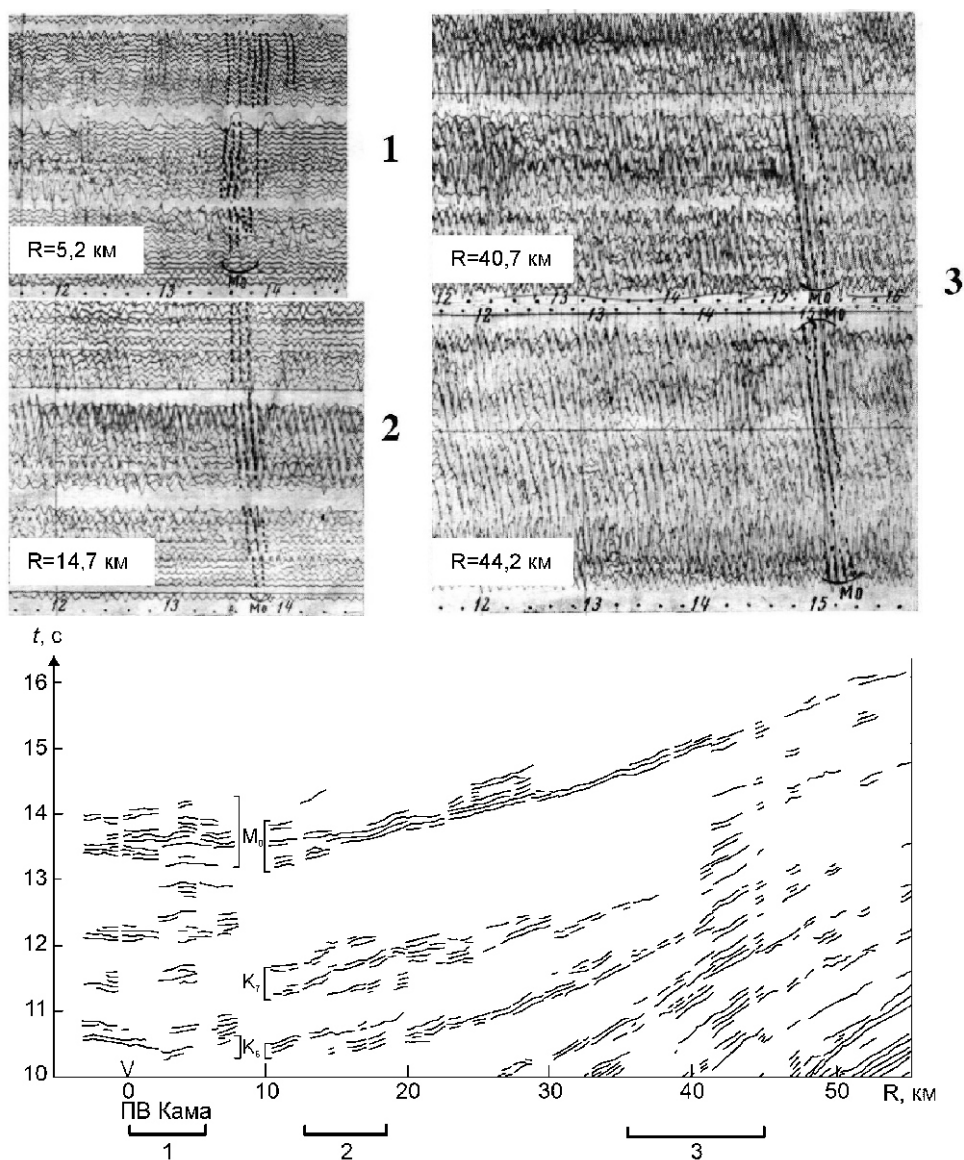


Рис. 2. Характеристики записи отраженных волн на малых удалениях от источника (0—50 км) от поверхности М в Калтасинском авлакогене. В.С.Дружинин, 1970

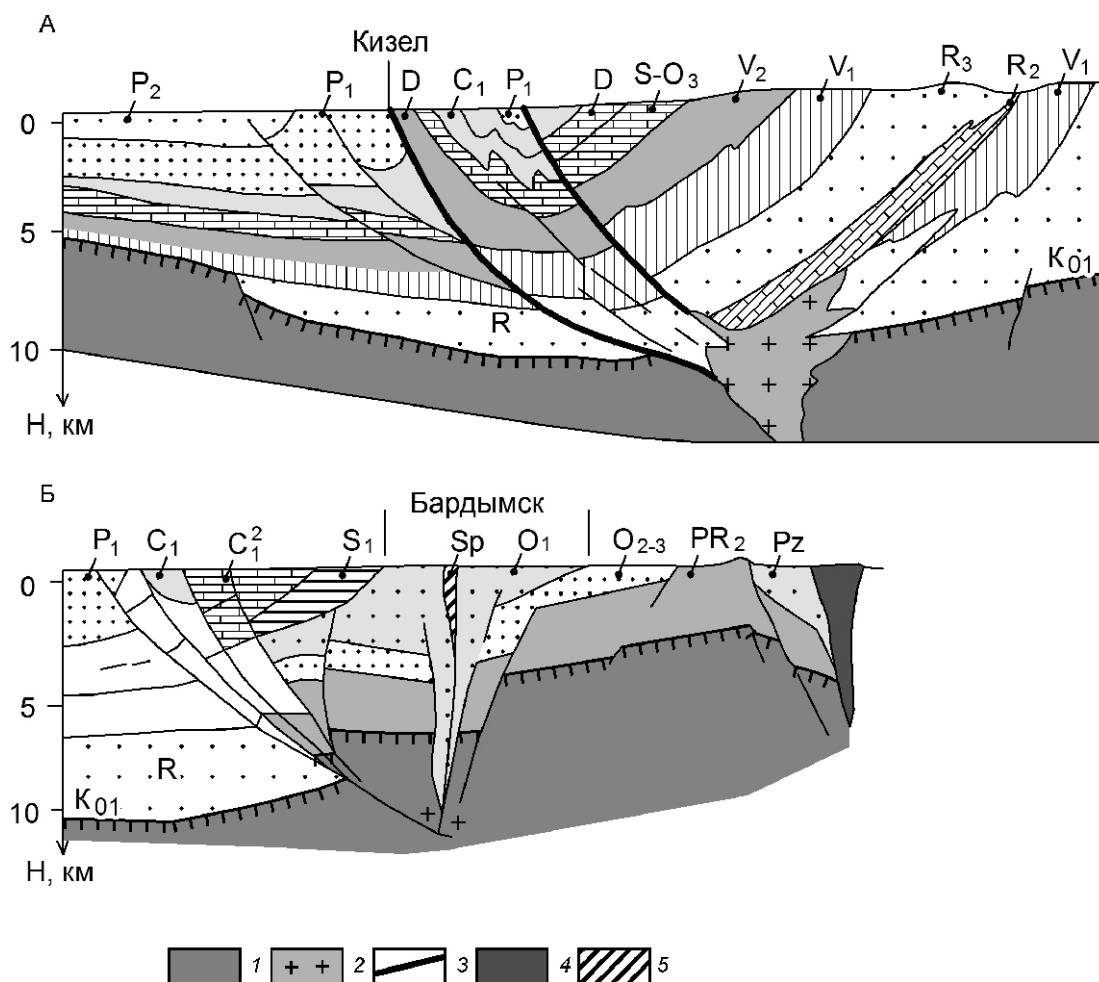


Рис. 3. Схематические геологические разрезы зон надвигов:

А — Кизеловская, Б — Бардымская; 1 — метаморфиты дорифейского фундамента; 2 — гранитоиды позднего палеозоя или мезозоя; 3 — линии сдвига-надвигов; 4 — габбро; 5 — серпентиниты; терригенные отложения перми: P₂ — верхней, P₁ — нижней; C₁ — терригенные и карбонатные отложения карбона; карбонатные отложения: D — девона, S — силура (местами), S—O₃ — ордовика—силура; терригенные отложения венда: V₂ — верхнего, V₁ — нижнего; терригенные отложения рифея: R₃ — верхнего, R₂ — доломиты среднего; S₁ — трахиты, трахибазальты; O₁ — базальты; O₂₋₃ — терригенные отложения ордовика; см. услов. обозн. к рис. 1

от PR—R до PZ₂ включительно) [7]. Комплекс древнего фундамента (преимущественно серые гнейсы) вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной (СГ-3) на глубине 10 км, Ново-Елховской в интервале глубин 2—6,5 км [8, 10].

Приуральская рифт-авлакогенная структура выделена в пределах Западного склона Урала [7] и сделано предположение о наличии по восточному борту этой структуры погруженного гранитного пояса позднепермского возраста (P₃), с образованием которого связаны надвиговые структуры Западного склона Урала [7] (рис. 3). Наличие крупных шарьяжных структур, рисуемых многими известными геологами-плиттектонистами, не подтверждаются по данным ГСЗ. Доказательством этому являются результаты исследований ГСЗ по Троицкому профилю, пройденному вблизи Калгуинской глубокой скважины,

которая задана М.А.Камалетдиновым в Башкирском антиклинории для возможного обнаружения аллохтонной залежи углеводородов на глубине 4 км под крупной шарьяжной структурой [11].

Данные ГСЗ на Троицком профиле определили положение древнего кристаллического фундамента на 7—8 км [1], что подтверждается результатами бурения Калгуинской скважины, которая на глубине 5,1 км вскрыла нормальный разрез нижнего рифея. Суммарная мощность рифея, согласно геологическому анализу, составляет не менее 7—7,5 км. Таким образом была подтверждена сейсмическая информация о положении древнего кристаллического фундамента и, соответственно, об отсутствии крупных шарьяжных структур. Выдвинутое положение о возможном локальном развитии надвиговых структур, приуроченных к погребенным гранитным массивам поздне-

пермского возраста, нуждается в подтверждении более надежными геолого-геофизическими результатами. В данном случае интерес не только тектонический, но и минерагенический, т.к. есть основание предполагать, что такие районы могут рассматриваться как перспективные участки на обнаружение поднадвиговых месторождений углеводородов.

Изучение особенностей глубинного строения Южно-Татарского свода — уникальной нефтеносной провинции мира [12], позволило установить, что кристаллическая кора массива сильно дезинтегрирована [10]. До глубины 25—27 км породы кристаллической коры изменены и превращены в гнейсы с прослоями интрузивных тел основного и ультраосновного состава с V 6,4 км/с; породы со значениями скорости близкими к мантийным значениям, находятся на H 30 км с плавным переходом на глубинах 40—42 км к нормальным мантийным значениям скорости (8,0—8,2 км/с). Другим интересным фактом, дополняющим аномальность глубинного строения Южно-Татарского свода, является обнаружение по данным глубинного ОГТ в интервале глубин 20—25 км, в районе уникальных нефтяных месторождений, зоны повышенной отражательной способности (В.А.Трофимов, 2007). Приведенные данные указывают на значительную переработку кристаллической коры глубинными процессами, что обусловило наряду с другими факторами, образование уникальных нефтяных месторождений и обеспечили преимущественно «воздымающий» режим развития древнего массива.

Схемы горизонтальной миграции углеводородов в пределы Южно-Татарского свода со стороны складчатого Урала [13] относятся к *виртуальным* плиттектоническим построениям, не увязанным, как и все построения плиттектонистов, с особенностями глубинного строения земной коры.

Примеры положительных решений тектонических вопросов по Западно-Сибирской нефтегазовой провинции приведем ниже. Западно-Сибирская геоструктура в отличие от общепринятых представлений в своей первичной основе — древняя континентальная структура, представителями которой в современном тектоническом плане являются срединные массивы, подвергшиеся серьезной метаморфической переработке в процессе последующего *активного* развития складчатых структур обрамления. Естественно это проявилось в характере наблюдаемых потенциальных полей (до постановки ГСЗ основной источник информации о строении до юрского основания). По некоторому подобию потенциальных полей на Западно-Сибирской плите с окружающими регионами было сделано заключение об отнесении Западно-Сибирской геоструктуры к Урало-Монгольскому складчатому поясу [14]. По мнению автора, древние комплексы за исключением деструктивных зон континентальной коры (рифтовые зоны) перекрыты субплатформенными отложениями

девона—перми, и терригенно-вулканическими породами триаса. Геосинклинальные и интрузивные комплексы развиты в основном в пределах зон геодинамического влияния глубинных разломов. Это положение впервые было высказано по результатам исследований ГСЗ на Свердловском (1976), Ханты-Мансийском (1978), Уренгойском профилях (1984). Ссылки на данные бурения, которые приведены исследователями для подтверждения принадлежности Западно-Сибирской плиты преимущественно к складчатым образованиям, не состоятельны, из-за ограниченности геологической информации по объему, глубине бурения и во многом противоречивы по содержанию. Наглядным примером высказанной точки зрения о древнем возрасте Западной геоструктуры являются данные о глубинном строении Ханты-Мансийского срединного массива, черты строения которого подобны Южно-Татарскому своду Восточно-Европейской платформы (рис. 4).

Обоснована восточная граница собственно Уралид, которая, до широты Тюмени (рис. 5), совпадает с западной частью Тюменско-Кустанайского прогиба, а севернее испытывает ряд широтных перемещений в западном направлении; севернее широты 60 пограничная зона находится в пределах полосы 66—69 в.д., имея север-северо-восточное простирание. При этом Шеркалинская структура (прогиб) расположена в пограничной зоне между восточными структурами Уралид и Западно-Сибирского геоблока [5]. Такое заключение сделано на основании существенных отличий глубинного строения Уралид от основной части Западно-Сибирской платформы.

Герциниды (D_1 — C) развиты более широко и не системно, во многих случаях их трудно отличить от субплатформенных отложений аналогичного возраста, частично измененных под действием последующих тектонических преобразований.

Рифтовая природа Уренгойской мегазоны (системы) подтверждена работой [9]. По данным ГСЗ и результатам комплексной интерпретации консолидированная кора этой структуры вкрест простирания имеет резко изменчивый состав: от зоны гранитизации, которой соответствует внутририфтовое инверсионное Уренгойское поднятие, до зон широкого развития вулканических пород и интрузивных комплексов фемического состава. В нижней части коры, начиная с глубин 30—32 км и до 42 км, расположен мегакомплекс с повышенными скоростями (7,4—7,6 км/с) и повышенными плотностями (ρ 3,18—3,24 г/см³), который может быть отнесен к переходному мегакомплексу (K — M) [8]. В пределах Центральной мегазоны Урала переходный мегакомплекс установлен на больших глубинах (от 39 до 55—60 км) и соответственно мощность его больше. Вероятно, обе структуры имеют рифтовую природу, но разный возраст. Уренгойская мегазона заложилась, возможно, в более позднее время (позднепалеозой-

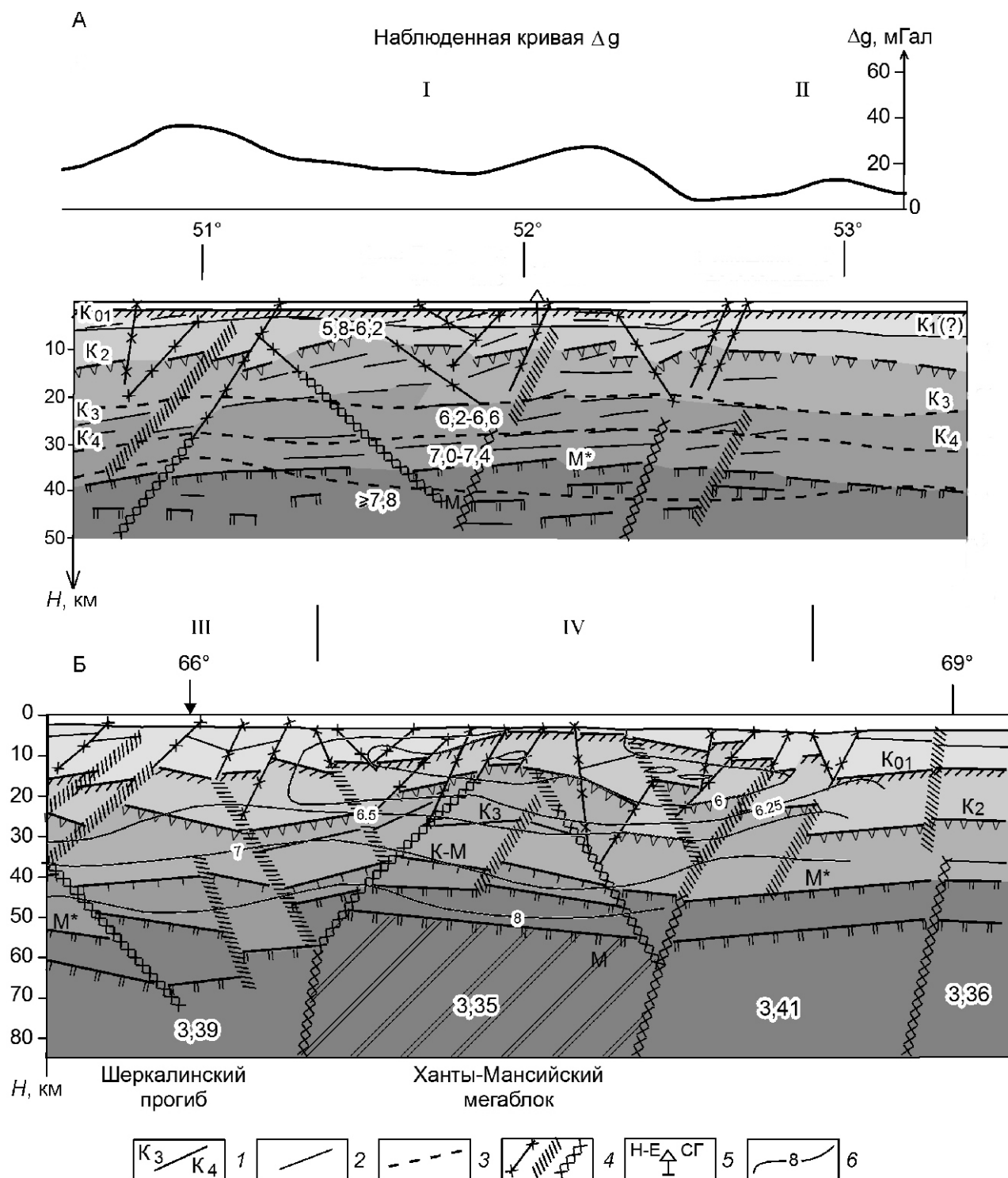


Рис. 4. Разрезы земной коры в пределах уникальных месторождений углеводородов:

глубинные сейсмогеологические разрезы: А — Южно-Татарского свода (месторождения: I — Ново-Елховское, II — Ромашкинское) по геотраверсу Гранит [5]; Б — Красноленинского нефтяного района Восточно-Европейской платформы (месторождения: III — Шеркалинской зоны, IV — Красноленинского района) по Красноленинскому профилю ГСЗ; поверхности: 1 — мегакомплексов нижней коры, возможно с различными физическими параметрами; 2 — осредненное положение отражающих границ; 3 — сейсмические преломляющие границы согласно авторскому варианту (С.Н.Кашубин и др.); 4 — предполагаемые разломные структуры верхней части литосферы; 5 — Ново-Елховская сверхглубокая скважина; 6 — изолинии скоростей (в км/с); цифры — расчетная плотность (в г/см³); см. услов. обозн. к рис. 1. Составитель В.С.Дружинин (рис. 4, А) с использованием сейсмических материалов по геотраверсу Гранит, площадных наблюдений преломленными (рефрагированными) волнами и геолого-геофизических данных по сверхглубокой скважине

ское), что и ознаменовало начало активного развития самой Западно-Сибирской геоструктуры в отличие от структур обрамления.

