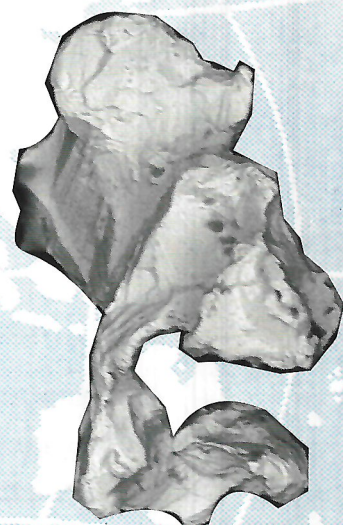




Отечественная геология



ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ФОСФОРИТОВ

6/2005

ЦНИИгеолнеруд-60

ПРАВОВОЕ ПОЛЕ ОТЕЧЕСТВЕННОГО
НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ

Редколлегия журнала «Отечественная геология» сердечно поздравляет коллектив Центрального научно-исследовательского института геологии нерудных полезных ископаемых с 60-летием и желает новых достижений в укреплении минерально-сырьевой базы России во благо нашего отечества.

Редколлегия журнала

Директору ФГУП «ЦНИИГеолнеруд»
Е.М.Аксёнову

Уважаемый Евгений Михайлович!

От имени комитета Совета Федерации по природным ресурсам и охране окружающей среды и от себя лично поздравляю Вас и коллектив ЦНИИГеолнеруд со славным 60-летним юбилеем института. Геологи России хорошо знают и ценят Ваш институт как передовое крупное многопрофильное базовое государственное предприятие в области неметаллов в Российской Федерации. Желаю Вам и возглавляемому Вами коллективу благополучия и дальнейших научных и производственных успехов на благо России.

*Председатель Комитета по природным ресурсам
и охране окружающей среды
Президент Российского геологического общества
В.П. Орлов*

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

6/2005

Учредители:

Министерство природных
ресурсов 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.А.Ерхов, *В.И.Казанский*, *А.А.Кременецкий*,
Г.А.Машковцев, *Н.В.Милетенко* (зам. главного
редактора), *А.Ю.Розанов*, *Г.В.Ручкин* (зам.
главного редактора), *А.К.Соколовский*,
В.И.Старостин

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

МОСКВА

ЦНИИГеолнеруд—60

ОТЕЧЕСТВЕННОЕ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Рекомендации парламентских слушаний на тему: «Правовое обеспечение рационального, эффективного использования и охраны недр»

Протокол итогового заседания рабочей группы по проекту федерального закона № 187513-4 «О недрах»

Кривцов А.И.

Геоэкологические проблемы текущего и будущего мирового минерально-сырьевого обеспечения

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

Коляда А.А.

Тектоническая карта Камчатской области

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пакульнис Г.В.

О крупных гидротермальных месторождениях урана

Шарков А.А.

О генезисе органогенно-фосфатных месторождений урана и редких земель Мангышлака

Филиппов В.П., Матвеева Е.В., Яблокова С.В., Иванов Н.М., Агibalов О.А., Кондратьев А.В., Казаков Н.В., Чернышев В.И.

Признаки золотоносности осадочного чехла центральной части Русской платформы

Константинов В.М., *Казаков А.А., Новиков В.М., Трубкин Н.В.*

Золото в фосфоритах Кингисеппского месторождения Русской платформы

3 *Мамонтов В.П., Докучаева В.С.*

Геология и рудоносность массива Падос-Тундра на Колском полуострове

52

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

5 *Устинова В.Н.*

Морфологическая интерпретация сейсмических поверхностей

60

7 *Турутанов Е.Х.*

Морфология гранитных интрузий Витимо-Олёкминской горной страны по гравиметрическим данным

67

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

15 *Одесский И.А.*

Системное геокартирование осадочных толщ

74

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

23 *Пантелеев В.Л., Строев П.А.*

Пятьдесят лет гравиметрических исследований (Государственного астрономического института им.П.К.Штенберга (ГАИШ) в Мировом океане

79

29

100 лет со дня рождения академика Герасима Васильевича Богомолова

83

К 90-летию Георгия Александровича Твалчрелидзе

86

42 70-летие Александра Николаевича Барышева

89

48 Список статей, опубликованных журнале «Отечественная геология» в 2005 г.

90

Редакция: *Р.В.Добровольская, Н.С.Рябова*

Верстка и оригинал-макет *Н.П.Кудрявцева*

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 24.11.2005. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.

Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129«б».

Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Русская полиграфическая группа»

Коллективу ФГУП "ЦНИИгеолнеруд"

Уважаемые коллеги и друзья!

Разрешите мне от имени Коллегии Федерального агентства по недропользованию поздравить коллектив ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» с 60-летним юбилеем и пожелать Вам успехов на тернистом пути изучения и эффективного использования минерально-сырьевой базы нерудных полезных ископаемых, открытия новых месторождений, плодотворной творческой работы.

История создания и становления института определялась и определяется важнейшими датами и периодами в истории геологического изучения страны, Республики Татарстан и тысячелетней истории г.Казани.

Знаменательно само время создания Казанского филиала АН СССР, в составе которого и был сформирован Геологический институт — апрель 1945 г. — завершение Великой Отечественной войны и переход к восстановлению народного хозяйства. Задачами института были обеспечение развития минерально-сырьевой базы Среднего Поволжья, оценка перспектив нефтегазоносности Урало-Поволжья, с чем он успешно справился.

С 1964 г., когда встал вопрос перед Государственным геологическим комитетом СССР о необходимости резкого расширения прогнозно-минерагенических исследований на территории СССР на неметаллы, научно-методического обеспечения ведения геологоразведочных работ, именно на Ваш институт были возложены функции головной научно-исследовательской организации по отрасли неметаллов. В результате упорного труда институт и стал базовой научно-исследовательской организацией, решающей вопросы минерально-сырьевой базы неметаллов от прогнозно-минерагенических оценок территорий до разработки технологий добычи, обогащения и получения новой конкурентноспособной продукции.

Во главе института в эти годы стояли крупные ученые и организаторы науки Леонид Михайлович Миропольский, Александр Иванович Кринари, Николай Николаевич Ведерников. Трудно перечислить всех, кто вложил за эти 60 лет свой труд, знания и опыт в «копилку» ЦНИИгеолнеруда по изучению и оценке недр. Отметим лишь таких ведущих сотрудников, как Н.В.Кирсанов, Ю.В.Сементовский, Б.М.Юсупов, М.С.Кавеев, И.М.Уразаев, А.П.Блудоров, А.С.Михайлов, Р.Н.Валеев, Л.Ф.Солонцов, Р.М.Файзуллин, И.Л.Шаманский, У.Г.Дистанов, А.В.Шишкин, Ю.В.Баталии, Р.Ш.Харитоновна.

На основе глубокого научного анализа были определены потенциалы перспективных минерагенических провинций, оценка которых привела к открытию месторождений бентонитов, цеолитов, каолина, графита, барита, фосфатов, кремнистых и карбонатных пород и др. Только за последние годы институтом была обеспечена переоценка прогнозных ресурсов неметаллов России, разработаны программы на неметаллы в рамках ФЦП России на 2002—2010 гг. и «Долгосрочной государственной программы изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья». Институт создал базу данных «Неметаллы России», вошедшую составной частью в впервые созданную информационно-аналитическую систему ГИС.

Благодаря усилиям Вашего института Роснедра развернуло геологоразведочные работы с целью решения важной задачи по изучению и использованию МСБ неметаллов как основы устойчивого социально-экономического развития Южного, Центрального и Приволжского федеральных округов.

Приоритетным направлением научно-технической деятельности института является научно-методическое и аналитико-технологическое обеспечение ведения геологоразведочных работ на неметаллы на всей территории страны.

Созданный Аналитико-технологический сертификационный испытательный Центр по праву считается одним из лучших центров геологической отрасли.

Необходимо с удовлетворением отметить, что на протяжении всей 60-летней деятельности институт считает своим приоритетом изучение минерально-сырьевого потенциала недр Республики Татарстан. Достаточно вспомнить открытие и изучение сотрудниками института целого ряда месторождений неметаллов, разработку современных технологий использования местного минерального сырья, оценку минерально-сырьевого потенциала неметаллов, показавшей значительно более высокую стоимость недр республики.

Я сердечно желаю всем сотрудникам ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» крепкого здоровья, счастья, успехов, удачи и уверенности в завтрашнем дне на нелегком «нерудном» пути!