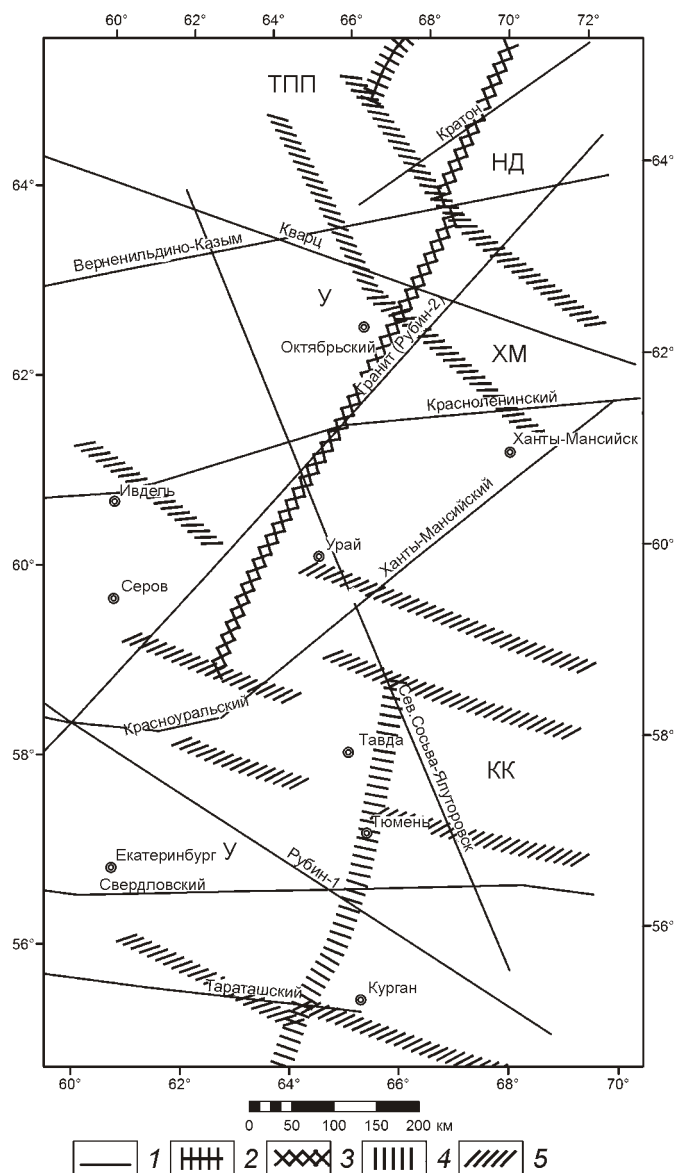


Рис. 5. Положение Восточной границы Урала. В.С.Дружинин, В.И.Уткин, 2001:

1 — профили ГСЗ; 2 — западный пограничный шов между Тимано-Печорской плитой Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плитой Азиатской платформы; 3 — возможная восточная граница Урала в северных широтах; 4 — пограничный шов между областями развития Уральских и Казахских структур; 5 — дислокации субортогональные к простиранию пограничного шва (возможно трансформные разломы); основные геологические структуры — области развития: У — Уралид, КК — каледонид Казахстана, ТПП — Тимано-Печорская плита, ХМ — Ханты-Мансийский и НД — Надымский мегаблоки Западно-Сибирской плиты

Вопрос о значении глубинной информации для прогнозирования на региональной стадии поисковых работ частично рассмотрен в работе [5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Автонева С.В., Дружинин В.С., Кашубин С.Н. Глубинное строение Южного Урала по Троицкому профилю ГСЗ // Советская геология. № 7. 1988. С. 47—53.
2. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. — М.: Наука, 1993.
3. Дружинин В.С., Беликова Д.А., Рыбалка В.М. Отражающие свойства границы Мохоровичича на восточной части Русской платформы // Физика Земли. № 8. 1970. С. 21—33.
4. Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д. Проблемы связи верхних структур с глубинным строением Уральского региона // Советская геология. № 11. 1974. С. 42—55.
5. Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. и др. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности зоны сочленения Урала и северо-западной части Западно-Сибирской геосинеклизы / Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезокайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и нефтегазоносность. — Тюмень—Новосибирск, 2008. С. 70—75.
6. Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Урала по данным ГСЗ. — М., 1976.
7. Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Осипов В.Ю. и др. Роль древнего кристаллического фундамента в строении осадочного мегакомплекса и оценка нефтегазоперспективности области сочленения Русской плиты и Урала в пределах Пермской и Свердловской областей / Мат-лы науч.-практич. конф. по теме «Перспективы нефтегазоносности Предуральяского прогиба». — Екатеринбург, 2004. С. 139—157.
8. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Песковский И.Д. и др. К вопросу об оценке объемной геофизической информации по данным бурения сверхглубоких скважин расположенных в районе геотраверса «Гранит» // Уральский геофизический вестник. № 5. 2003. С. 24—34.
9. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.Н. Использование результатов геофизических исследований на региональных профилях // Разведка и охрана недр. № 2. 2000. С. 2—6.
10. Дружинин В.С., Осипов В.Ю., Шилина Е.В. Геофизические исследования кристаллического фундамента Южно-Татарского свода в районе Ново-Елховской сверхглубокой скважины // Уральский геофизический вестник. № 8. 2005. С. 38—43.
11. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. — М.: Наука. 1974.
12. Муслимов Р.Х. Освоение супергигантского Ромашкинского месторождения — выдающийся вклад ученых и в мировую нефтяную науку и практику разработки нефтяных месторождений // Георесурсы. 2008. 4(27). С. 206.
13. Степанов В.П. Разломная тектоника кристаллического фундамента Восточной части Волго-Камской антеклизы и ее взаимоотношение со структурой осадочной толщи: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. — Казань, 2002.
14. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — М.: Недра, 1981.
15. Ярош А.Я., Кассин Г.Г., Дружинин В.С. Связь верхней мантии со структурами земной коры Пермского Приуралья // Геофизические методы поисков и разведки. Вып. 1. 1975. — Свердловск, 1975. С. 3—7.

Влияние взаимодействия в системе континент—океан на гидрогеологические условия России

В.Н.ОСТРОВСКИЙ (ФГУП ВСЕГИНГЕО)

Территория России граничит с акваториями трех океанов: Атлантического, Тихого, Северного Ледовитого. Их взаимодействие с континентальной глыбой России в значительной степени определяет особенности ее климата, ландшафтов, распределения поверхностных и подземных вод и др. Главную роль в климатическом взаимодействии играет перенос тепла и влаги с океанических акваторий на континент в процессе циркуляции атмосферы, в меньшей степени океаническими течениями.

Взаимодействие континентальных и океанских плит во многом определено геолого-тектоническими особенностями России, обусловившими формирование геологических структур и формаций, рельефа и повлиявших на типы и размещение ландшафтов, подземные, поверхностные воды и другие компоненты экосферы. Таким образом, в проблеме взаимодействия в системе океан—континент можно выделить два главных аспекта, которые условно называются климатический и геолого-тектонический. Они тесно связаны между собой.

На климатические условия наибольшее влияние оказывает Атлантический океан. Перенос влаги с Атлантики в значительной степени определяет закономерности увлажнения и режима температуры воздуха территории России, способствуя увеличению континентальности климата от западной границы страны до зоны влияния тихоокеанских муссонов, активно воздействующих на увлажнение и температурный режим региона, примыкающего к побережью Тихого океана, но это влияние по площади значительно меньше, чем влияние атлантических циклонов. Северный Ледовитый океан слабо воздействует на распределение атмосферной влаги на территории России по причине невысокого ее содержания в полярных воздушных массах. Однако этот океан в основном влияет на температуры воздуха с учетом ландшафтной зональности, которые и уменьшаются с запада на восток.

Взаимодействие в системе континент—океан привело к образованию на территории России особых ландшафтных климатических таксонов с субмеридиональными границами, называемых физико-географическими секторами [12]. Секторное распределение ландшафтов обусловлено не только циркуляцией атмосферы, но и циркуляцией водных масс в океанах. Так, на ландшафты европейской части России [11], в меньшей степени Западной Сибири, существенное влияние оказывает течение Гольфстрим.

Исходя из принципа единства ландшафтной оболочки, частью которой являются подземные воды зоны свободного водообмена, секторное распределение должно быть свойственно также подземным водам верхней части подземной гидросферы. В работе [26] было предложено ввести понятие *гидрогеологический сектор* — крупный регион в системе континентально-океанического водотеплообмена, отличающийся интенсивностью гидрогеологических процессов, в т.ч. подземного водообмена, особенностями химического состава подземных вод и их режима, широтной гидрогеологической зональности. На гидрогеологическую секторность влияет не только перенос воздушных масс, но и водных масс в Мировом океане.

Ранее [26] были выделены пять гидрогеологических секторов: Восточно-Европейский, Западно-Сибирский, Тунгусский, Якутский, Тихоокеанский. В последствии В.Н.Островский и А.В.Островский выделили Колымский сектор (см. рисунок).

Восточно-Европейский сектор наиболее близко расположен к акватории Атлантического океана. Он характеризуется относительно высокой интенсивностью подземного водообмена, сравнительно малым распространением многолетней мерзлоты, хорошо выраженной широтной зональностью подземных вод, которая тесно связана с ландшафтно-климатической зональностью. Интенсивность подземного стока в основном определяется климатическими факторами.

Западно-Сибирский сектор приурочен к обширной одноименной равнине. Он также сравнительно хорошо увлажнен и для него характерны в среднем высокие показатели подземного стока. Значительная часть его территории занята криолитозоной, которая хотя и снижает активность подземного водообмена, но он все же достаточно интенсивен. Широтная гидрогеологическая зональность хорошо выражена, тесно связана с ландшафтной зональностью.

Тунгусский сектор территориально охватывает Средне-Сибирское плоскогорье. Почти вся территория сектора расположена в зоне сплошной многолетней мерзлоты. Интенсивность подземного стока по сравнению с Западно-Сибирским сектором резко снижается. Связь гидрогеологических и ландшафтных зон прослеживается слабо.

Якутский сектор занимает восточную часть древней Сибирской платформы, подавляющая часть территории которой покрыта многолетнемерзлыми по-

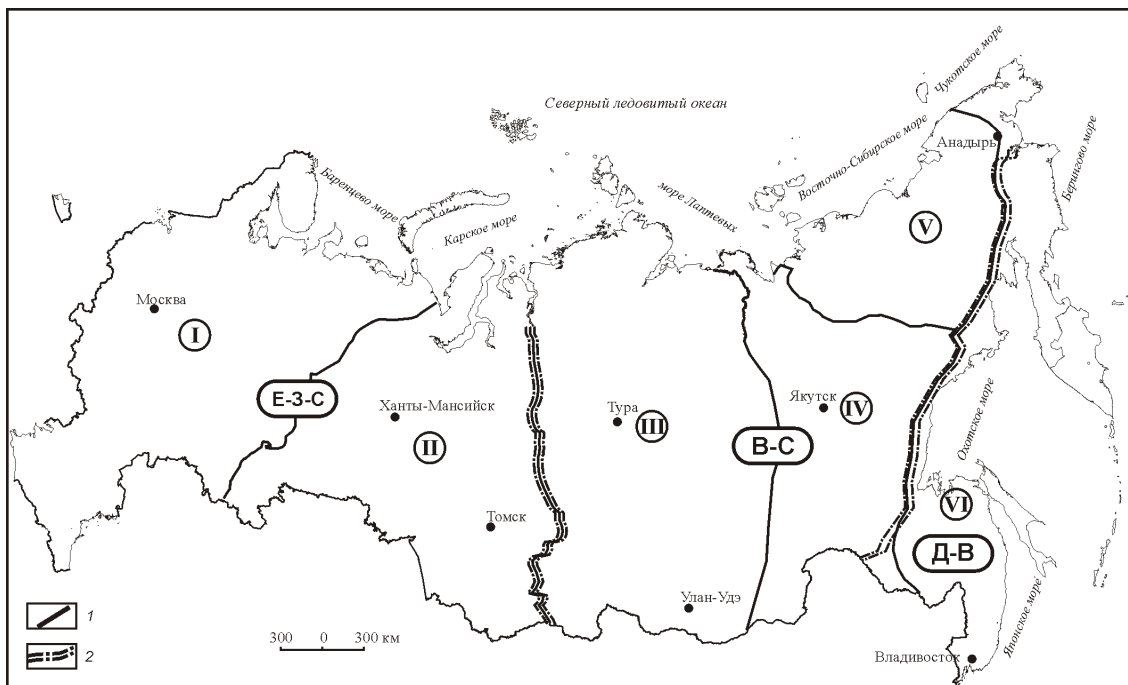


Схема гидрогеологических секторов и сегментов России:

секторы: I — Восточно-Европейский, II — Западно-Сибирский, III — Тунгусский, IV — Якутский, V — Колымский, VI — Тихоокеанский; сегменты: Е-З-С — Европейско-Западно-Сибирский, В-С — Восточно-Сибирский, Д-В — Дальневосточный; границы: 1 — секторов, 2 — сегментов

родами. Связь широтной гидрогеологической и ландшафтной зональности практически не прослеживается. Интенсивность подземного водообмена низка и определяется преимущественно мерзлотно-морфоструктурными факторами. Капельно-жидкие подземные воды локализованы в таликах.

Колымский сектор приурочен в основном к системе мезозойских складчатых поясов Восточной Сибири. Почти вся территория расположена в зоне сплошной многолетней мерзлоты. Сектор находится в пограничной полосе между атлантическим и тихоокеанским атмосферными влагопереносами, причем, в большей степени проявляется влияние тихоокеанского.

Тихоокеанский сектор протягивается вдоль побережья морей Тихого океана и отличается значительными величинами атмосферных осадков (до 1000 мм и более). Площади распространения многолетней мерзлоты по сравнению с Колымским сектором значительно уменьшаются. Интенсивность подземного водообмена резко возрастает за счет выпадения в теплое время года обильных муссонных осадков. Несмотря на то, что сектор занимает субмеридиальную полосу протяженностью около 2000 км, широтная гидрогеологическая зональность выражена слабо. Это объясняется тем, что территория характеризуется преобладанием горных ландшафтов с вертикальной поясностью.

Формирование гидрогеологической секторности связано не только с климатом, но и с тектоникой.

Гидрогеологические секторы преимущественно расположены в пределах тектонических структур. Так, Восточно-Европейский сектор приурочен к одноименной платформе, Западно-Сибирский — к одноименной плите, Тихоокеанский — к зоне альпийской складчатости востока России и т.д. Границами секторов в большинстве случаев являются складчатые пояса, образующие горные поднятия, которые существенно влияют на направление переноса воздушных масс. Их можно назвать орографическими барьерами. Степень их влияния на влагоперенос зависит от ориентировки барьера по отношению к преобладающему переносу воздушных масс, имеющему в основном широтное направление, а также от положения барьера в системе континентально-океанической циркуляции атмосферы. При прочих равных условиях наиболее контрастно на гидрогеологическую секторность влияют барьеры, ориентированные нормально к направлению влагопереноса.

Для орографических барьеров характерна гидрогеологическая поясность — изменение гидрогеологических условий в зависимости от высоты местности. На наветренном и подветренном склонах барьеров наблюдается асимметрия распределения подземного стока. Так, согласно О.В.Попову [28], на наветренном западном склоне Среднего Урала средний модуль подземного стока в карбонатных породах составляет 6,3 л/с км², на восточном — 5 л/с км². Влияние орографических барьеров на влагосодержание

воздушных масс и величину подземного стока в основном убывает с запада на восток. Высотная поясность зависит преимущественно от интенсивности неотектонических поднятий [14]. Ландшафтные и гидрогеологические особенности высотных поясов определяются также местоположением поясов в системе широтной зональности и секторности. Так, в сплошной криолитозоне развит только один нивальный пояс, где распространены ландшафты тундры и полярной пустыни. Примером могут служить горы Бырранга на Таймыре и Анабарское поднятие Сибирской платформы в зоне сплошной мерзлоты. По мере продвижения к югу число поясов увеличивается. Например, в Алтайских горах, где максимальные абсолютные высоты рельефа превышают 4500 м, выделяется ряд ландшафтных поясов от сухих степей до горной тундры. Здесь можно выделить спектр гидрогеологических поясов от переходного пояса с преобладанием процессов континентального засоления до пояса с распространением прерывистой мерзлоты. Высотная гидрогеологическая поясность России изучена крайне слабо в отличие от высотной поясности ландшафтов.

Остановимся кратко на характеристике широтной гидрогеологической зональности. Она изучалась в первой половине XX в. преимущественно на примере европейской части России. В основу выделения гидрогеологических зон были положены ландшафтно-климатические, гидрогеологические, геологические, орографические критерии [21].

Согласно Н.И.Толстихину [30] и Л.А.Островскому с соавторами [18], обобщенно на территории России можно выделить следующие широтные гидрогеологические зоны и подзоны: 1) криолитозона, подразделяющаяся на подзоны сплошной, прерывистой и островной мерзлоты; 2) зона выщелачивания; 3) переходная зона с подзонами преобладания процессов выщелачивания и континентального засоления; 4) зона континентального засоления.

Тектоника — также один из важных факторов, влияющих на гидрогеологическую зональность. Как отмечают Э.Д.Ершов [10] и другие авторы, неотектонические поднятия в Восточной Сибири во многом способствовали формированию криолитозоны.

Взаимодействие в системе континент—океан следует рассматривать на фоне геологической истории территории России. Согласно В.Е.Хаину [32], Л.П.Зонненшайну с соавторами [11] и другим ученым, Евразия, северную часть которой занимает территория России, является составным континентом, образованным в результате аккреции различных тектонических плит, террейнов и складчатых поясов. Основную роль в этом процессе играли Восточно-Европейская и Сибирская платформы, которые в палеозое сформировали единый континент. В конце палеозоя континент раскололся с образованием Западно-Сибирского, Печоро-Баренцевоморского и

Скифско-Туранского осадочных бассейнов. В мезозое и кайнозое с востока происходило наращивание Сибирской платформы. Особенно активные тектонические процессы наблюдались в зоне контакта континентальных структур с Тихоокеанской плитой, где сформировались складчатые, вулканические пояса и другие образования. В этом процессе существенное значение имело давление на континентальную плиту России, Африкано-Аравийской, Индийской, Северо-Китайской плит, а также процессы взаимодействия континентальных и океанских плит [32, 33].

Доминирующая роль в тектоническом взаимодействии в системе континент—океан принадлежит, по-видимому, Тихоокеанской плите, что хорошо видно из сравнения тектонической активности Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Если для Восточно-Сибирской платформы характерна в целом низкая интенсивность тектонических движений в постпалеозойское время, то для Сибирской платформы этого сказать нельзя. Здесь произошли существенные тектонические события, изменившие облик территории: образование мощных вулканических покровов, активизация внутриплатформенных складчатых поясов, формирование рифтовых структур. Такие различия отразились и на рельефе рассматриваемых кратонов [3, 4, 31].

Западная и восточная части России различаются также по времени стабилизации основных тектонических структур, в основном уменьшающееся с запада на восток [6]: Восточно-Европейская платформа стабилизировалась в архее и протерозое, Западно-Сибирская плита и Сибирская платформа — преимущественно в палеозое, складчатые пояса Востока Сибири — в мезозое. Структуры Тихоокеанского вулканического пояса еще не стабилизировались [4].

Одна из причин формирования геологической структуры России, по-видимому, заключается в различной тектонической активности Атлантической и Тихоокеанской океанских плит, которые отличаются по типам границ. Граница Атлантической плиты с Евразийским континентом представляет собой пассивную окраину, тектоническая активность которой невелика. Часть Тихоокеанской плиты, примыкающая к России, относится к типу активных окраин, где развиты современные вулканические пояса, зоны субдукции и другие процессы и явления [32, 33].

Достаточно простого взгляда на географическую карту [31], чтобы сделать вывод о дифференциации территории России на две части: западную, преимущественно равнинную, и восточную, преимущественно горную. Несомненно, это отразилось в особенностях гидрогеологических условий.

Автор считает, что на территории России можно выделить гидрогеологические мегаструктуры, сформировавшиеся под влиянием тектонического и климатического взаимодействия в системе континент—океан. Предлагается выделить гидрогеологические сегменты — крупные части материка с различающимися гидро-

геологическими особенностями, тектонической активностью и закономерностями влаготеплообмена. Основными показателями для выделения сегментов являются типы гидрогеологических структур, коллекторы подземных вод, закономерности гидрогеологической зональности и секторности, высотной поясности, ресурсный потенциал подземных вод, в первую очередь питьевых, закономерности взаимодействия в системе континент—океан.

На рисунке обозначены три гидрогеологических сегмента: Европейско-Западно-Сибирский, Восточно-Сибирский, Дальневосточный. Границей между Европейско-Западно-Сибирским и Восточно-Сибирским сегментами служит сутурный шов, протянувшийся вдоль долины р.Енисей, отделяющей Западно-Сибирскую плиту от Сибирской платформы [3, 1]. Дальневосточный сегмент выделен в зоне мезойско-кайнозойского тектогенеза вдоль западной периферии Тихоокеанской плиты. Граница с Восточно-Сибирским сегментом проведена условно с учетом геолого-тектонических особенностей территории и распространения криолитозоны.

К *Европейско-Западно-Сибирскому гидрогеологическому сегменту* отнесена Восточно-Европейская платформа и граничащие с ней с юга и востока структуры, а также Скифская плита, Кавказский и Уральский складчатые пояса. Сегмент включает также Печорскую и Западно-Сибирскую плиты. Западно-Сибирская в схемах гидрогеологического районирования [17, 20] всегда рассматривалась как самостоятельный бассейн подземных вод. Поэтому ее включение в Западный сегмент требует пояснения. По мнению автора, несмотря на существенные гидрогеологические различия Русской и Западно-Сибирской плит, которые подробно рассмотрены в работе [21], эти структуры имеют определенную общность: преобладание в чехле осадочных формаций, которые представлены в основном морскими, реже континентальными отложениями; преобладание равнинного рельефа; хорошо выраженная широтная зональность подземных вод и сравнительно тесная ее связь с зональностью ландшафтов; преобладание переноса атлантических воздушных масс.

Аналогичной гидрогеологической общностью в значительной степени характеризуется Печорская и Скифская плиты. Что касается Кавказского и Уральского складчатых поясов, их гидрогеологические условия также в значительной степени зависят от поступления атлантической влаги, причем на Урале в отличие от других складчатых областей России, наряду с высотной поясностью довольно хорошо проявляется и широтная гидрогеологическая зональность. Исключением является Кавказ. Сегмент характеризуется пониженной тектонической активностью.

Преобладающие гидрогеологические структуры — платформенные артезианские бассейны, занимающие Русскую, Западно-Сибирскую, Скифскую и Печорскую плиты [2, 18, 20]. На севере Западно-Сибирского

артезианского бассейна распространена двухслойная многолетняя мерзлота [5], криогенные гидрогеологические структуры (по О.Н.Толстихину [34]). В Кавказской и Уральской гидрогеологических складчатых областях развиты гидрогеологические массивы, межгорные и предгорные артезианские бассейны. Для сегмента характерно относительно небольшое распространение рифтовых постпалеозойских структур.

Наиболее широко развиты коллекторы с поровой проницаемостью, а также карбонатные. Степень литификации пород в среднем сравнительно невелика. Так, на северо-западе Русской плиты залегают нелитифицированные отложения кембрия и рифея, представленные глинами, песчаные фракции девона [8].

Хорошо выражена широтная гидрогеологическая зональность. Высотная гидрогеологическая поясность распространена ограниченно. Гидрогеологическая зональность в значительной степени связана с ландшафтной зональностью.

В системе бассейнов Русской плиты химический состав подземных вод изменяется от гидрокарбонатного кальциевого на севере до хлоридно-сульфатного натриевого на юге. Иные закономерности химического состава подземных вод отмечаются в Западно-Сибирском артезианском бассейне, причем метаморфизация химического состава происходит в последовательности $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{Cl}^-$, что является гидрогеохимической аномалией, отмеченной рядом исследователей [23]. Причины возникновения такой аномалии пока не выявлены. Автор предполагает [23], что хлориды поступают из глубоких горизонтов земной коры. Это может быть следствием возникновения глубокого разлома литосферы, произошедшего в конце палеозоя. Источником поступления хлоридов не могут быть породы фундамента Западно-Сибирской плиты, представленные метаморфическими и вулканогенными формациями без участия галогенов [9]. О глубинном генезисе хлоридов свидетельствует повышенное содержание в подземных водах аргона [29].

Ресурсный потенциал питьевых подземных вод локализован преимущественно в платформенных артезианских бассейнах (под ресурсным потенциалом обычно понимаются прогнозные ресурсы подземных вод, которые могут обеспечить потребность населения в питьевой воде [35]). Ресурсный потенциал в значительной степени контролируется широтной гидрогеологической зональностью, достигая при прочих равных условиях максимума в зоне выщелачивания.

Сегмент относится к зоне климатического влияния Атлантического океана. Тектоническое воздействие Атлантической плиты на гидрогеологические условия сегмента ограничено.

Восточно-Сибирский гидрогеологический сегмент включает Сибирскую платформу и примыкающие к ней с юга каледонские и герцинские складчатые пояса, а также большую часть киммерийской складчатой области северо-востока России.

Для него характерны: повышенная тектоническая активность, широкое распространение на платформе осадочных и вулканогенных формаций, представленных трапповыми, реже базальтовыми покровами [15], наличие рифтовых структур (Байкальский рифт и др.), развитие мощной многолетней мерзлоты, занимающей большую часть площади сегмента.

Преобладают платформенные артезианские бассейны. Менее распространены гидрогеологические массивы, межгорные артезианские бассейны. На большей части площади гидрогеологические структуры интенсивно проморожены. Широко развиты криогенные гидрогеологические структуры. Наиболее широко распространены коллекторы трещинного типа, менее — порового [1].

В криолитозоне фильтрационные свойства коллекторов весьма существенно снижаются [6, 7, 8, 34].

Капельно-жидкие воды здесь приурочены к локально распространенным таликам. Большинство таликов сосредоточено в речных долинах, которые в значительной степени унаследуют тектонические нарушения. В этих условиях основные коллекторы подземных вод — аллювиальные отложения, фильтрационные свойства которых преимущественно возрастают с запада на восток. Если в Европейско-Западно-Сибирском сегменте большинство речных долин находится в зрелой стадии формирования и характеризуются преобладанием песков и глинисто-суглиnkовых пород с низкой и средней проницаемостью [8], то в Восточно-Сибирском сегменте речные долины нередко находятся в активной (юной) стадии развития и отличаются распространением галечниково-валунных отложений. Особенно высокую проницаемость имеют аллювиальные отложения на северо-востоке России, где в долинах рек Яна, Индигирка, Колыма, Анадырь и других, коэффициенты фильтрации пород изменяются от 100 до 600 м/сутки при мощности аллювия 20—30 м [7, 25].

В Восточно-Сибирском сегменте широтная гидрогеологическая зональность развита на значительных площадях, причем доминируют мерзлотные зоны и особенно подзона сплошной мерзлоты. Недостаточная гидрогеологическая изученность территории не позволяет охарактеризовать детали зональности. Она нарушается в крупных речных долинах, представляющих собой интразональные образования, к которым приурочено большинство таликов [13, 24, 34]. Размещение таликов на Сибирской платформе определяется главным образом тектоническими и гидрогеологическими факторами. Минерализация подземных вод на территории сегмента обычно не более 0,1 г/л и увеличивается только в южных районах до 0,5—1,0 г/л.

На значительной части Сибирской платформы гидрохимическая зональность нарушается в результате поступления высокоминерализованных вод карбонатно-галогенных формаций кембрия. Эти нару-

шения в основном приурочены к речным долинам, дренирующим кембрийские толщи, что существенно усложняет возможности использования подземных вод для питьевого водоснабжения. В основном утрачивается связь между геологической и ландшафтной зональностью. Например, в Центральной Якутии в зоне тайги имеется подзона с преобладанием континентального засоления, что совсем нехарактерно для Европейско-Западно-Сибирского сегмента [8].

В сегменте значительно распространена высотная гидрогеологическая поясность, проявленная почти на половине территории. Спектр высотных поясов, как правило, ограничен. На большей части территории можно выделить 1—2 пояса и это пояса сплошной и прерывистой мерзлоты.

Ресурсный потенциал Восточно-Сибирского сегмента существенно снижен из-за многолетней мерзлоты. Минимальные значения модулей прогнозных ресурсов питьевых подземных вод ($0,1 \text{ л/с км}^2$) приурочены к подзоне сплошной мерзлоты в северной части Сибири. Однако эта закономерность не универсальна [35]. Даже в сплошной мерзлоте могут формироваться крупные месторождения питьевых подземных вод с запасами в десятки тысяч метров кубических в сутки [8, 23, 24]. Они приурочены главным образом к речным долинам, выполненным высокопроницаемым аллювием. Поэтому площадное распространение ресурсного потенциала подземных вод определяется не только широтной гидрогеологической зональностью, но и тектоническими факторами. Здесь имеется в виду приуроченность большинства речных долин к разломам.

Увеличение ресурсного потенциала наблюдается в южной части сегмента в складчатых поясах Алтая, Саян и Восточного Прибайкалья: модули прогнозных ресурсов могут достигать 5—10 л/с км² [35]. Ресурсный потенциал локализован в данном случае преимущественно в межгорных артезианских бассейнах II—IV порядков.

В Восточно-Сибирском гидрогеологическом сегменте климатическое влияние на подземные воды Атлантического океана остается преобладающим. Возрастает роль тектонической составляющей взаимодействия, что выражается широким распространением межгорных артезианских бассейнов, образование которых обусловлено новейшей рифтовой тектоникой, а также развитием обширных гидрогеологических складчатых областей, распространением на Сибирской платформе эффузивных формаций, связанных с расколами земной коры в постпалеозое и др. Интенсивность климатического воздействия на подземные воды зоны свободного водообмена также резко снижается под влиянием многолетней мерзлоты.

Дальневосточный гидрогеологический сегмент охватывает область альпийской складчатости на востоке России, а также большую часть Буреинского срединного массива. Основным аргументом для

включения его в сегмент явилось преобладание здесь островной мерзлоты и явное влияние на гидрогеологические условия тихоокеанских муссонов.

Сегмент отличается: высокой тектонической активностью; широким распространением вулканогенных пород и проявлений современного вулканизма; преобладанием горного рельефа; значительным уменьшением интенсивности криогенных процессов и площади распространения многолетнемерзлых пород; активным воздействием на гидрогеологические условия Тихого океана.

В Дальневосточном сегменте, с интенсивно проявленными неотектоническими поднятиями, широко распространены вулканогенные гидрогеологические структуры, где развиты эффузивные и эффузивно-осадочные отложения. На Чукотке и в смежных районах Корякии, а также в средне- и высокогорных районах, развита криолитозона, интенсивность промерзания пород значительно меньше, чем в Восточно-Сибирском сегменте, а температура многолетнемерзлых пород не превышает 5 °С, что благоприятно сказывается на образовании таликов.

Дальневосточный сегмент отличается преобладанием высотно-поясного распределения подземных вод. Гидрогеологическая зональность проявлена локально в основном на Анадырской и Зейско-Бурейской равнинах. Минерализация и химический состав подземных вод на большей части территории довольно однородны. Преобладают подземные воды с минерализацией до 0,25 г/л гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого состава, что можно объяснить поступлением морских солей с акватории Тихого океана путем импульверизации.

Гидрогеохимическая зональность нарушается на территориях проявления современного вулканизма на Камчатке. Здесь формируются сероводородно-гидрокарбонатные, азотно-углекислые воды специфического химического и газового состава [16].

В Дальневосточном сегменте ресурсный потенциал подземных вод возрастает. Модули прогнозных эксплуатационных ресурсов могут достигать 10 л/с км² и более, что является следствием повышенной увлажненности территории за счет поступления атмосферных осадков с акватории Тихого океана и деградации многолетней мерзлоты. Однако это увеличение происходит главным образом вдоль побережья Охотского, Берингова и Японского морей [2].

Ресурсный потенциал питьевых подземных вод зависит от экспозиции горных склонов по отношению к влагонесущим ветрам [26]. Он больше на подветренных склонах гор. Однако геоморфологическая дифференциация ресурсного потенциала изучена недостаточно.

Дальневосточный сегмент отличается активным влиянием на гидрогеологические условия акватории Тихого океана, что выражается в исключительно высокой тектонической активности территории, широ-

ком распространении новейших вулканогенных гидрогеологических структур, существенном влиянии на гидрогеологическую обстановку современных эндогенных процессов.

Следует обратить внимание на то, что ареал климатического воздействия Атлантического океана охватывает большую часть территории России. По-видимому, это отражает особенности структуры водного баланса Земли, где преобладающую роль в водообмене в системе континент—океан имеет Атлантический океан. Приток поверхностных вод в бассейн этого океана наибольший и составляет согласно работе [19] 20,8 тыс.км³ при площади океана 153,4 млн.км². Для сравнения приведем данные по самому крупному океану — Тихому: приток поверхностных вод — 14,8 тыс.км³, площадь — 178,7 млн.км².

Можно говорить о дисимметрии (антисимметрии) подземной гидросферы России, одна из причин которой — расположение территории страны между Атлантическим и Тихим океанами. Явление дисимметрии широко известно в естественных науках. Дисимметрия прослеживается в размещении материков и океанов (выделяются океаническое и континентальное полушария Земли), в тектоническом строении окраин Тихого океана В.Е.Хаин [32] различает более активную западную окраину и менее активную восточную. Дисимметрия подземной гидросферы России проявляется и в том, что в западной ее части (Европейско-Западно-Сибирский сегмент) имеются более благоприятные условия питания подземных вод, а влияние современной тектоники на их формирование менее интенсивно. В восточной части значительно большее влияние на зону свободного водообмена оказывают тектонические процессы, а условия инфильтрационного питания подземных вод менее благоприятны. Дисимметрия заключается также и в резком гидрогеологическом различии западной и восточной окраин России.

На основании материалов, представленных в статье, можно сделать следующие выводы:

1. На распределение и формирование подземных вод в зоне свободного водообмена континентальной части России оказывают влияние окружающие ее океаны и океанические плиты. Можно выделить два основных аспекта взаимодействия в системе континент—океан: климатический и геолого-тектонический. Климатический аспект проявляется в формировании гидрогеологических секторов; геолого-тектонический заключается в различиях типов гидрологических структур и коллекторов подземных вод, на что наибольшее влияние оказывают тектонические процессы, активизированные соседством восточной части России с Тихоокеанской плитой. Эти два аспекта взаимосвязаны.

2. Предложено выделить особую единицу гидрогеологического районирования — гидрогеологические сегменты, которые различаются типами гидро-

геологических структур, коллекторов подземных вод, закономерностями пространственного распределения подземных вод в зоне свободного водообмена, их ресурсным потенциалом, особенностями взаимодействия в системе континент—океан.

3. Выделено три гидрогеологических сегмента, различающихся по названным показателям: Европейско-Западно-Сибирский, Восточно-Сибирский, Дальневосточный. Границы сегментов определяются в основном тектоникой. В Европейско-Западно-Сибирском сегменте распределение и формирование подземных вод в зоне свободного водообмена находится под климатическим влиянием Атлантического океана, в Дальневосточном — Тихого. Восточно-Сибирский сегмент занимает промежуточное положение, причем на климатические факторы, определяющие гидрогеологические условия, большее воздействие оказывает Атлантический океан, а на тектонические — Тихий. Влияние тектонических факторов на гидрогеологические условия наиболее интенсивно проявлено в Восточно-Сибирском и Дальневосточном сегментах.

4. Распределение подземных вод в зоне свободного водообмена территории России дисимметрично: западная и восточная части России существенно различаются.