*Руководитель Федерального агентства по недропользованию
А.А.Ледовских*

РАСПОРЯЖЕНИЕ ПРЕЗИДЕНТА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

За достойный вклад в изучение и развитие минерально-сырьевой базы Республики Татарстан и в связи с 60-летием основания института поощрить Благодарственным письмом Президента Республики Татарстан коллектив Федерального государственного унитарного предприятия «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых».

М.Ш.Шаймиев



Уважаемые коллеги!

От имени руководства Министерства природных ресурсов Российской Федерации примите самые искренние поздравления по случаю 60-летия образования ЦНИИГеолнеруд!

Созданный в далеком 1945 году, ваш институт превратился в крупный многопрофильный научно-исследовательский центр, успешно решающий сложные задачи дальнейшего развития минерально-сырьевой базы неметаллических полезных ископаемых Российской Федерации. В этот знаменательный день от всей души желаем вам, уважаемые коллеги, крепкого здоровья, долгих лет жизни, дальнейших профессиональных успехов в деле геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы нерудных полезных ископаемых на территории нашей страны!

Счастья вам и вашим близким!!

Заместитель министра природных ресурсов
Российской Федерации
А.А.Тёмкин

РЕКОМЕНДАЦИИ

парламентских слушаний на тему:

«Правовое обеспечение рационального, эффективного использования и охраны недр»
10 октября 2005 года

Проведя с участием депутатов Государственной Думы, членов Совета Федерации, представителей федеральных органов исполнительной власти, исполнительных и законодательных (представительных) органов власти субъектов Российской Федерации, представителей научно-исследовательских учреждений, коммерческих и некоммерческих организаций обсуждение актуальных вопросов правового обеспечения рационального, эффективного использования и охраны недр, участники парламентских слушаний отмечают следующее.

Законодательство в сфере недропользования и сопряженное с ним природоохранное законодательство и Налоговый кодекс Российской Федерации содержат существенные противоречия. Не разработана нормативно-техническая база. Вследствие этих причин сроки получения правоустанавливающих документов, позволяющих приступить к недропользованию, растягиваются на 1,5—2 года.

В условиях достаточно высокого уровня обеспеченности основных нефтегазодобывающих компаний разведанными запасами, отсутствия эффективного контроля над рациональным использованием государственного фонда недр со стороны государства, отсутствия законодательных норм, стимулирующих отработку истощенных месторождений, удаленных от необходимой транспортной и перерабатывающей инфраструктуры, сформировалась истощительная модель недропользования. Приток инвестиций в высокорискованные геологоразведочные работы практически прекратился.

Односторонний исключительно фискальный тип налогообложения в условиях как высоких, так и низких цен на топливно-энергетическое и минеральное сырье, способствует избирательной отработке недропользователями наиболее качественной части запасов. Федеральный и региональный бюджеты, бюджеты недропользователей стали финансировать геологоразведочные работы по остаточному принципу.

Практика недропользования в рыночных условиях, кардинальные количественные и качественные изменения минерально-сырьевой базы страны, борьба за контроль над основными минерально-сырьевыми базами на межгосударственном уровне требуют внесения существенных корректив в действующий закон или принятия новой редакции федерального закона «О недрах».

Внесенный 17 июня 2005 г. Правительством Российской Федерации проект федерального закона №187513-4 «О недрах» в соответствии с заявленной авторами концепцией направлен на:

введение в недропользовании гражданско-правовых отношений при сохранении в полном объеме всех существующих по действующему закону прав пользования участками недр;

применение преимущественно аукционной формы доступа к недрам;

обеспечение успешного воспроизводства запасов;

введение механизма залога и оборота прав пользования недрами;

обеспечение преимущественного права пользования недрами для российских организаций;

закрепление федеральной собственности на недра и находящиеся в них полезные ископаемые.

Не оспаривая актуальность и значение вышеперечисленного, участники парламентских слушаний особо отмечают то, что в рассматриваемом проекте федерального закона №187513-4 «О недрах» практически не учтены рекомендации парламентских слушаний: «Актуальные вопросы совершенствования законодательства Российской Федерации о недрах и недропользовании», прошедших 30 ноября 2004 г., что также повлияло на возникновение проблемы в обеспечении представленной редакцией законопроекта его концептуальных идей.