5. Развитие современной региональной гидрогеологии требует интеграции знаний, полученных в науках о Земле: геотектонике, климатологии, ландшафтоведении и др. Процесс интеграции еще полностью не охватил региональную гидрогеологию. Например, в России при гидрогеологическом районировании практически игнорируется новая глобальная тектоника: все построения делаются на фиксистой основе. Возможно, новые мобилистские подходы в чем-то спорны, но нельзя их полностью не замечать. Для решения гидрогеологических проблем все чаще возникает необходимость глобального подхода, примером которого является работа [27].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антыпко Б.Е. Гидрогеологические емкости горноскладчатых областей. — М.: Недра, 1986.
2. Атлас гидрогеологических и инженерно-геологических карт СССР / Под ред. Н.В.Роговской. — М., 1984.
3. Геодинамическая карта СССР и прилегающих территорий масштаба 1:2500 000. — М.: ГУГК, 1988.
4. Геодинамическая карта СССР и некоторых прилегающих акваторий масштаба 1:10 000 000 с объяснительной запиской / Под ред. А.А.Смыслова. — М., 1982.
5. Геокриология СССР / Под ред. Э.Д.Ершова. — М.: Недра, 1989.
6. Гидрогеология СССР. Том XX. Якутская АССР. — М.: Недра, 1970.
7. Гидрогеология СССР. Том XXVIII. Северо-восток. — М.: Недра, 1972.
8. Гидрогеология СССР. Сводный том. Вып. 1. Основные закономерности распространения подземных вод. — М.: Недра, 1976.
9. Глубинное строение земной коры / Геология нефти и газа Западной Сибири. — М.: Недра, 1975. С. 12—25.
10. Ершов Э.Д. Общая геокриология. — М.: Недра, 1990.
11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин В.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 книгах. — М.: Недра, 1990.
12. Исаченко А.Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. — М.: Высшая школа, 1991.
13. Карта мерзлотно-гидрогеологического районирования Восточной Сибири масштаба 1:2 500 000 / Под ред. П.И.Мельникова, 1980.
14. Карта новейшей тектоники СССР масштаба 1:5 000 000 / Под ред. Н.Н.Николаева. — М., 1982.
15. Карта структурно-формационных комплексов территории СССР с объяснительной запиской. — Л., 1980.
16. Кирихин В.А., Толстихин Н.И., Кирихин А.В. Гидрогеология вулканогенов. — Л.: Ленинградский горный институт, 1989.
17. Куренной В.В., Островский Л.А., Шпак А.А. и др. Гидрогеологические структуры России // Разведка и охрана недр. № 7. 2003. С. 8—11.
18. Методические основы гидрогеологического районирования СССР / Составители Л.А.Островский, Б.Е.Антыпко, Т.А.Конюхова. — М.: Недра, 1990.
19. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. — Л.: Гидрометеиздат, 1977.
20. Основные типы гидрогеологических структур СССР // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 229. — Л., 1974.
21. Островский В.Н. О соотношении широтной гидрогеологической и ландшафтной зональности // Водные ресурсы. 2003. Т. 30. № 4. С. 404—408.
22. Островский В.Н. Сравнительная гидрогеологическая характеристика артезианских бассейнов древних и молодых плит (на примере Русской и Западно-Сибирской плит) // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 65—69.
23. Островский В.Н. Причины формирования бессульфатных вод в Западно-Сибирском артезианском бассейне // Разведка и охрана недр. 2004. № 10. С. 56—61.
24. Островский В.Н. Сопоставление закономерностей формирования подземных вод в аридной зоне и криолитозоне // Отечественная геология. № 6. 2006. С. 92—97.
25. Островский В.Н. Об условиях формирования питьевых подземных вод в криолитозоне Восточной Сибири // Отечественная геология. 2007. № 7. С. 62—66.
26. Островский В.Н., Островский А.В. Гидрогеологическая секториальность территории России // Отечественная геология. 2000. № 6. С. 57—61.
27. Подземные воды мира. Ресурсы, использование, прогнозы / Под ред. И.С.Зекцера. — М.: Наука, 2007.
28. Попов О.В. Подземное питание рек. — Л.: Гидрометеиздат, 1968.
29. Теоретические основы нефтегазовой гидрогеологии / Составители Л.А.Карцев, Д.Г.Гаттенбергер, Л.М.Зорькин и др. — М.: Недра, 1992.
30. Толстихин Н.И., Каменский Г.Н., Толстихина М.М. Гидрогеология СССР. — М.: Госкомтехиздат, 1959.
31. Физико-географический атлас Мира. — М., 1964.
32. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). — М.: Наука, 1994.
33. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. — М.: Университетский книжный дом, 2005.
34. Шепелев В.В., Толстихин О.Н., Пигузова В.М. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука, 1984.
35. Язвин Л.С. Оценка прогнозных ресурсов питьевых подземных вод и обеспеченность населения России водами хозяйственно-питьевого назначения // Разведка и охрана недр. 2003. № 10. С. 13—22.

Исследование закономерностей изменения изотопного состава урана в подземных водах палеодолин

А.И.ТИХОНОВ, А.Ф.ИВАНОВ, Н.Е.МИРОНОВА (ООО «НИИГиГЭП»), В.П.ТИХОНОВ (АСК «Байконур—Чебоксары»)

Еще в начале 60-х годов прошлого столетия Н.Г.Сыромятников [5] показал, что равновесное $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах с повышенным содержанием урана указывает на вероятность его рудного происхождения, если такие воды связаны с коренными породами. На этой основе им был предложен метод разбраковки «ложных» радиометрических аномалий при поисках урановых месторождений. В то же время он указывал, что в районах поисков урановых месторождений наблюдаются значительные изменения величины $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$: для вод осадочных и метаморфических пород в пределах 1,2—2,3; для вод, приуроченных к магматическим породам в пределах 2,0—4,5, а большая величина этого отношения (> 5) в водах участков, сложенных осадочными и метаморфическими породами, также является указателем рудного ореола.

На основе проведенного позже анализа материалов по изотопии урана в подземных водах, накопленных в различных урановорудных районах, А.Н.Токарев [8] пришел к выводу, что только в водах, омывающих рудные тела в магматических породах, наблюдается отличие отношения изотопов урана, а в водах урановых месторождений, залегающих в осадочных и метаморфических породах, такого отличия нет. Он также отмечал, что на величину $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах влияют степень раздробленности пород и минералов, степень окисленности урановых соединений в породах, а также их растворимость и интенсивность движения подземных вод, которые не всегда удается определить в реальных условиях. Поэтому он считал, что предложенный Н.Г.Сыромятниковым метод *применим только для радиогидрогеологических аномалий, непосредственно связанных с урановыми рудными телами эндогенного типа.*

Однако авторами было установлено, что как в условиях Прохоровской палеодолины, так и в других районах Восточно-Европейской платформы [5—7], вариации величины $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах, циркулирующих в различных породах, практически не зависят от литологического состава водовмещающих пород и их возраста, а зависят в основном от степени примешивания глубинных вод, поступающих в изучаемые водоносные горизонты по тектоническим нарушениям. Именно смешение с глубинными водами с высоким изотопным отношением урана приводит к «перекрывающимся» значениям $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ для вод различных источников, на основе чего А.Н.Токарев [8] сделал не совсем справедливый вывод о не-

применимости информации об изотопном составе урана, наблюдаемом в подземных водах, при поисках урановых месторождений гидрогенного типа в осадочных отложениях.

Результаты изотопно-гидрогеохимических исследований, выполненных авторами в условиях Прохоровской палеодолины в период 2005—2006 гг., показали новые возможности уран-изотопного метода при поисках урановых рудопроявлений в осадочных отложениях. Изучение закономерностей пространственных изменений изотопного состава урана в подземных водах и независимости изотопного состава и концентрации урана от литологического состава и возраста позволило разобраться в причинах кажущейся «неприменимости» предложенного Н.Г.Сыромятниковым метода разбраковки «ложных» радиометрических аномалий при поисках рудопроявлений эндогенного происхождения. По мнению авторов, он вполне применим и в условиях поисков урановых месторождений и рудопроявлений гидрогенного типа в осадочных отложениях палеодолин при учете возможности изменений изотопного состава урана в результате притока глубинных вод, характеризующихся высоким изотопным сдвигом присутствующего в них урана.

Прохоровская палеодолина, в пределах которой проводились разработка и испытания новой модификации изучения изотопных показателей урана в подземных водах, расположена на территории Воронежской и Белгородской областей в районе Воронежского кристаллического массива. В геоморфологическом отношении площадь работ занимает юго-восточную часть Среднерусской возвышенности, представленную холмистой равниной и расчлененной речными долинами, оврагами и балками с крутыми склонами. Гидросеть района — в основном бассейн р.Дон и его притоки.

Архейско-протерозойское основание палеодолины состоит из плагиогнейсов, гранодиоритогнейсов и мигматитов, метаморфизованных эффузивов основного состава. В обломочном материале присутствуют все развитые на территории породы, включая их калишпатизированные разности, пегматиты, аплиты и калиевые граниты. Интрузивные породы на площади представлены плагиогранитами, тоналитами, мигматитами, габбро, габброноритами, габбро-долеритами и габбро-диабазами, пироксенитами, мигматизированными ксенолитами, сиенитами, сиенит-порфирами, полимигматитами, гранитами, пегматитами и аплитами.

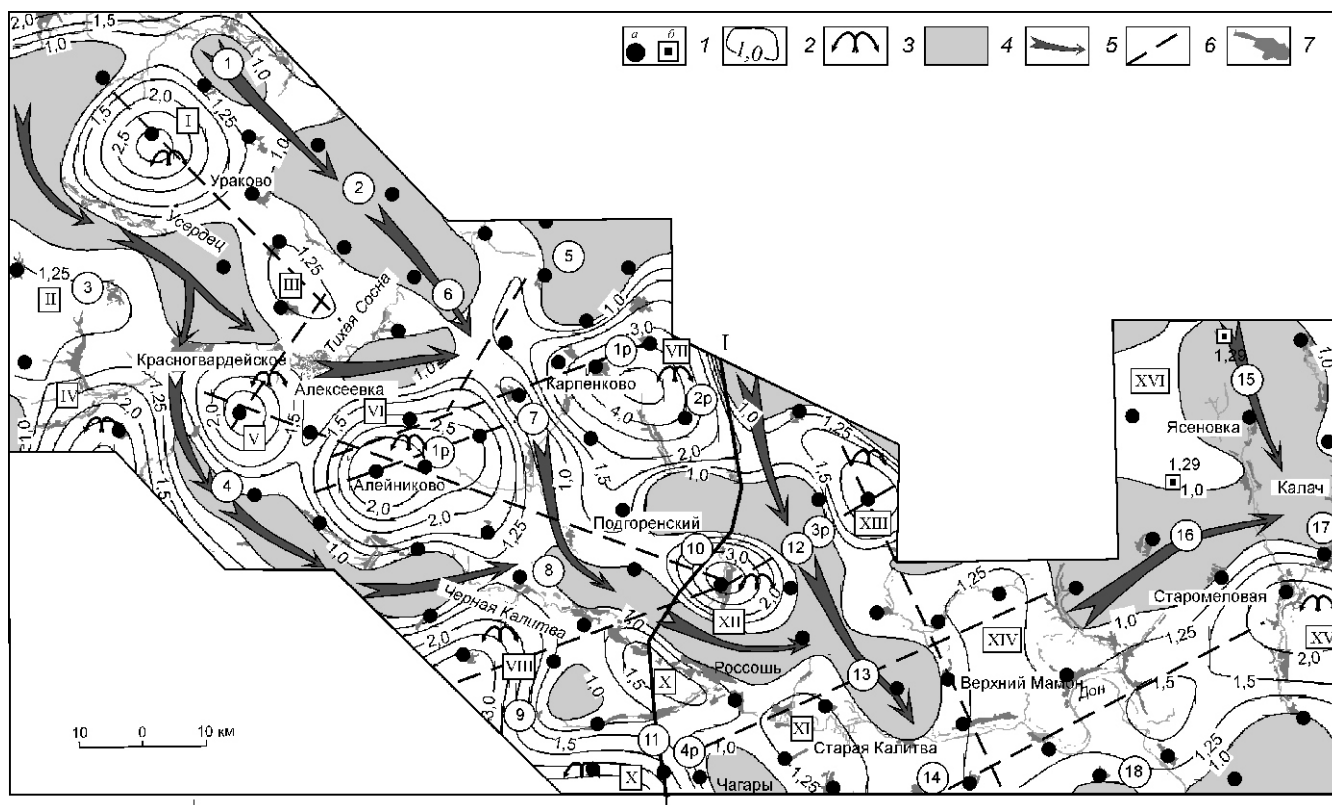


Рис. 1. Закономерности изменения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах меловых отложений Прохоровской палеодолины:

I — водопункты: скважина (*a*) и колодец (*б*), цифра — величина $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$; 2 — изолиния величины; 3 — внедрение глубинных вод; 4 — участки распространения вод с 1; 5 — направление движения подземных вод; 6 — разломы: Коденцовский (1р), Сагуновский (2р), Сергеевский (3р), Россошанский (4р); 7 — населенный пункт; I—I — линия разреза; римские цифры — участки внедрения глубинных вод; цифры в кружках — участки с повышенным содержанием урана

В осадочном чехле исследуемой территории выделены отложения среднего и верхнего девона, карбона, юры, мела, палеогена, сложенные известняками, песчаниками, глинами, алевролитами, песками, аргиллитами, писчим мелом и сантонскими мергелями. К продуктивной части геологического разреза относятся, преимущественно, отложения мамонской толщи верхнего девона, мощность которых к востоку колеблется от 10 до 190 м. Литологический состав мамонских отложений характеризуется высокой изменчивостью при существенном преобладании песков и песчаников с примесью гравия и гальки, содержащих прослойки аргиллитов, алевролитов и глин.

Пликативная тектоника в пределах Воронежской антеклизы представлена купольными структурами и различными складками меньших порядков, сложенных гранитогнейсами и мигматитами. Купола часто осложнены разрывной тектоникой. Дизъюнктивная тектоника характеризуется довольно густой сетью разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений. Они проявляются аномалиями гелиевого поля, что свидетельствует о поступлении по этим разломам вод из глубоких частей разреза

в водоносные горизонты верхнего гидрогеологического этажа.

С целью иллюстрации возможностей новой модификации уран-изотопного метода проведена изотопно-гидрохимическая съемка подземных вод на территории Прохоровской палеодолины, в ходе которой опробовано 123 водопункта, в т.ч. 120 скважин, 2 колодца и р.Дон для определения изотопного состава и концентрации урана. Местоположения водопунктов и результаты определения величины отношения изотопов урана в подземных водах показаны на рис. 1.

Уран-изотопный метод пространственного моделирования гидрогеологических процессов впервые разработан в Академии наук Киргизской Республики под руководством академика П.И.Чалова еще в 80-е годы прошлого столетия и испытан при изучении подземных вод активного водообмена в условиях межгорных впадин [3, 10, 11]. Метод основан на изучении пространственных закономерностей изменения величины отношения альфа-активностей четных изотопов урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в подземных водах и комплексной интерпретации полученной информации с учетом геолого-гидрогеологических условий изучаемой террито-

рии. Более подробное описание физической сущности и предпосылок использования уран-изотопного метода в гидрогеологии приведено в работах [3, 11].

При уран-изотопной съемке производится отбор проб из эксплуатационных водозаборных скважин, расположенных по определенной сети, соответствующей масштабу гидрогеологических работ на изучаемой территории. При этом в связи с низким содержанием урана в подземных водах ($n 10^{-8}$ — 10^{-6} г/л) и необходимостью получения препаратов проб с содержанием урана $n 10^{-5}$ г в полевых условиях производится концентрирование урана из водных проб на активированном угле. После радиохимической очистки урана и электролитического его осаждения на диски из нержавеющей стали определяют величину отношения альфа-активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и концентрации урана с использованием ионизационных альфа-спектрометров, позволяющих измерять указанные параметры со среднеквадратичной погрешностью до 1—2%. При интерпретации уран-изотопных данных на основе пространственных закономерностей изменения изотопного отношения урана используется различие изотопного состава урана в водах различных источников и потоков и постоянство величины при фильтрации через различные водовмещающие породы до смешения с водами других источников или потоков. К несомненным достоинствам уран-изотопного метода относится также его экологическая безопасность, так как используются природные изотопы, присутствующие в подземных водах в естественном залегании.

Приведенные на рис. 1 изолинии $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ отражают закономерное изменение указанного параметра в подземных водах по всей территории, несмотря на то, что скважинами вскрыты разновозрастные водоносные горизонты, представленные различными породами. Это также подтверждает независимость величины изотопного сдвига урана от возраста и литологического состава водовмещающих пород.

Проведенный авторами статьи анализ уран-изотопных показателей подземных вод показывает, что в водах, фильтрующихся в различных или одинаковых по литологическому составу, а также разновозрастных или разновозрастных водовмещающих породах, наблюдаются одинаковые значения уран-изотопных показателей, т.е. пределы изменения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и концентрации урана перекрываются между собой. Иными словами, отсутствуют выраженные пределы изменения величины для каждого типа пород как считалось ранее многими исследователями.

Однако в процессе исследований с использованием разработанного авторами уран-изотопного метода на основе изучения пространственных закономерностей изменения уран-изотопных показателей подземных вод на территории Прохоровской палеодолины получены несколько иные выводы о возможностях метода при выявлении перспективных участков с целью поисков урановых рудопроявлений. Авторы показали,

что основной причиной отрицательных выводов прежней методики интерпретации радиогидрогеологических исследований при поисках урановых месторождений являлся недоучет поступления в пределы изучаемых водоносных горизонтов глубинных вод с высоким изотопным сдвигом урана, изменяющих величину $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах в результате смешения с ними.

Анализ результатов исследований на многочисленных объектах позволил авторам сделать вывод о том, что наблюдаемые в реальных условиях изотопные сдвиги урана в подземных водах гидросферы Земли — результат смешения в различных пропорциях преимущественно собственно пластовых вод с глубинными водами, поступающими в водоносные горизонты по тектоническим нарушениям и поверхностными водами, фильтрующимися в пределы водоносных горизонтов. В случаях разгрузки глубинных вод на земную поверхность также происходит увеличение величины в родниковых водах по сравнению с поверхностными водами.

Учитывая равновесные значения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, установленные еще Н.Г.Сыромятниковым [4] при изучении изотопного состава урана в водах первых месторождений урана на территории СССР, основное внимание на территории Прохоровской палеодолины в первую очередь авторы обратили именно на участки с минимальными значениями изотопного отношения. Как видно из рис. 1, такие участки наблюдаются преимущественно в районах современных речных долин. В центральной части палеодолины они располагаются цепочкой с запада на восток, по-видимому, вдоль русла древней реки, начиная от района долины р.Усердец на западе и далее через районы современных русел рек Тихая Сосна, Ольховатка, Черная Калитва и Дон и далее через Хрещатый Лог в сторону г.Калач в восточной части территории. В пределах этих участков величина $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 1, а на отдельных участках понижается до 0,70—0,01.

Сопоставление выделенных участков распространения подземных вод с минимальным отношением четных изотопов урана с картой распределения концентрации урана, приведенной на рис. 2, позволяет заметить их пространственное совпадение в большинстве случаев с участками распространения вод с повышенным содержанием урана. Авторы считают, что такие участки указывают на проявления урановой минерализации в осадочных отложениях мела или нижележащих горизонтов. Всего выделено 18 участков распространения подземных вод с повышенным содержанием урана. Исследования показали, что в основном подземные воды на таких участках характеризуются величиной $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ от 0,7 до 1, но в пределах некоторых из них величина этого отношения < 1 . Это вызвано тем, что в процессах формирования подземных вод изучаемого горизонта в той или иной пропорции принимают участие глубин-

ные воды и увеличивают величину изотопного отношения на участках распространения ураноносных вод. С помощью формулы изотопного баланса [3] исследователям удалось также установить доли глубинных вод в питании подземных вод в районах участков с повышенным содержанием урана. Анализ выявленных закономерностей изменения изотопного состава урана в подземных водах позволил определить направление движения древнего регионального подземного потока в пределах Прохоровской палеодолины, который, как считают авторы, способствовал переотложению урановой минерализации в осадочных отложениях палеодолины в пределах тех участков, где в настоящее время наблюдается повышенное содержание урана в подземных водах.

И в настоящее время этот подземный поток сохранил свое основное направление с запада на восток, а наблюдающаяся прерывистость его в районах населенных пунктов Алексеевка, Паленино, Новохарьковка и Верхняя Мамона обусловлено смешением с поступающими глубинными водами и увеличением величины изотопного отношения урана в указанных районах.

Как уже было отмечено, кроме аномальных участков с повышенным содержанием урана на территории

Прохоровской палеодолины имеются участки, в пределах которых величина изотопного $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ значительно выше фоновых значений и достигают 4 и больших значений, создавая аномальные зоны. Как показывает весь опыт предыдущих работ в условиях Русской платформы, такие участки образованы в результате внедрения в зонах тектонических нарушений коренных пород фундамента и осадочного чехла платформы глубинных вод, характеризующихся максимальным изотопным сдвигом, иногда достигающим 18—20 отн.ед. [7] по сравнению с неравновесным ураном. Последние сообщения ученых других стран позволяют считать, что он может быть еще большим и достигать 50—55 отн.ед. [11]. Наблюдающиеся на территории Прохоровской палеодолины значения (2,14—4,68), значительно меньше указанных величин для глубинных вод и являются результатом смешения их с собственно-пластовыми или ураноносными водами. Как видно на рис.1, в пределах палеодолины отмечаются 16 участков поступления глубинных вод, характеризующихся повышенным отношением изотопов урана.

Отметим, что большинство из выделенных участков характеризуется минимальным содержанием урана, а в пределах трех участков (1а, 7 и 7б) наблюдается повышенное содержание урана, достигающее

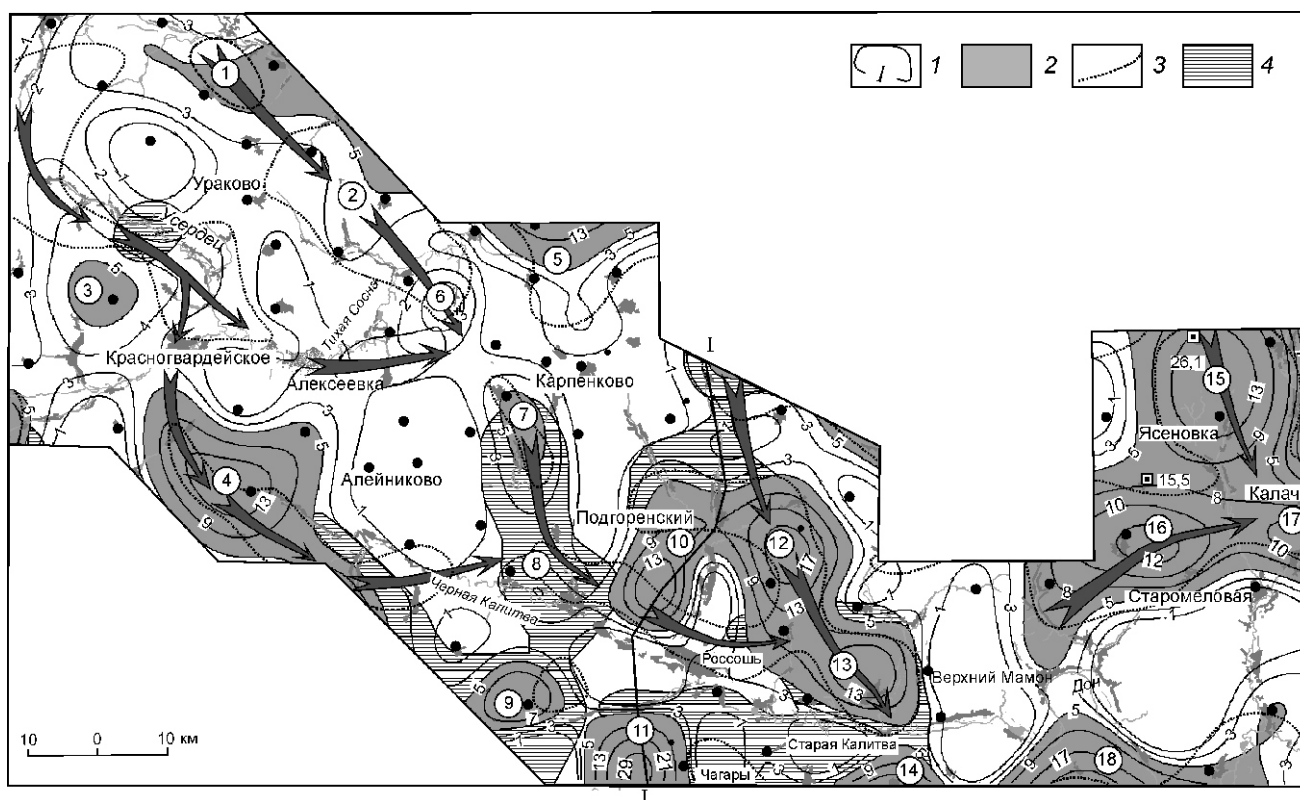


Рис. 2. Распределение урана в подземных водах меловых отложений в Прохоровской палеодолине:

1 — изолиния концентрации U, мкг/л; 2 — участки распространения подземных вод с U 5 мкг/л, цифра в кружке — участки распространения вод с повышенным содержанием урана; 3 — граница распространения вод с 1; 4 — участки распространения подземных вод с повышенным содержанием селена; цифра около водопункта — концентрация U, мкг/л; см. услов. обозн. к рис. 1

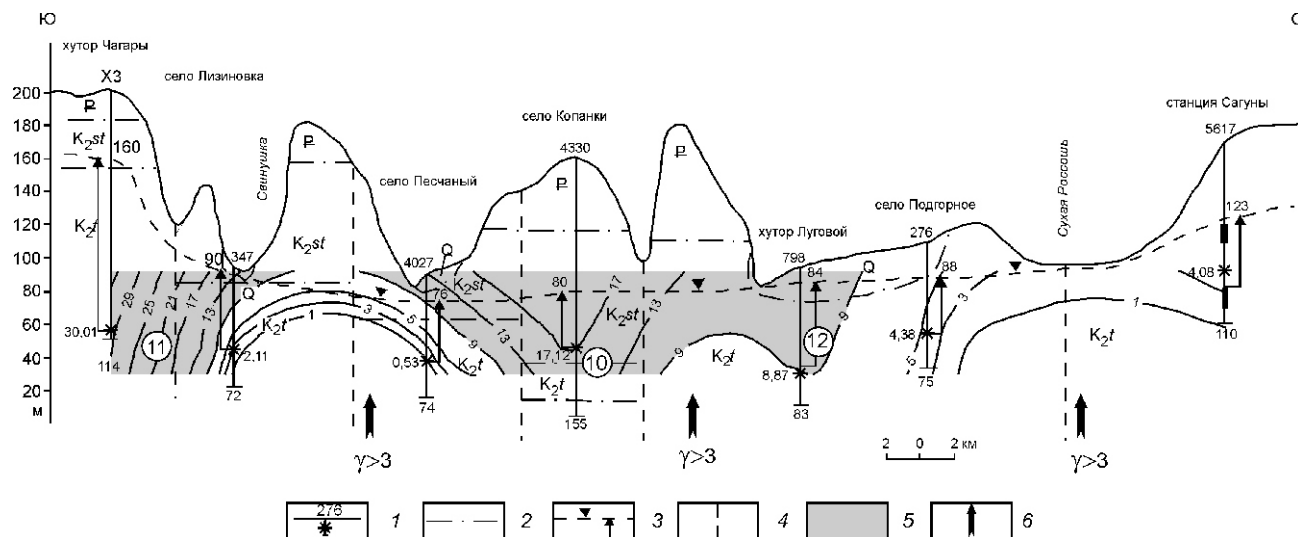


Рис. 3. Распределение концентрации урана в подземных водах меловых отложений Прохоровской палеодолины по разрезу I—I':

I — скважина, интервал установки фильтра (утолщение) и средняя точка (крестик), к которой отнесены результаты опробования (цифра около крестика — концентрация U , мкг/л); цифра у забоя скважины — глубина, м; 2 — стратиграфическая граница; 3 — статический уровень; стрелка — направление напора подземных вод, цифра у стрелки — абсолютная отметка пьезометрического уровня воды, м; 4 — тектоническое нарушение; 5 — участки распространения вод с U 9 мкг/л; цифры в кружках — участки с повышенным содержанием U ; 6 — места поступления глубинных вод; см. условн. обозн. к рисункам 1 и 2

в районе аномального участка 7 (Чагары) 30 мкг/л. Следовательно, в пределах Прохоровской палеодолины встречаются глубинные воды двух типов: с минимальным и повышенным содержанием урана при одинаково повышенных изотопных сдвигах урана. Подобное разделение глубинных вод мы наблюдали и ранее на территории Таджикистана [6].

Уран-изотопные исследования подземных вод в районе Прохоровской палеодолины показали, что формирование изотопного состава урана подземных вод любого водоносного горизонта происходит в результате смешения собственнопластовых вод, характеризующихся небольшим изотопным сдвигом урана (1), с подземными водами с повышенным содержанием урана и 1, а также с глубинными водами, для которых характерны максимальные изотопные сдвиги (50) и минимальные концентрации урана (U 0,01 мкг/л). Уран-изотопный метод в таких случаях позволяет определять долю каждого источника в формировании подземных вод в любом районе изученного участка [3]. Расчеты показали, что в различных частях палеодолины доля собственно пластовых вод может изменяться от 58 до 100%, глубинных вод — от 8 до 28%, а доля вод с повышенным содержанием урана — в пределах 4—29%.

Полученная в результате уран-изотопной съемки карта изолиний на основе выявленных закономерностей изменения величины $^{234}U/^{238}U$ в подземных водах изучаемой территории позволяет выделить не только подземные потоки и отдельные участки распростране-

ния собственно пластовых вод, но и выявить и проследить зоны тектонических нарушений. На рис. 3 показаны закономерности изменения концентрации урана в подземных водах в разрезе по линии I—I', проходящей в центральной части Прохоровской палеодолины с севера на юг в районе населенных пунктов Чагары и Сагуны. Как видно на рис. 3, в районах участков 10 и 12 с повышенным содержанием урана в подземных водах между скважинами 4330 и 798 наблюдается поступление глубинных вод с максимальным изотопным сдвигом урана (см. рис. 1, участок XII). Аналогично, участок 11 с повышенным содержанием урана совпадает с участком IX поступления глубинных вод. Следовательно, в этих районах глубинные воды, помимо повышенного изотопного сдвига, характеризуются также повышенным содержанием урана. При подъеме урансодержащих флюидов в зонах глубинных разломов в верхние слои земной коры происходит осаждение урана в породах вокруг зоны разломов и может образоваться урановая минерализация в осадочных отложениях. Можно предположить, что на участках 10, 11 и в северной части участка 12 распространения подземных вод с повышенным содержанием урана в породах кристаллического фундамента могут быть встречены урановые рудопроявления эндогенного типа и на это обстоятельство следует обратить внимание для проверки другими независимыми методами.

Сопоставление выделенных по уран-изотопным данным участков поступления глубинных вод с картами известных по геологическим и геофизическим

данным глубинных разломов показывает, что они располагаются вдоль этих разломов или по линиям, параллельным данным разломам. Это говорит о том, что такие разломы в современную геологическую эпоху на локальных участках являются проницаемыми для глубинных вод, что вызвано неотектонической активизацией разломов, о чем свидетельствуют результаты уран-изотопных исследований, выполненных в последние годы на Русской платформе [5, 6]. Однако внедрение глубинных вод только на локальных участках свидетельствует о том, что остальные участки разломов закольматированы и непроницаемы для глубинных вод.

Поскольку при поисках месторождений урана сопутствующими химическими элементами считаются Se, Mo, Re, Ra, Rn, Sc, Y и другие редкоземельные элементы (TR) [1, 2], на территории Прохоровской палеодолины в комплексе с уран-изотопной съемкой подземных вод проведена также многоэлементная гидрогеохимическая съемка, но в условиях Прохоровской палеодолины концентрации Sc, Y и TR оказались очень низкими и нередко ниже предела обнаружения измерительного прибора. По пространственному совпадению аномалий гидрохимических показателей с участками распространения подземных вод с повышенным содержанием урана авторы оценили степень приуроченности вод с повышенным содержанием урана к урановым рудопроявлениям. Для этого вначале на основе карт изолиний анализировались совпадения участков с повышенным содержанием урана с участками, где содержание каждого рассматриваемого гидрохимического показателя аномальное. При этом информативность каждого показателя оценивалась по количеству пространственных совпадений геохимических аномалий с участками с повышенным содержанием урана.

В качестве примера на рис. 2 показаны контуры участков с повышенным содержанием селена, наложенные на карту распределения концентрации урана в подземных водах. На рис. 2 можно видеть, что участки с повышенным содержанием селена наблюдаются в основном в восточной части территории палеодолины, где они в большинстве случаев пространственно совпадают с участками с повышенным содержанием урана в подземных водах и располагаются цепочкой вдоль пути движения регионального подземного потока, выделенного по уран-изотопным данным на рис. 1.

На основе корреляционного анализа ($n = 21$: при $r = 0,43$ достоверность составляет 95%, а при $r = 0,55$ —99%) установлено, что в условиях Прохоровской палеодолины уран в подземных водах в большей степени коррелирует с Mg (0,62), В (0,61), Sr (0,54), в меньшей степени — с Rn (0,48). Несколько пониженные коэффициенты для Se, Re и Mo объясняются пространственным смещением аномальных участков этих элементов относительно аномаль-

ного участка урана в направлении потока подземных вод, вызванным различной зональностью ореолов рассеяния каждого элемента относительно аномального участка с повышенным содержанием урана. Достаточно высокий коэффициент корреляции урана с величиной $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (0,43), обусловлен приуроченностью урановых аномалий в большинстве случаев к участкам с минимальными значениями.

Учитывая имеющиеся данные [1, 2] о повышенных содержаниях химических элементов-спутников в подземных водах на участках пластового окисления и гидрогенного уранового оруденения в районах восстановительных сероводородных барьеров, авторы попытались проанализировать полученные данные с позиций возможности развития подобных процессов на территории Прохоровской палеодолины в районах некоторых выделенных участков с повышенным содержанием урана. Для этого составлены сводные графики изменения уран-изотопных показателей и концентрации наиболее информативных химических элементов-спутников урана (U, Se, Re, Mo, V, Fe, Zn, Cu и Sr), выявленных с использованием указанных способов их определения, по выделенным профилям, проходящим вдоль потока подземных вод. В качестве примера на рис. 4 приведены такие графики по линии, проходящей через аномальные участки 12 (Куренное), 13 (Старая Калитва), 16 (Русская Журавушка) и 17 (Ширяево), в пределах, которых наблюдаются аномальные концентрации почти всех элементов-спутников урана.

Таким образом, из изложенного следует, что комплексное изучение пространственных закономерностей распределения уран-изотопных и микроэлементных гидрогеохимических показателей подземных вод в районах палеодолин позволяет выявить перспективные участки для обнаружения гидрогенной урановой минерализации в осадочных отложениях. Это позволяет рекомендовать для использования комплекс методов, включающий уран-изотопный и многоэлементный гидрогеохимический методы, при поисках урановых месторождений гидрогенного типа в условиях палеодолин. Вместе с тем, на примере Прохоровской палеодолины показано, что изотопно-гидрогеохимические исследования подземных вод дают возможность установить внедрение глубинных вод в пределы водоносных горизонтов, оказывающее искажающее влияние на формирование изотопного состава урана подземных вод и несколько затрудняющее оценку возможностей уран-изотопного метода изучения изотопии урана в подземных водах в разведочных целях. По существу, это и явилось той основной причиной, которая привела к необоснованному выводу [8] о неприменимости метода уран-изотопных исследований подземных вод при поисках месторождений урана в осадочных отложениях.