С учетом изложенного, участники Парламентских слушаний **рекомендуют:**

Федеральному Собранию Российской Федерации и Правительству Российской Федерации:

Доработать проект федерального закона №187513-4 «О недрах» по следующим направлениям:

уточнение основных понятий, установленных в законопроекте в части приведения их в соответствие с используемой на практике терминологией, исключения понятий и терминов, не используемых в других статьях законопроекта, а также увязки основных понятий и терминов с понятиями и терминами, используемыми в других федеральных законах;

введение норм, расширяющих полномочия субъектов Российской Федерации, предусмотрев их участие в разработке и реализации государственных программ геологического изучения недр, в подготовке условий пользования недрами, а также закрепление за органами власти субъектов РФ решения вопросов по предоставлению в пользование участков недр для добычи подземных вод и строительства подземных сооружений, необходимых для нужд субъекта РФ и их эксплуатации;

уточнение норм, регулирующих права пользователя недр, открывшего и разведавшего месторождение за счет собственных средств, на разведку и добычу полезных ископаемых на данном месторождении в части исключения возможности неоднозначного толкования рассматриваемых норм;

установление возможности переуступки пользователем недр, открывшим месторождение за счет собственных средств, права на заключение договора на разведку и добычу данного месторождения другому субъекту предпринимательской деятельности;

введение правовых норм, устанавливающих обязанности государства по финансированию необходимого объема работ по региональному геологическому изучению и геологическому изучению участков недр за счет государственных средств;

дополнение правовых норм о геологической информации в части обеспечения ее достоверности, гарантии и защиты для всех участников и свободного доступа к государственной геологической информации;

обеспечение согласованности Гражданского кодекса Российской Федерации с нормами законопроекта о договоре, о праве пользования участками недр;

уточнение положений законопроекта, регламентирующих порядок передачи прав пользования участками недр, возникших на основании договоров, в части перечисления всех видов сделок, в рамках которых пользователь недр может передать свои права пользования участком недр другому лицу;

уточнение правовых норм о договорах и конкретизация соотношения в них гражданско-правовых и административных принципов;

установление возможности проведения конкурсов на заключение договора пользования участками недр континентального шельфа РФ, в исключительных случаях и в порядке, предусмотренном Федеральным законом «О континентальном шельфе РФ»;

введение правовых норм об использовании лучшего отечественного и зарубежного опыта эксплуатации недр в строгом соответствии с разработанными проектами, согласованными с уполномоченными федеральными органами, которыми должно быть предусмотрено рациональное, максимально полное извлечение полезных ископаемых, обеспечение сохранности добытого и транспортируемого минерального сырья;

введение правовых норм о возможности разработки одного месторождения полезных ископаемых, разделенного на несколько участков недр, на основании единого технического проекта;

уточнение и конкретизация требований по рациональному использованию и охране недр, в т.ч. в части закрепления требований по ведению маркшейдерских и других работ при пользовании недрами;

введение правовых норм об установлении критериев и процедуры отнесения полезных ископаемых к категории стратегических, оценки выработанности запасов месторождения, определения трудноизвлекаемых запасов, а также иных положений, необходимых для реализации экономического и иного стимулирования разработки соответствующих участков недр в рамках налогового законодательства;

введение четких правовых норм, регламентирующих ответственность государства как стороны договора пользования участком недр;

совершенствование системы платежей за пользование недрами в части приведения ее в соответствие с договорным характером пользования участками недр, а также стимулирования привлечения инвестиций в геологическое изучение недр, воспроизводство минерально-сырьевой базы и повышение извлечения полезных ископаемых;

отмены разовых и регулярных платежей за пользование недрами с целью регионального геологического изучения и геологического изучения, осуществляемых за счет собственных и привлеченных средств пользователя недр;

введение правовых норм об установлении государственного денежного вознаграждения первооткрывателям, а также геологоразведчикам, выполнявшим работы за счет негосударственных источников финансирования, результаты которых привели к открытию месторождения;

уточнение правовых норм, регулирующих меры ответственности недропользователя за невыполнение условий пользования участками недр, в части возможности их неприменения или применения частично в определенных случаях («форс-мажор», незначительные отклонения от предусмотренных условий пользования участками недр), а также на период, необходимый для проведения государственной экспертизы изменений в техническую (технологическую) проектную документацию;

введение норм о предельных размерах передаваемых недропользователю участков недр;

урегулирование проблем, связанных с введением государственной регистрации прав пользования участком недр и договора пользования участком недр в едином государственном реестре прав на недвижимое имущество;

определение цены геологической и иной информации, используемой государством в коммерческих целях и при проведении аукциона, по ее рыночной стоимости;

уточнение норм законопроекта, регулирующих нормирование потерь при добыче и первичной переработке полезных ископаемых;

дополнение перечня актов федерального законодательства, подлежащих признанию утратившими силу, приостановлению, изменению или принятию в связи с принятием данного закона «О недрах».

Правительству Российской Федерации:

Обеспечить пакетное рассмотрение и принятие изменений в действующее федеральное и региональное законодательство, в соответствующие нормативные акты Правительства Российской Федерации, а также новые законодательные и нормативные акты до вступления в силу проекта федерального закона «О недрах».

ПРОТОКОЛ
итогового заседания рабочей группы
по проекту федерального закона №187513-4
«О недрах»

17 октября 2005 года

№ 8 н

Председательствовала: Комарова Наталья Владимировна, председатель Комитета Государственной Думы по природным ресурсам и природопользованию

Присутствовали члены рабочей группы: В.В.Прозоровский, В.С.Тимченко, В.Н.Басыгысов, М.Л.Коробов, М.Ф.Магдеев, В.П.Орлов, С.Е.Донской, С.И.Федоров, С.Ю.Радченко, Н.В.Сюткина, А.Г.Аверкин, К.С.Басниев, В.А.Бережной, Ю.Ф.Богачук, А.А.Боксерман, Г.Е.Быстров, В.З.Гарипов, В.А.Горюнов, В.В.Грицков, Е.А.Дьячкова, В.Н.Иванов, В.И.Карасев, Е.А.Козловский, В.А.Кувшинов, Е.С.Кувшинов, И.Л.Левинзон, В.С.Литвиненко, Н.В.Матяш, А.Е.Наталенко, К.А.Панин, Е.И.Панфилов, Н.И.Пересыпкина, А.В.Руцаков, Ю.С.Сергеев, В.В.Соколов, А.Ф.Стругов, М.А.Субботин, В.С.Суренков, В.И.Таракановский, Л.И.Твердохлебов, Е.П.Титунин, Э.М.Халимов, А.М.Хитров, С.И.Шумков.

В заседании приняли участие: Ю.П.Трутнев (министр природных ресурсов РФ), А.А.Темкин (заместитель министра природных ресурсов РФ), Т.Н.Акчурин, А.Е.Березий, В.А.Власов, А.М.Досаев, С.А.Дубынин, А.И.Лукьянов, Р.Х.Муслимов, Ю.В.Немерюк, Е.Г.Никандрова, К.А.Писенко, А.А.Постников, Б.Я.Рубашкин, В.Л.Севастьянов, В.И.Сезин, Е.Д.Семикозова, Н.Н.Терентьева, М.А.Тодышев, В.И.Этгардт.

Слушали: Об итогах работы рабочей группы по проекту федерального закона №187513-4 «О недрах», внесенном Правительством Российской Федерации.

Выступили: Н.В.Комарова, Ю.П.Трутнев, Г.Е.Быстров, В.З.Гарипов, Е.А.Козловский, В.А.Кувшинов, В.С.Литвиненко, Н.В.Матяш, Р.Х.Муслимов, Е.И.Панфилов, М.А.Тодышев, А.М.Хитров, С.И.Шумков.

Решили:

1. Считать необходимым до принятия Государственной Думой Федерального Собрания Российской Федерации проекта федерального закона № 187513-4 «О недрах» доработать его с учетом следующих замечаний:

1.1. Для упрощения процедуры принятия решений по вопросам, от которых зависят нормальные условия жизни граждан соответствующей территории:

целесообразно отказаться от подразделения недр на участки местного значения;

закрепить за субъектами Российской Федерации владение, пользование и распоряжение недрами, содержащими общераспространенные полезные ископаемые, право на участие в разработке и реализации государственных программ геологического изучения недр, право принятия решения о предоставлении права пользования участком недр для добычи подземных вод и строительства подземных сооружений, не связанных с добычей полезных ископаемых, необходимых для нужд субъекта Российской Федерации, и их эксплуатации;

включить в состав законодательства о недрах законы и иные нормативные правовые акты субъектов Российской Федерации.

1.2. Для обеспечения устойчивости концептуальной идеи законопроекта — введения в недропользование гражданско-правовых отношений необходимо обеспечить согласованность Гражданского кодекса Российской Федерации с нормами законопроекта о договоре, о праве пользования участками недр.