На основании материалов статьи можно сделать следующие выводы:

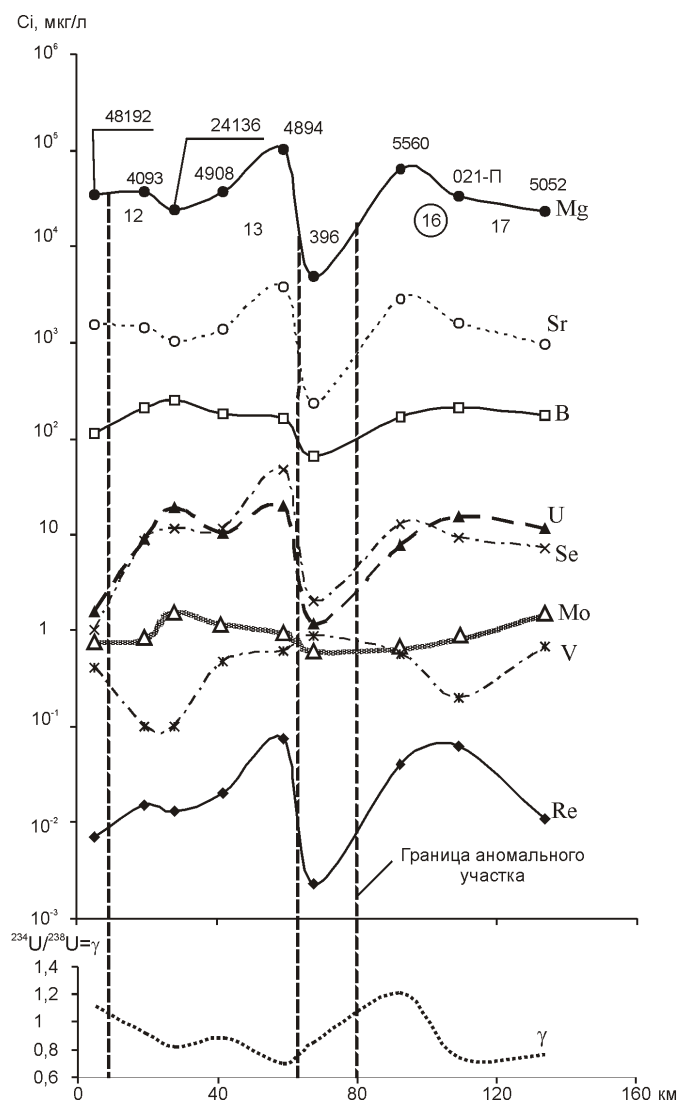


Рис. 4. Графики изменения гидрогеохимических показателей и изотопии урана в подземных водах меловых отложений Прохоровской палеодолины в пределах участков 12, 13, 16 и 17 с повышенным содержанием урана

1. Впервые установлены новые возможности индикаторного уран-изотопного метода моделирования динамики подземных вод, основанного на изучении закономерностей изменения изотопного состава урана в подземных водах, при поисках участков повышенной урановой минерализации в осадочных отложениях. Показаны причины кажущейся «неприменимости» предложенного ранее метода разбраковки «ложных» радиометрических аномалий при поисках рудопоявлений, вызванной влиянием глубинных вод с высоким изотопным сдвигом урана, искажающим уран-изотопные показатели подземных вод перспективных горизонтов.

2. Показано, что формирование изотопного состава урана подземных вод в условиях Прохоровской палеодолины происходит в результате смешения собственно пластовых вод с водами с повышенным содержанием урана, а также с глубинными водами, характеризующимися максимальным изотопным сдвигом и минимальной концентрацией урана.

3. В результате изучения закономерностей пространственных изменений уран-изотопных показателей подземных вод установлено, что на участках с повышенным содержанием урана наблюдается минимальное отношение четных изотопов и показана возможность использования уран-изотопного метода для прослеживания пути миграции урана с древним подземным потоком вдоль палеодолины.

4. Установлено, что на территории Прохоровской палеодолины наиболее информативными элементами-спутниками урана являются Se, Mo, Re, Mg.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анкудинов Е.В., Арье А.Г., Боголюбов А.М. и др. Радиогидрогеологические исследования при прогнозировании и поисках урановых месторождений, связанных с зонами окисления. —Л.: Недра, 1988.
2. Максимова М.Ф., Шмаринович К.М. Пластово-инфильтрационное рудообразование. —М.: Недра, 1993.
3. Методическое руководство по уран-изотопному моделированию динамики подземных вод в условиях активного водообмена / Составители П.И.Чалов, А.И.Тихонов, И.А.Васильев, Н.А.Светличная. —Илим, 1991.
4. Сыромятников Н.Г. Миграция изотопов урана, радия и тория и интерпретация радиоактивных аномалий. —Алма-Ата: Изд-во АН Каз.ССР, 1961.
5. Тихонов А.И., Васильев И.А., Светличная Н.А., Каширская Т.В. Разделение и определение генезиса двух типов подземных вод глубокой циркуляции методами уран-изотопного моделирования / Тезисы докл. 4-го Междунар. симпозиума «Изотопы в гидросфере», г.Пятигорск, 18—21 мая 1993 г. —М., 1993. С. 180—181.
6. Тихонов А.И., Русских А.В., Моралев Г.В. и др. Комплексные изотопно-гидрохимические исследования экологического состояния подземных вод в районе г.Киров // Водные ресурсы. 2004. № 6. С. 726—731.
7. Тихонов А.И., Тихонов В.П., Васильев А.В., Николаев А.К. «Изотопно-гидрогеохимические исследования перспектив алмазности района Карлинских дислокаций на территории Чувашии» / Отечественная геология. 2005. № 4. С. 23—29.
8. Токарев А.Н., Куцель Е.Н., Попова Т.П. и др. Радиогидрогеологический метод поисков месторождений урана. —М.: Недра, 1975.
9. Халезов А.Б. Далматовское месторождение урана. —М., 2003.
10. Чалов П.И., Тихонов А.И., Толстихин Г.М. и др. Региональные модели формирования и циркуляции подземных вод межгорных впадин на основе уран-изотопной информации // Водные ресурсы. 1987. № 3. С. 133—141.
11. Yamamoto M., Sato T., Sasaki K., Hama K., Nakamura T., Komura K. Anomalously high $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios of Tatsunokuchi hot spring waters, Ishikawa Prefecture, Japan. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 255. № 2. 2003. Pp. 369—373.

Флюидно-взрывная гипотеза происхождения землетрясений

В.С.ЗУБКОВ (Институт геохимии СО РАН)

Модели землетрясений, основанные на мгновенной разрядке упругой энергии пород, накопленной в ходе тектонических процессов, не учитывают всего разнообразия явлений, сопровождающих подземные толчки. Оценки плотности упругой энергии дают величину порядка 10^3 — 10^4 Дж/м³ [33], в то время как предельная упругая энергия в материалах при их деформировании равна 10^6 — 10^7 Дж/м³, а теплота плавления — примерно 10^9 Дж/м³ [16]. В статье [4] приведен расчет максимальной упругой энергии для блока высокопрочной конструкционной стали размером 600 100 20 км, равным примерно размерам блока литосферы, в котором генерировалось Аляскинское землетрясение 1964 г. магнитудой М 8,6. Эта энергия соответствует взрыву бомбы в 70 Мт, что сопоставимо с энергией взрыва водородной бомбы на Новой Земле в 1964 г. (50 Мт), но более чем на порядок меньше энергии Аляскинского землетрясения (1000 Мт). Приведенные данные показывают, что только одной упругой энергии пород недостаточно для инициирования землетрясения и, скорее всего, они имеют иное происхождение. В поисках выхода из создавшегося положения предлагается смена парадигмы в сейсмологии [34], в частности, землетрясение рассматривается как неравновесный термодинамический процесс разрушения пород [41] или обосновывается их теплогазодинамическая модель [31].

Как известно, землетрясения сопровождаются образованием геохимических ореолов [2, 28 и др.], что позволяет подойти к эндогенному флюиду не только как к «смазке» при внезапном механическом смещении блоков земной коры [39] или как к источнику (за счет Н и He), увеличивающему энергонасыщенность и изменяющему физико-механические свойства минералов и пород [15, 16], но и как к непосредственному и основному носителю энергии, инициирующему при детонации землетрясения. Причем детонация флюида может сопровождаться различными физическими, в т.ч. сейсмическими, процессами. Анализу возможного состава и энергии детонирующего флюида посвящена настоящая публикация.

К импульсным источникам энергии в мантии и земной коре, очевидно, следует отнести углеводороды, водород, твердые фазы, находящиеся в крайне метастабильном состоянии [44]. Углеводороды могут быть представлены как высокомолекулярными соединениями и их производными, устойчивыми в равновесных условиях в верхней мантии [19, 22, 40], так и метаном с его ближайшими гомологами. В зоне

перехода от нижней к верхней мантии, согласно термодинамическим расчетам [19], химически активен азот, который, возможно, входит в состав соединений, вызывающих в результате детонации глубоко-фокусные землетрясения. Перечисленные газы присутствуют в литосфере и мантии в количествах, достаточных для формирования многочисленных флюидных сейсмических очагов. В различных геоструктурных зонах Земли в год выделяется (в млн.т): углеводородных газов (в основном CH₄) — 223,5; N₂ — 24,7; H₂ — 6,08; He — 0,04 [10, 12]. Общее количество метана, поступающего из геологических источников, включая океан, пресноводные водоемы и вулканы, оценивается в 900 млн. т/год (45% глобального стока) [1]. Углеводородные и неорганические газы, очевидно, скапливаются на барьерах в мантии и земной коре, образуя флюидные очаги различной конфигурации, способные взрываться, и в случае их достаточного объема вызывать землетрясения.

Выделение свободных газов и повышение их содержания в подземных водах в пределах площадей, охваченных землетрясением, установлено в различных регионах мира [2]. Например, в составе газа, отобранного из зияющих трещин в эпицентральной зоне Дагестанского землетрясения, произошедшего 14.05.1970 г. (М 6,5), содержание H₂, CH₄ и CO₂, соответственно, на 5—6, 2 и 1 порядок больше кларка для воздуха [28]. По данным работы [11], сильнейшие Газлинские землетрясения (6.04 и 17.05.1977 г.) сопровождалось аномальными содержаниями метана и его гомологов в подпочве, на порядки превышающие фоновые разгрузки. В процессе активной тектонической деструкции, например, на границах плит, нередко формируются углеводородные скопления, провоцирующие катастрофические землетрясения (Газлинские 1984 г., Нефтегорское 1995 г. и др.) [32]. Согласно публикации [38], перед роением землетрясений 4—5.08.2005 г. (M_{max} 5,8; R 130 км) в Тихом океане, напротив п-ва Камчатка, зарегистрировано на опорной станции Паратунка возрастание (25.07—4.08.2005 г.) концентраций H₂ в 2 раза по сравнению со средним значением в подпочвенном воздухе (краткосрочный предвестник) и резкое увеличение агрегированного сигнала четырехмерного ряда данных радонового мониторинга на Петропавловско-Камчатском геодинимическом полигоне за 11 часов до этих землетрясений (оперативный предвестник). Масштабы геохимических аномалий, связан-

ных с сейсмичностью, находятся в прямой зависимости от энергии землетрясений и в обратной — от эпицентрального расстояния до пункта режимных наблюдений [28]. Из других эффектов, сопровождающих землетрясения, следует отметить повышение температуры минеральных вод на 1—4 С [28] и температуры отдельных струй морской воды [27].

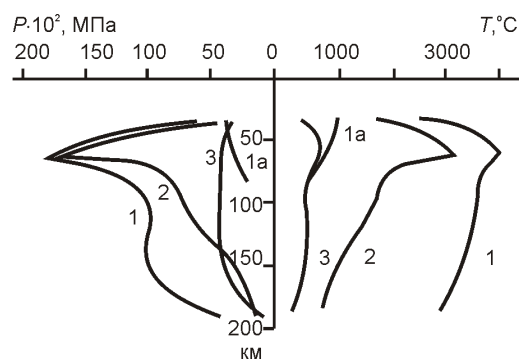
Важный аргумент присутствия флюидов в земной коре и верхней мантии — установление зон поглощения короткопериодных поперечных волн, в частности, в районах Сусамырского (Центральный Тянь-Шань, 19.08.1992 г., М 7,3) и Суматринского (Индонезия, 26.12.2004 г., М 9,0) землетрясений [24, 25].

С помощью термодинамических расчетов на программном комплексе СЕЛЕКТОР-С была произведена оценка параметров детонации очагов тяжелых углеводородов, метастабильно поднимающихся с разных глубин верхней мантии [21, 23]. Предварительно было установлено, что среди тяжелых углеводородов в равновесных условиях в системе С—Н преобладают высокомолекулярные алканы, которые в зоне фазового перехода алмаз—графит распадаются на метан с его ближайшими гомологами и твердый углерод [22]. В случае изотермического (с сохранением температуры в исходной точке) и неизотермического подъема (каждая вышележащая точка имеет температуру по геобаротерме) увеличивается объемная энергетическая емкость углеводородного флюида (U $U_m - U_0$, где U_m и U_0 соответственно, внутренняя энергия на верхнем метастабильном уровне и в изобарно-изотермических условиях). Было установлено, что независимо от глубины источника УВ-флюида U достигает наибольшего значения на глубине 62 км. Например, если УВ-флюид стартует изотермически с глубины 624 км, то потенциальная объемная энергетическая емкость (U) достигает 14 600 кДж/л. Определение температуры и давления детонации, состава продуктов распада проводилось минимизацией минус энтропии системы С—Н в изоэнтальпических условиях и фиксированной внутренней энергией U . Состав системы по независимым компонентам соответствовал брутто-формуле $C_1H_{2,1}$. В этом случае система С—Н имеет избыток углерода. В модель включалось 79 зависимых компонентов: алканы ($C_1—C_{20}$) — 20, алкены ($C_2—C_{16}$), алкадиены — 3, нафтены — 18, арены — 13, $C_{(г)}$, H , H_2 , а также твердые фазы — алмаз и графит. Превышение температуры и давления относительно геобаротермы при детонации тяжелых углеводородов показано на рисунке. Как видно, чем с большей глубины начинают изотермически подниматься тяжелые углеводороды, тем выше параметры детонации, которые сопоставимы с тринитротолуолом (3500 С, 22 000 МПа [37]). Как показали расчеты по формуле Ботты [7], шаровые скопления тяжелых углеводородов с радиусами 1,4; 6,7 и 31,0 м при детонации на глубине 62 км могут инициировать землетрясения М 4,0; 5,39 и 6,78 соответственно (табл. 1) [21]. Следует подчеркнуть, что детонация тяжелых углево-

дородов происходит без участия кислорода с распадом их на относительно легкие углеводороды и твердый углерод (алмаз или графит). Отсутствие землетрясений глубже примерно 700 км, возможно, объясняется тем, что детонация флюида сдерживается литостатическим давлением. Тяжелые углеводороды могут подниматься из глубин верхней мантии, последовательно образуя новые метастабильные очаги, способные детонировать и инициировать цепочку землетрясений, как это, возможно, происходит в зонах Вадати—Беньефа [26]. Если тяжелые углеводороды поднимаются квазиравновесно и распадаются на метан с его гомологами и твердый углерод, то выше фазового перехода алмаз—графит эти углеводородные газы могут концентрироваться в зонах глубинных разломов в земной коре и при условии достаточного количества кислорода взрываться, вызывая землетрясения. Часто такие землетрясения, очевидно, происходят при эксплуатации нефтегазовых месторождений и в угольных шахтах.

Экспериментально детонация углеродистых веществ установлена П.В.Бриджменом [8] при высоком давлении со сдвигом. Водород и гелий в качестве источников энергии землетрясений рассмотрены в работе [4]. Согласно расчетам, удельная энергия гелия и водорода растет по мере увеличения давления и температуры (табл. 2). Если поток водорода ($6 \cdot 10^{12}$ г/год [10]) из мантии к поверхности Земли поступает с глубины 1000 км, то при этом выделяется $2,163 \cdot 10^{17}$ Дж/год, что близко к оценке глобальной энергии землетрясения — $10^{17}—10^{18}$ Дж/год. Соединения гелия ($He—H$, $He—O$, $He—Si$ и He -металлы) устойчивы при T выше 727 С и P 14 000 МПа. При распаде соединений гелия и водорода выделяется огромное количество энергии (2 ккал/г-моль) [4].

Таким образом, в детонации флюидных сейсмических очагов, очевидно, могут принимать участие не только углеводороды и их производные, но и некоторые неорганические газы. Отметим, что в состав



Повышение температуры и давления относительно геобаротермы в результате детонации мантийных тяжелых углеводородов, восходящих из глубин (км):

624 (1 — изотермический подъем, 1a — неизотермический подъем); 309 и 141 (2 и 3 — изотермический подъем)

1. Вес и радиусы шаровых скоплений метастабильных тяжелых углеводородов и тринитротолуола, высвобождающих в процессе их детонации энергию U 0,1 мкДж [21]

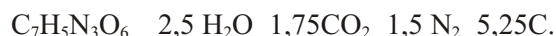
U 0,1, мкДж	1		1a		2		3		Тринитротолуол	
	R	m	R	m	R	m	R	m	R	m
10^{18}	1,4	9,5	2,2	36	1,6	13,4	2,0	22,5	1,7	18,3
10^{20}	6,7	950	10,4	3600	7,5	1345	9,2	2246	7,8	1830
10^{22}	31,0	95 000	48,3	360 000	34,6	134 500	42,5	224 650	36,1	183 000

Примечание. Источник метастабильных тяжелых углеводородов на глубине: 1 — 624 км, изотермический подъем; 1a — 624 км, неизотермический подъем; 2 — 309 км, изотермический подъем; 3 — 141 км, изотермический подъем флюидов. Детонация на глубине 62 км; R — радиус, м; m — масса, т.

флюидных очагов входят как взрывчатые, так и инертные в этом отношении газы (CO_2 , CO и др.).

Детонация взрывчатых веществ при их достаточной массе (500 т) сопровождается явлениями, возникающими при детонации природных газов, так как за счет избыточного давления создается ударная волна и генерируются объемные и поверхностные сейсмические волны, происходят землетрясения, образуются трещины на поверхности земли, по которым поднимаются газы из центра взрыва, изменяется гидрологический режим в скважинах.

Как известно, детонация происходит за время порядка 10^{-7} с (0,1 мкс), в течение которого протекают химические реакции, например, разложения тротила [30]:



Скорость детонации органических веществ не более 11 км/с. Импульс давления передается через возбуждение колебательных степеней свободы в молекулах. Частота этих колебаний — 10^{13} — 10^{14} с⁻¹. Максимальное давление при детонации взрывчатых веществ достигает 40 000—45 000 МПа [29]. В динамических экспериментах с бензолом (C_6H_6) при скорости алюминиевого ударника 7,2 км/ч инициируется P 41 800—600 МПа и T 3490—200 К [43]. Как видно, приведенные температура и давление одного порядка с их максимальными оценками этих параметров, полученных при детонации тяжелых углеводородов с помощью термодинамических расчетов (см. рисунок).

Высокие температура и давление, возникающие при детонации во флюидном очаге, очевидно, приводят к частичному испарению и плавлению мантийных пород с образованием магматических расплавов [20]. В направлении к земной поверхности давление в ударной волне падает и в земной коре происходят в основном механические разрушения в виде разломов и трещинных зон. Подобные процессы протекают в шарах диаметром около 50 мм, изготовленных из различных минералов и пород, при их ударном нагружении сферически сходящейся волной. По радиусу шаров возникает зональность: от края к центру следуют

зоны трещиноватости, аморфизации минералов, селективного, а затем и полного плавления вещества, иногда его испарение [35, 36]. При динамическом давлении на базальт и базальтовый андезит (13 000—67 000 МПа) в плагиоклазах происходит смещение основной спектральной абсорбции инфракрасных волн (350—700 и 1000—1250 см⁻¹) в область 400—450 и 950—1050 см⁻¹, а также образование диаплектового стекла [42].