1.3. Уточнить основные понятия, установленные в законопроекте в части приведения их в соответствие с используемой на практике терминологией, исключения понятий и терминов, не используемых в других статьях законопроекта, а также увязать основные понятия и термины с понятиями и терминами, используемыми в других федеральных законах.

1.4. Уточнить, что представляет собой право пользования недрами (вещное или обязательственное право), и в зависимости от этого урегулировать проблемы, связанные с введением государственной регистрации прав пользования участком недр и договора пользования участком недр в едином государственном реестре прав на недвижимое имущество.

1.5. Ввести нормы, устанавливающие антимонопольные требования при предоставлении участков недр в пользование, в т.ч. в целях привлечения в процесс пользования недрами малых и средних организаций.

1.6. Установить возможность переуступки пользователем недр, открывшим месторождение за счет собственных средств, права на заключение договора на разведку и добычу данного месторождения другому субъекту предпринимательской деятельности.

1.7. Уточнить положения законопроекта, регламентирующие порядок передачи прав пользования участками недр, возникших на основании договоров, в части перечисления всех видов сделок, в рамках которых пользователь недр может передать свои права пользования участком недр другому лицу.

1.8. Уточнить правовые нормы о договорах и конкретизации соотношения в них гражданско-правовых и административных принципов.

1.9. Уточнить и конкретизировать положения, регулирующие залог права пользования участком недр, с целью обеспечения как практического применения данного механизма, так и защиты при этом интересов государства.

1.10. Для привлечения иностранных инвестиций и успешного осуществления проектов в недропользовании:

конкретизировать категории юридических лиц, созданных в соответствии с законодательством Российской Федерации, которые не допускаются к участию в аукционе, уточнив термин «косвенное распоряжение»;

установить объективные количественные, качественные и территориальные характеристики участков недр, доступ к которым ограничен для юридических лиц, созданных в соответствии с законодательством Российской Федерации, преимущественно контролирующихся иностранными инвесторами;

детально урегулировать вопросы действия установленных ограничений на весь срок пользования стратегическими участками недр.

1.11. Установить возможность проведения конкурсов на заключение договора пользования участками недр континентального шельфа Российской Федерации, в исключительных случаях и в порядке, предусмотренном федеральным законом «О континентальном шельфе Российской Федерации».

1.12. Ввести правовые нормы об использовании лучшего отечественного и зарубежного опыта эксплуатации недр в строгом соответствии с разработанными проектами, согласованными с уполномоченными федеральными органами, которыми должно быть предусмотрено рациональное, максимально полное извлечение полезных ископаемых, обеспечение сохранности добытого и транспортируемого минерального сырья.

1.13. Ввести четкие правовые нормы, регламентирующие ответственность государства как стороны договора пользования участком недр.

1.14. Ввести правовые нормы об установлении государственного денежного вознаграждения первооткрывателям, а также геологоразведчикам, выполнявшим работы за счет негосударственных источников финансирования, результаты которых привели к открытию месторождения;

1.15. Ввести правовые нормы об установлении критериев и процедуры отнесения полезных ископаемых к категории стратегических, оценки выработанности запасов месторождения, определения трудноизвлекаемых запасов, а также иные положения, необходимые для реализации экономического и иного стимулирования разработки соответствующих участков недр в рамках налогового законодательства.

1.16. Предусмотреть определение цены геологической и иной информации, используемой государством в коммерческих целях, при проведении аукциона, а также цены, по которой геологическая информация приобретается в собственность государства по ее рыночной стоимости.

1.17. Уточнить правовые нормы, регулирующие права пользователя недр, открывшего и разведавшего месторождение за счет собственных средств, на разведку и добычу полезных ископаемых на данном месторождении в части исключения возможности неоднозначного толкования рассматриваемых норм.

1.18. Ввести правовые нормы, устанавливающие обязанности государства по финансированию необходимого объема работ по региональному геологическому изучению и геологическому изучению участков недр за счет государственных средств.

1.19. Дополнить правовыми нормами о геологической информации в части обеспечения ее достоверности, гарантии и защиты для всех участников и свободного доступа к государственной геологической информации.

1.20. Ввести правовые нормы о возможности разработки одного месторождения полезных ископаемых, разделенного на несколько участков недр, на основании единого технического проекта.

1.21. Усовершенствовать систему платежей за пользование недрами в части приведения ее в соответствие с договорным характером пользования участками недр, а также стимулирования привлечения инвестиций в геологическое изучение недр, воспроизводство минерально-сырьевой базы и повышения извлечения полезных ископаемых.