Тяжелые углеводороды могут метастабильно прорываться из верхней мантии в земную кору, формировать здесь флюидные очаги и детонировать, вызывая землетрясения. Поскольку по геобаротермическому давлению и температуре в земной коре падают, то и последствия детонации будут иными, чем в верхней мантии. Очевидно, большая часть энергии ударной волны будет истрачена на механическое перемещение блоков по разломам и образование новых разрывных нарушений.

Исходя из флюидно-взрывной модели землетрясения, следует изменить подход к поиску их предвестников. Важная роль в предсказании этого явления в данном случае отводится геохимическим предвестникам. Сейсмогеохимические ореолы проходят несколько стадий своей эволюции за относительно короткий период времени [18]. Подготовительная стадия землетрясения происходит на фоне накопления флюида в сейсмическом очаге, частичной его дегазации и разложения с подъемом газов к земной поверхности непосредственно или с растворением их в подземных водах. В стадию детонации изменяется состав и скачкообразно увеличивается количество газов и тепловой поток, которые достигают земной поверхности с некоторым опозданием, обусловленным временем их прохождения из сейсмического очага. При этом ударной волной в процесс дегазации вовлекаются газы, находившиеся в минералах и межзерновом пространстве до землетрясения. В последнюю стадию сейсмогеохимический ореол угасает до фонового уровня газов в породах.

Следует ожидать, что наиболее контрастны по составу ореолы глубокофокусных и коровых землетря-

2. Специфическая удельная энергия гелия и водорода в глубинах Земли [4]

Глубина, км	Р 10 ² , МПа	Т, К	Удельная энергия, дж/моль	
			Гелий	Водород
0	0,0	300	12 480	8652
10	3,3	500	20 800	14 420
100	34	1800	74 880	51 912
500	180	2000	83 200	57 680
1000	400	2500	104 000	72 100
2000	880	3500	145 600	100 940
3000	1600	5500	228 800	158 620
4000	2380	5800	241 280	167 272
5000	3210	6000	249 600	173 040
6000	3580	6200	257 920	178 808
6370	3700	6200	257 920	178 808

сений. Можно предположить, что в глубокофокусных выше роль восстановленных газов, а в коровых окисленных. Разгрузка сейсмогенных газов, как известно, происходит в основном по зонам глубинных разломов и разрывным нарушениям более низких порядков. Особенно важно отслеживать изменения в потоке газов в морфоструктурных узлах — местах пересечения линеаментов на стыке нескольких блоков земной коры, к которым часто приурочены землетрясения [13].

Нужно проследить изменение состава ореолов форшоковых, основного и афтершоковых землетрясений. С позиций рассматриваемой гипотезы в сейсмогенной области существует группа флюидных очагов разного размера. Первым детонирует находящийся в крайне метастабильном состоянии небольшой флюидный очаг. Его сейсмическая и тепловая волна инициирует соседний очаг, тот в свою очередь — следующий флюидный очаг и так далее. Таким образом, возникают форшоковые землетрясения до тех пор, пока не детонирует самый крупный флюидный очаг, вызывающий основное, наиболее сильное землетрясение, которое инициирует детонацию афтершоковых флюидных очагов.

Возможность предсказания землетрясений по CH_4 , H_2 , Rn уже продемонстрирована на ряде примеров [11, 38 и др.] При этом важно отфильтровать с помощью математического аппарата полезные сигналы [3].

Одновременно детонация флюидных очагов может порождать различные геофизические явления, например, электромагнитное ОНЧ излучение [17], высокочастотные акустические колебания [14], измене-

ние электронной концентрации в ионосфере [6] и другие, которые можно использовать как краткосрочные предвестники землетрясений.

Перемещение соседних блоков земной коры по разломам можно отслеживать из космоса [5]. Давно отмечено, что накануне землетрясений усиливаются деформации земной поверхности.

С целью прогноза землетрясений важно выбирать те комбинации геохимических, геофизических и геологических предвестников, которые обеспечат краткосрочный прогноз описываемых явлений. В этом отношении к числу положительных примеров относится мониторинг гидрогеодеформационного поля Земли [9].

Таким образом, к предсказанию землетрясений следует относиться как к комплексной физико-химической проблеме. Дегазация нашей планеты продолжается в настоящее время. Подземные взрывы флюидов, если они происходят, нельзя увидеть, но их можно зафиксировать по потку газов, сотрясению почвы и другим признакам. Следует иметь в виду, что взрывные геохимические процессы не такая уж редкость в природе, например, они протекают при извержении вулканов. В связи со сказанным, на взгляд автора статьи, флюидно-взрывная гипотеза происхождения землетрясений заслуживает проверки и обсуждения.

Если мировая геофизическая сеть станций наблюдения за землетрясениями развивается уже давно [2], то аппаратура для измерения их геохимических сигналов пока испытывается только на отдельных полигонах в России и за рубежом. Внедрение стандартной автоматической геохимической аппаратуры на станциях следует проводить под эгидой международных геохимических, геофизических и геологических организаций. Сеть станций должна быть размещена по всей поверхности Земли, включая Мировой океан. Стремительное развитие вычислительной техники позволит уже в этом столетии проводить оперативную обработку информации как в национальных центрах, так и Международном центре, что приведет к оперативному предсказанию места, времени и силы землетрясений и принятию адекватных мер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Кудрявцев В.П., Турунтаев С.Б. Глобальный поток метана в межгеосферном газообмене // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 6. С. 813—816.
2. Барсуков В.Л., Беляев А.А., Бакалдин Ю.А. и др. Геохимические методы прогноза землетрясений. —М.: Наука, 1992.
3. Беляев А.А. Геохимические прогнозные признаки землетрясений в системе связанных осцилляторов // Геохимия. 2002. № 9. С. 1014—1018.
4. Вол А., Гилят А. Первичный водород и гелий как источники энергии землетрясений // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. —М.: ГЕОС, 2006. С. 160—166.
5. Бондур В.Г., Зверев А.Т. Метод прогнозирования землетрясений на основе линеamentного анализа космичес-

- ких изображений // Докл. РАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 98—105.
6. Бондур В.Г., Смирнов В.М. Метод мониторинга сейсмических территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутниковыми навигационными системами // Докл. РАН. 2005. Т. 402. № 5. С. 675—679.
 7. Ботт М. Внутреннее строение Земли. —М.: Мир, 1974.
 8. Бриджмен П.В. Новейшие работы в области высоких давлений. —М.: Изд-во иностр. лит., 1948.
 9. Вартанян Г.С. Деформационные образы некоторых землетрясений и краткосрочный сейсмический прогноз // Отечественная геология. 2008. № 4. С. 68—74.
 10. Войтов Г.И. Химизм и масштабы современного потока природных газов в различных геоструктурных зонах Земли // Журн. Всесоюз. хим. об-ва им.Д.И.Менделеева. 1986. Т. 31. № 5. С. 53—60.
 11. Войтов Г.И. Нестабильности потока метана в холодной дегазации Земли // Геохимия. 2000. № 3. С. 309—316.
 12. Войтов Г.И., Николаев И.Н., Уточкин Ю.А. и др. О потоке водорода в приземную тропосферу в геодинамически различных геоструктурных зонах Земли // Докл. РАН. 1995. Т. 344. № 1. С. 110—114.
 13. Гласко М.П., Раницан Е.Я. Морфоструктурные узлы — места активации природных процессов // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 3. С. 397—400.
 14. Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Купцов А.В. и др. Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 5. С. 669—672.
 15. Гусев Г.А., Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс в предельно энергонасыщенной геологической среде и прогноз землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 71—78.
 16. Гуфельд И.Л., Гусев Г.А., Матвеева М.И. Метастабильность литосферы как проявление восходящей диффузии легких газов // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 5. С. 677—680.
 17. Дружин Г.И. Опыт прогноза камчатских землетрясений на основе наблюдений за электромагнитным ОНЧ излучением // Вулканология и сейсмология. 2002. № 6. С. 51—62.
 18. Зубков В.С. К мониторингу взрывных сейсмогеохимических ореолов и прогнозу землетрясений // Мат-лы Всерос. межрегион. конф. «Геологическая среда и сейсмический процесс». Иркутск, 1997 г. 2—5 сентября. —Иркутск, 1997. С. 173—175.
 19. Зубков В.С. К вопросу о составе и формах нахождения флюида системы С—Н—N—O—S в PT-условиях верхней мантии // Геохимия. 2001. № 2. С. 131—145.
 20. Зубков В.С. Тяжелые углеводороды в мантийном флюиде Земли. Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. —Иркутск, 2003.
 21. Карпов И.К., Зубков В.С., Бычинский В.А., Артименко М.В. Детонация в мантийных потоках тяжелых углеводородов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 6. С. 754—762.
 22. Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н., Бычинский В.А. Римейк термодинамической модели системы С—Н Э.Б.Чекалюка // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 222—225.
 23. Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н. и др. Термодинамический критерий метастабильного состояния углеводородов в земной коре и верхней мантии // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1518—1528.
 24. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Характеристики сейсмичности и поля поглощения S-волн в районе очага Суматринского землетрясения 26 декабря 2004 г. // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 5. С. 672—676.
 25. Копничев Ю.Ф., Павлис Г., Соколова И.Н. Неоднородности литосферы и очаги сильных землетрясений Центрального Тянь-Шаня // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 4. С. 528—532.
 26. Молчанов О.А., Акентьева О.С. Движение вверх гипоцентров землетрясений в зонах Вадати-Беньефа // Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 4. С. 553—556.
 27. Никонов А.А. Крымские землетрясения 1927 года: неизвестные явления на море // Природа. 2002. № 9. С. 13—20.
 28. Осика Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. —М.: Наука, 1981.
 29. Пепекин В.И. Пределы органических взрывчатых веществ по скорости детонации и мощности // Докл. РАН. 2007. Т. 414. № 6. С. 781—783.
 30. Пепекин В.И., Корсунский Б.Л., Денисаев А.А. Об энергетике процесса возбуждения взрыва // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 193—195.
 31. Пономарев А.С. Теплогазодинамическая модель коровых землетрясений // Физика Земли. 1990. № 10. С. 100—112.
 32. Рудаков В.П. Центры гедеформационных пульсаций литосферы в проблеме глобальной дегазации земной коры и генезисе сейсмической активности // Изв. вузов. Геология и разведка. 2006. № 4. С. 71—74.
 33. Садовский М.А., Белховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. —М.: Наука, 1987.
 34. Страхов В.Н. К новой парадигме сейсмологии // Природа. 1989. № 12. С. 4—9.
 35. Фельдман В.И., Сазонова Л.В., Козлов Е.А. Закономерности подвижности главных породообразующих элементов при ударном метаморфизме (по результатам экспериментов) // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 6. С. 813—815.
 36. Фельдман В.И., Сазонова Л.В., Козлов Е.А. Ударный метаморфизм некоторых породообразующих минералов (экспериментальные и природные данные) // Петрология. 2006. Т. 14. № 6. С. 576—603.
 37. Фингер М., Ли Е., Хелм Ф. и др. Влияние элементарного состава на детонационные свойства ВВ // Детонация и взрывчатые вещества. —М.: Мир, 1981. С. 52—75.
 38. Фирстов П.П., Широков В.А., Руленко О.П. и др. О связи динамики подпочвенного радона (²²²Rn) и водорода с сейсмической активностью на Камчатке в июле—августе 2004 г. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 49—59.
 39. Фролик К. Глубокие землетрясения // В мире науки. 1989. № 3. С. 24—32.
 40. Чекалюк Э.Б. Нефть верхней мантии Земли. —Киев: Наукова Думка, 1967.
 41. Шаров В.И. Тектоническое землетрясение как неравновесный термодинамический процесс разрушения горных пород (к проблеме смены парадигмы сейсмологии) // Физика Земли. 1992. № 5. С. 121—127.
 42. Johnson J.R., Staid M.I., Kraft M.D. Thermal infrared spectroscopy and modeling of experimentally shocked basalts // Amer. Mineral. 2007. Vol. 92. Pp. 1148—1157.
 43. Nellis W.J., Ree F.H., Trainor R.J. et al. Equation of state and optical luminosity of benzene, polybutene and polyethylene shocked to 210 GPa (2,1 Mbar) // J. Chem. Phys. 1984. Vol. 80. № 6. Pp. 2789—2799.
 44. Zubkov V.S., Karpov I.K. Impulse sources of energy in hot fields / L.P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics / Moscow, November 17—20, 1993. —М., Kiel. 1993. Pp. 167—168.

Памяти Алексея Владимировича Перцова

29 октября 2009 года после тяжелой болезни скончался Алексей Владимирович Перцов — известный геолог, талантливый ученый, ведущий специалист отрасли в области использования материалов дистанционного зондирования Земли для решения природо-ресурсных задач, директор Научно-исследовательского института космоаэрогеологических методов.

Алексей Владимирович родился 6 июля 1948г. в г.Берлин в семье военнослужащего.

В 1971 г. А.В.Перцов окончил геологический факультет Ленинградского государственного университета по специальности геолог-съемщик-поисковик. После окончания университета два года отслужил в армии, а затем поступил на работу в Лабораторию аэрометодов (ЛАЭМ), где и работал с 1973 г. по настоящее время, пройдя путь от инженера до директора института.

Под руководством опытных фотогеологов ЛАЭМ А.В.Перцов быстро овладел методами работы с аэрофото- и космическими снимками и стал активно участвовать в разработке методики применения аэрофотоснимков для выявления погребенных объектов чехла и фундамента и прогнозных рекомендаций для поисков бокситов и медно-порфировых и железных руд по заказу Северо-Казахстанского геологического управления. Результаты работы опубликованы в монографии «Аэрометоды геологического изучения районов двухъярусного строения» (1979). Полученные в результате работ материалы по геологии и перспективам рудоносности Тургайского прогиба легли в основу диссертации, которую А.В.Перцов защитил в 1982 г. и получил ученую степень кандидата геолого-минералогических наук.

В начале 1980-х годов Алексей Владимирович проводил полевые работы на Южном Урале и разрабатывал методы использования материалов аэросъемок и космических снимков для глубинного геологического картирования, занимаясь вопросами распознавания наклонно залегающих пород по статистическому описанию их ландшафтных индикаторов, моделями литолого-стратиграфических комплексов структурных форм Зауралья, геоиндикационными методами выявления глубинных геологических объектов при металлогенических исследованиях молодых платформ.

В середине 1980-х годов он руководил полевыми работами в Центральных Кызылкумах на крупнейших золоторудных и золотосеребряных месторождениях, разрабатывая методику поэтапного (на различных уровнях генерализации) дешифрирования ДЗЗ при прогнозно-металлогенических исследованиях с последовательной комплексной интерпретацией результатов дешифрирования, геологических, геохимических, рудно-формационных данных и ареалов магматизма.



В этот же период специалисты ЛАЭМ выполняли работы по аэросъемке на территории Германии, Чехословакии, Болгарии, в которых Алексей Владимирович принимал участие, а затем и руководил этими работами.

В 1983 г. А.В.Перцов стал заместителем директора ЛАЭМ, а в 1986 г. был избран директором Лаборатории аэрометодов, на базе которой вскоре был создан Всероссийский научно-исследовательский институт космоаэрогеологических методов (ВНИИКАМ), в настоящее время ГУП НИИКАМ.

В 1990-е годы, несмотря на тяжелое положение геологической отрасли в целом, под руководством Алексея Владимировича было осуществлено техническое перевооружение института, который был оснащен современной вычислительной техникой и лицензионным программным обеспечением для обработки аналоговых и цифровых многоспектральных космических снимков.

Успешно руководя институтом, А.В.Перцов продолжал научную деятельность, занимаясь разработкой методологии дистанционного зондирования (ДЗ) Земли и определением приоритетных направлений космоаэрогеологических исследований. Им разработана системная информационная модель процесса дистанционного зондирования природных ресурсов, определена его структура и функционирование. В структуре процесса дистанционного зондирования выделены функциональные (соответствуют этапам процесса ДЗ) и целевые (отвечают классам объектов

исследования) подсистемы, рассмотрены принципиальные особенности выделенных подсистем и проведена оценка информационных возможностей и ограничений дистанционного зондирования геологической среды, определены критерии эффективности методов дистанционного зондирования по целевым подсистемам.

Другим направлением, с которым связана научная деятельность Алексея Владимировича, являются металлогенические и тектономагматические исследования на основе материалов аэро- и космических съемок. Целая серия публикаций посвящена разработке критериев прогнозирования и создания прогнозно-поисковых моделей крупнейших рудных объектов на основе материалов дистанционного зондирования, в т.ч. космоструктурных критериев локализации золоторудных гигантов, разработке методики составления прогнозно-металлогенических карт на основе компьютерного комплексного анализа цифровых космических и геолого-геофизических данных.

С 1995 г. специалисты НИИКАМ под руководством А.В.Перцова выполняли работы по созданию опережающей дистанционной основы для листов Госгеолкарты-1000/3 и Госгеолкарты-200/2 по материалам отечественных и зарубежных космических съемочных систем, обеспечивая дистанционной основой геологосъемочные, геологоразведочные и другие работы по заданиям Управления геологических основ недропользования МПР России, а затем Федерального агентства по недропользованию.

В рамках этого направления создана дистанционная основа территории России масштаба 1:5 000 000 по материалам съемок системами MCY-CK и MODIS, для атласа «Космический образ России» созданы аннотированные космофотокарты масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000, представляющие собой цветные композиции — синтезированные изображения по материалам Landsat ETM с пояснительным текстом и иллюстративным материалом, содержащим информацию о наиболее важных особенностях геолого-геоморфологического строения территории и их отражении на космофотокартах, сведений об основных полезных ископаемых и уникальных природных объектах, расположенных в пределах листов.

Результаты работ по созданию и использованию дистанционной основы Госгеолкарт, кроме отдельных статей, опубликованы в подготовленных сотруд-

никами НИИКАМ монографии «Аэрокосмические методы геологических исследований» (2000), справочнике «Методы дистанционного зондирования Земли при решении природоресурсных задач» (2004), главным редактором которых является Алексей Владимирович. В юбилейных тематических выпусках журналов: «Региональная геология и металлогения» (№ 21, 2004) и «Отечественная геология» (№ 3, 2004), представлены научно-методические разработки сотрудников руководимого А.В.Перцовым института.

А.В.Перцовым опубликовано более 60 печатных работ в России и за рубежом. Он является редактором и соавтором монографий, сборников, справочника и методических рекомендаций по использованию материалов дистанционного зондирования при геологическом и геоэкологическом картографировании, прогнозно-металлогенических исследованиях, мониторинге экзогенных геологических процессов.

Благодаря усилиям А.В.Перцова, НИИКАМ сохранил научный потенциал и успешно продолжает научно-методическую деятельность не только в России, но и за рубежом. Высококвалифицированные специалисты института участвуют в международных проектах по верификации космических данных, получаемых современными съемочными системами Японии (JERS-1, ALOS, Канады и США (RADARSAT)).

А.В.Перцов был председателем рабочей группы Международной Ассоциации по Генезису Рудных Месторождений (WG4 Remote Sensing Tectonics and Ore Prospecting IAGOD).

За успехи в научной и производственной деятельности Алексей Владимирович награжден отраслевыми медалями и знаком «Почетный разведчик недр».

Коллеги и друзья выражают искренние соболезнования родным и близким Алексея Владимировича в связи с его безвременной кончиной.

Память об Алексее Владимировиче Перцове добром, отзывчивом и необыкновенно деликатном человеке, преданном своему делу, блестящем специалисте навсегда сохранится в наших сердцах! Светлая ему память!

*Редколлегия журнала
Коллеги и друзья*

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2009 г.

МАТЕРИАЛЫ VI ВСЕРОССИЙСКОГО СЪЕЗДА ГЕОЛОГОВ

Обращение делегатов VI Всероссийского съезда геологов к Председателю Правительства Российской Федерации В.В.Путину. № 1. С. 3.

Трутнев Ю.П. — Министр природных ресурсов и экологии Российской Федерации Выступление на открытии VI Всероссийского съезда геологов. № 1. С. 5.

Ледовских А.А. — Руководитель Федерального агентства по недропользованию Доклад на VI Всероссийском съезде геологов. № 1. С. 7.

Рекомендации «круглых столов» научно-практической конференции «Минерально-сырьевая база России — новый вектор экономического развития». № 1. С. 16.

Резолюция VI Всероссийского съезда геологов. № 1. С. 25.

Донской С.Е. О мерах, принимаемых Правительством Российской Федерации по развитию минерально-сырьевой базы в Российской Федерации и контролю за рациональным и комплексным освоением недр. № 4. С. 3.

К ШЕСТИДЕСЯТИПЯТИЛЕТИЮ ПОБЕДЫ

Козловский Е.А. Геология. Уроки Великой войны. № 6. С. 3.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Закирова Ф.А., Антонов В.А., Беляев Е.В., Омельченко В.Л., Рышков М.М. Минерагения Южного федерального округа. № 6. С. 17.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Запивалов Н.П. Энергетика XXI века: тенденции и перспективы. № 4. С. 13.

Сабанаев К.А., Черкашин В.И. Позднепалеозойско-триасовая нефтегазоносная формация Восточного Предкавказья. № 6. С. 27.

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Баранников А.Г. Мезозойские золотоносные россыпи Урала. № 2. С. 22.

Беляев Е.В., Антонов В.А., Лузин В.П., Рышков М.М., Курбанов М.М. Инновационные пути развития и освоения минерально-сырьевой базы нерудных полезных ископаемых Северного Кавказа. № 3. С. 8.

Валиева Д.С. Основные положения методов разведки золоторудных месторождений Казахстана. № 1. С. 43.

Воробьева С.В. Особенности геологического строения Урала и геологическая позиция золотых сульфидно-кварцевых и золотосодержащих колчеданных месторождений на его восточном склоне. № 3. С. 14.

Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Крупное ртутьсодержащее россыпное золото бассейна среднего течения р.Анабар. № 5. С. 11.

Глухов А.Н. Золотосеребряное оруденение Центрального Приколымья. № 1. С. 35.

Голубев Ю.К., Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И. Особенности проведения шлихо-минералогических поисков алмазных место-

рождений в условиях «закрытых» территорий северо-запада Российской Федерации. № 2. С. 11.

Горбачев Б.Ф., Чуприна Н.С. Каолины России: состояние и перспективы развития сырьевой базы. № 1. С. 74.

Граханов С.А., Зарукин А.О., Богуш И.Н., Ядренкин А.В. Открытие верхнетриасовых россыпей алмазов в акватории Оленёкского залива моря Лаптевых. № 1. С. 53.

Зверев В.В. Основные рудоконтролирующие структуры в региональном геохимическом поле Заангарья Енисейского края. № 2. С. 3.

Константинов М.М. Геолого-формационные основы прогноза россыпей золота. № 3. С. 34.

Костин А.В., Лескова Н.В., Осипов Л.В. Самородное серебро рудной зоны Вертикальная (Эндыбальский рудный узел, Западное Верхоянье). № 5. С. 17.

Лихачев А.П. Возможности проявления рудообразующих процессов при формировании и эволюции земной коры. № 3. С. 22.

Лыгина Т.З., Волкова С.А., Губайдуллина А.М., Гревцев В.А., Халепт Л.В., Фролова Н.А. Сульфидные минералы железа и их роль в типизации и оценке условий образования графитоносных пород. № 1. С. 69.

Мизгачев И.Ф. Палеотектоническая позиция мезозойских вулканоплутонических поясов востока России. № 4. С. 18.

Неволько П.А., Борисенко А.С., Травин А.В., Романов А.В. О возрасте золотого оруденения Енисейского края и его корреляции с магматизмом. № 3. С. 30.

Округин А.В., Мазур А.Б., Земнухов А.Л., Попков П.А., Слепцов С.В. Ассоциация палладистого золота с минералами платиновой группы в россыпях бассейна р.Анабар на северо-востоке Сибирской платформы. № 5. С. 3.

Рафаилович М.С. Золотомедно-порфировое месторождение Нурказган в Центральном Казахстане. № 3. С. 3.

Сабитов А.А., Лыгина Т.З., Аксаментов Е.В., Мирошников К.Е., Руселик Е.С., Трофимова Ф.А., Зайнуллин И.И., Тетерин А.Н. Бентониты Северного Кавказа и перспективы их освоения. № 4. С. 46.

Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В. Дистанционная оценка алмазоносного потенциала северо-западного региона России. № 1. С. 48.

Симкин Г.С. Интегральная модель формирования системы гидротермально-метасоматических производных формационного ряда умеренно-низкощелочных гранитоидов орогенных складчатых поясов. № 4. С. 34.

Скрябин А.И. Реконструкция латеральной зональности оруденения в центральной части Ат-Юрхского—Среднеканского и Неригинского рудных районов (Северо-Восток России). № 5. С. 20.

Тимесков В.А., Кузнецов О.Б., Кузнецова В.Г., Лузин В.П., Лузина Л.П., Алексеенко О.Н., Черепанов А.А. Минерально-сырьевая база графита, пути расширения и освоения (на примере месторождения Союзное). № 1. С. 62.

Чекваидзе В.Б. Вертикальная метасоматическая зональность березитов на золоторудных месторождениях. № 2. С. 42.

Шатров В.П. Минеральные ресурсы восточного склона Приполярного Урала. № 1. С. 30.

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Баранов В.В. Корреляция верхнесилурийских и нижнедевонских отложений арктических регионов Азии. № 5. С. 75.

Боесков Г.Г., Черкашина А.П., Белолобский И.Н., Зайцев А.И. Особенности морфологии и палеоэкологии Чекуровского мамонта. № 5. С. 84.

Гаврилов А.А. Некоторые парадоксы неомобилистских палеогеодинамических моделей и реконструкций (юг Дальнего Востока). № 4. С. 53.

Грачева М.К., Шубин А.А., Шахов К.Ю., Комаров В.Н. Первая находка ринхолитов в нижнебарремских отложениях Горного Крыма. № 3. С. 50.

Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Сейсмоструктура северо-восточного сегмента зоны хр.Черского. № 5. С. 94.

Колосов П.Н. О новых находках остатков раннемеловых позвоночных на территории Якутии. № 5. С. 91.

Кузьмин Р.В. Нижний карбон Восточной Сибири и Верхоянья. № 5. С. 66.

Негруга В.З. У истоков создания эмпирико-теоретической основы геологии и геохронологии Кольского полуострова. № 3. С. 34.

Салтыков В.Ф. Применение местных стратиграфических подразделений при расчленении осадочных отложений. № 3. С. 39.

Сергеев А.И., Белолобский И.Н. Схема стратиграфии четвертичных отложений хр. Улахан-Тас (Восточная Якутия). № 5. С. 79.

Третьяков Ф.Ф. Новые данные по тектоническому строению некоторых рудных полей Восточной Якутии. № 5. С. 101.

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Абрамов Б.Н., Котова Н.П. Петрохимические особенности юрских фтороносных гранитов и закономерности размещения флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья. № 6. С. 32.

Азадиев Дж.А., Гусейнова Э.Б. Особенности состава медно-порфировых руд Гарадагского месторождения (Азербайджан). № 6. С. 38.

Зайцев А.И., Смелов А.П. Rb-Sr изотопная система кимберлитов алмазоносных и неалмазоносных трубок Алакит-Мархинского кимберлитового поля (Якутия). № 5. С. 31.

Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Влияние процессов смешения магм на состав и рудоносность метабазитов медвежьего комплекса (Алданский щит). № 5. С. 56.

Молотков А.Е., Котегов В.А., Попов А.В., Ботвин В.В., Смелов А.П. Результаты термохимического травления полированных пластинок природного алмаза и перспективы изучения его внутренней структуры на микро- и наноуровне. № 5. С. 40.

Ряченко Т.Г., Ухова Н.Н., Слагодина Е.А. Изучение проблемных геолого-литологических разрезов глинистых отложений с применением грунтоведческих критериев. № 4. С. 61.

Смелов А.П., Ащепков И.В., Олейников О.Б., Сурнин А.А., Бабушкина С.А., Полуфунтикова Л.И., Королева О.В. Химический состав и Р-Т условия образования барофильных минералов из кимберлитовой трубки Манчары (Центральная Якутия). № 5. С. 27.

Смолькин В.Ф., Кременецкий А.А., Ветрин В.Р. Геолого-геохимическая модель формирования палеопротерозойских рудно-магматических систем Балтийского щита. № 3. С. 54.

Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Палеозойская базит-ультрабазитовая ассоциация Мунилканского тектонического блока (Верхояно-Колымская орогенная область). № 5. С. 47.

Цыганков А.А. Ангара-Витимский батолит: новые геохимические и изотопно-геохронологические данные, петрогенетические следствия. № 3. С. 70.

Шакин С.С. Структурный парагенезис подошвы опрокинутой складки (участок Антоя, Южная Карелия). № 3. С. 63.

Шкодзинский В.С. Происхождение включений в алмазе различных парагенезисов минералов. № 5. С. 44.

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Белоусов В.И. Формации и структуры в электрическом поле горного обрамления Ферганской впадины. № 4. С. 67.

Дружинин В.С. Информация о строении земной коры — необходимый атрибут региональной нефтегазовой геологии (на примере Уральского региона). № 6. С. 65.

Медведев С.А., Медведев Ст.А., Коновалов В.А. Новые данные о геологическом строении северной части Кольского полуострова (блок Рыбачий—Средний). № 6. С. 60.

Тимурзиев А.И. Кинематика и закономерности ориентировки разрывных нарушений и осей напряжений в осадочных бассейнах Северного полушария. № 6. С. 52.

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Блинова Т.С. Потенциальная сейсмичность Западно-Сибирской плиты. № 4. С. 73.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Кустов Ю.И. Подземные минеральные воды в Тункинском регионе юго-западного фланга Байкальского рифта. № 2. С. 53.

Островский В.Н. Влияние взаимодействия в системе континент—океан на гидрогеологические условия России. № 6. С. 71.

Тихонов А.И., Иванов А.Ф., Егоров С.П., Миронова Н.Е. Современная неотектоническая активность Горьковско-Кильмезской линейной зоны в районе Чувашского Поволжья по изотопно-гидрогеохимическим данным. № 3. С. 78.

Тихонов А.И., Иванов А.Ф., Миронова Н.Е., Тихонов В.П. Исследование закономерностей изменения изотопного состава урана в подземных водах палеодолин. № 6. С. 78.

Янин Е.П. Изменение химического состава подземных вод в условиях интенсивного водоотбора на примере Саранского месторождения. № 2. С. 47.

ДИСКУССИИ

Абрамович И.И., Высокоостровская Е.Б. Условия формирования месторождений семейства Олимпик Дэм. № 3. С. 85.

Бекжанов Г.Р. Выдающийся геолог современности. № 2. С. 93.
Бергман И.А. Нужна ли парадигма П.М.Горяинова и Г.Ю.Иванюка. № 2. С. 82.

Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Брехунцов А.М., Нестеров И.И., Плесовских И.А. Карта доюрских вещественных комплексов северо-западной части Западно-Сибирской равнины на основе объемной модели земной коры. № 1. С. 104.

Дундо О.П. Методика геологического картографирования дна акваторий. № 1. С. 98.

Зайченко В.Ю. Авторское право на произведения в области наук о Земле в российском законодательстве и применение его норм при определении объектов авторского права в сфере недропользования. № 4. С. 81.

Зайченко В.Ю. Понятия и определения терминов, применяемых в сфере недропользования. № 1. С. 94.

Зейлик Б.С. Проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле (кольцевые структуры — геологическое свидетельство вулканизма и космогенных катастроф). № 3. С. 61.

Зубков В.С. Флюидно-взрывная гипотеза происхождения землетрясений. № 6. С. 85.

Короновский Н.В., Гончаров М.А. О статье Н.И.Дерябина «Критические замечания по тектонике плит с позиции пульсационного развития Земли». № 3. С. 93.

Кузовков Г.Н. Парадигма в геологии. № 4. С. 88.

Кусов Б.Р. Геологические основы формирования и поисков месторождений цветных, редких и благородных металлов в соленосных толщах. № 1. С. 113.

Кучин Е.С. Состояние геологической науки и перспективы ее развития. № 4. С. 84.

Нестеров Е.М., Тимиргалиев А.И., Дружинина А.А. Место магматизма в теоретической геологии. № 2. С. 72.

Образцов А.И. Развитие представлений о морфологии месторождения. № 3. С. 96.

Одесский И.А. К вопросу о глобальном потеплении. № 3. С. 108.

Одесский И.А. Магнитное поле Земли и его связь с геологическими процессами. № 3. С. 103.

Одесский И.А. Осадочные формации в системе надпородных тел и их связь с упорядоченностью форм рельефа. № 3. С. 109.

Одесский И.А. Ротация и эвстазия. № 3. С. 106.

Рубан Д.А. Характеристические признаки объектов геологического наследия. № 3. С. 91.

Силин И.И. Парадигма поисковой геохимии. № 1. С. 87.

Филинский Л.М. Литоформации в свете методологии системных исследований. № 4. С. 89.

Шарков А.А. К вопросу о происхождении месторождений урана и редких земель Мангышлака. № 2. С. 79.

Шуваева М.К. Границы гряды Чернышева как отражение условий ее формирования. № 4. С. 96.

Яркин И. Г. Плейт-тектоника или геосинклинали? № 2. С. 92.

РЕЦЕНЗИИ

Полывянный И.Я. Запасы и добыча важнейших видов полезных ископаемых мира. № 3. С. 101.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Юбилей Натальи Исааковны Назаровой. № 1. С. 115.

60-летие Николая Васильевича Милетенко. № 1 С. 116.

70-летие Бориса Александровича Хрынина. № 2. С. 100.

70-летие Сиезбека Аманбековича Акылбекова. № 2. С. 99.

75-летие Владимира Степановича Дружинина. № 5. С. 107.

80-летие Евгения Александровича Козловского. № 2. С. 101.

К 100-летию со дня рождения Александра Ивановича Егорова № 4. С. 101.

Бекжанов Г.Р. Выдающийся геолог современности — к 110-летию со дня рождения Каныша Имантаевича Сатпаева. № 2. С. 93.

Памяти Алексея Владимировича Перцова. № 6. С. 90.

Памяти Игоря Абрамовича Одесского. № 3. С. 102.

**Порядок оформления статей, представляемых
в журнал «Отечественная геология»
с 01.01.2010 г.**

Настоящий порядок вводится в соответствии с рекомендациями ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации и унификацией для Научной Электронной Библиотеки (НЭБ)

Образец оформления статьи:

УДК.....	К.П.Комаров, П.С.Егоров, 2009
Геологическое строение Кольского полуострова	
К.П.КОМАРОВ, П.С.ЕГОРОВ (Кольский научный центр РАН)	
<i>Аннотация</i> (на русском языке, не более 5—7 строк) _____ _____ _____ _____ _____	
<i>Ключевые слова</i> (на русском языке, не более 5—7 слов) _____ _____	
<i>Перевод названия статьи на английский язык</i> (полужирным шрифтом)	
K.P.KOMAROV, P.S.EGOROV	
<i>Аннотация</i> (на английском языке, не более 5—7 строк) _____ _____ _____ _____ _____	
<i>Key words</i> (не более 5-7) _____ _____ _____ _____ _____	
<i>Адрес для переписки - почтовый, телефон, e-mail:</i> _____ _____	
Далее	
ТЕКСТ СТАТЬИ (см. требования к авторам статей)	
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	

Требования к авторам статей

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов. В том случае, если автор не один, то указать фамилию автора, с которым будет вестись переписка.

2. К материалам, направляемым в редакцию, должна быть приложена справка об авторе (авторах) с указанием: фамилии, имени, отчества, ученой степени, звания, должности, места работы, адреса для переписки (почтового), телефона, e-mail каждого автора.

3. Объем статьи не должен превышать 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Следует оставить поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в Text format (*.rtf), (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. Возможна передача статей по электронной почте: tsnigri@tsnigri.ru.

4. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

5. Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы.

6. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) в черно-белом варианте прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются в виде фотокопии (на глянцевого бумаге), на дискетах с распечаткой на бумаге. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм, толщина линий рисунка — не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF — только для фото (*.tif), Encapsulated Post Script (*.eps), Corel Draw (*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.

7. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице (текстовый файл, после списка литературы). Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

8. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

9. С целью облегчения редактирования статей следует использовать термины и понятия в значениях, отраженных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / Под ред. Н.В.Межеловского. —М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / Под ред. А.И.Кривцова. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. —С-Пб, 1991.

10. Статьи, превышающие установленный объем или не отвечающие данным требованиям, возвращаются автору.