1.22. Отменить разовые и регулярные платежи за пользование недрами с целью регионального геологического изучения и геологического изучения, осуществляемых за счет собственных и привлеченных средств пользователя недр.

1.23. Уточнить правовые нормы, регулирующие меры ответственности недропользователя за невыполнение условий пользования участками недр в части возможности их неприменения или применения частично в определенных случаях («форс-мажор», незначительные отклонения от предусмотренных условий пользования участками недр), а также на период, необходимый для проведения государственной экспертизы изменений в техническую (технологическую) проектную документацию.

1.24. Ввести нормы о предельных размерах передаваемых недропользователю участков недр.

1.25. Уточнить и конкретизировать требования по рациональному использованию и охране недр, в т.ч. в части закрепления требований по ведению маркшейдерских и других работ при пользовании недрами.

1.26. Уточнить нормы о консервации и ликвидации горных выработок, скважин и иных подземных сооружений в части приведения их в соответствие с законодательством Российской Федерации об охране окружающей среды.

1.27. Уточнить нормы законопроекта, регулирующие нормирование потерь при добыче и первичной переработке полезных ископаемых.

2. Для обеспечения согласованности и эффективности законодательства о недрах необходимо до вступления в силу проекта федерального закона «О недрах» разработать и принять изменения в действующее федеральное (Налоговый, Земельный кодексы Российской Федерации, федеральные законы «Об исключительной экономической зоне», «О континентальном шельфе Российской Федерации» и др.) и региональное законодательство, в соответствующие нормативные акты Правительства Российской Федерации, а также новые законодательные акты.

*Руководитель рабочей группы,
Председатель Комитета Государственной Думы по природным ресурсам и природопользованию*

*Н.В.Комарова
Официальный представитель Правительства Российской Федерации,
Министр природных ресурсов Российской Федерации
Ю.П.Трутнев*

Геоэкологические проблемы текущего и будущего мирового минерально-сырьевого обеспечения

А.И.КРИВЦОВ (МАМР)

Идея сбалансированного развития мира, выдвинутая ООН и поддержанная 182 государствами (Рио-92), предполагает «обеспечение минерально-сырьевых потребностей нынешних поколений без ущерба для будущих поколений удовлетворять их собственные потребности». Возможные пути достижения этих целей за последние годы анализировались в ряде международных проектов с учетом взаимодействия комплекса политических, экономических, социальных и экологических факторов. Представляется очевидным, что сбалансированное развитие требует достижения равновесия интересов в системе государство—горнодобывающие компании—общество—среда. Два первых элемента этой системы обладают наиболее мощным воздействием; возможности общества существенно ограничиваются потенциалом традиционных демократических институтов, а также стихийными или организованными протестными движениями (включая террористические акты). Среда же обитания, в принципе, беззащитна и пассивна — до достижения критических состояний, создающих угрозу для обитания человечества. Профилактические меры предупреждения таких состояний пока составляют лишь незначительную часть природоохранных процессов. Человечество преимущественно борется с уже накопленными негативными эффектами и текущими воздействиями мировой технологической инфраструктуры на окружающую среду, далеко не всегда поддающимися прогнозированию на перспективу, в первую очередь, в кумулятивном выражении.

Интенсивно развивающиеся процессы глобализации в минерально-сырьевой сфере мировой экономики (и политики) еще более усилили разделение стран на поставщиков минерального сырья и его потребителей (во многих случаях — на потребителей уже обогащенного исходного сырья). Соответственно, в странах-поставщиках неизбежно усиливаются нагрузки на геологическую среду и возрастают экологические угрозы во благо улучшения ситуации в странах-потребителях, в т.ч. и за счет технологических отходов, остающихся за пределами их территорий, что в целом не способствует реализации идеи сбалансированного развития. Так или иначе, в системах разделения мира следует считаться и с нарастающим разделением стран на *чистые* и *нечистые* по экологической чистоте.

При любых достижениях научно-технического прогресса в обозримой перспективе человечество не сможет отказаться от потребления минерального сырья, принадлежащего к невозобновляемым (в масштабах длительности истории человечества) природным ресурсам. Повторное использование некоторых металлов и минералов (рециклинг) ограниченно влияет на рост уровней их первичной добычи, а топливно-энергетическое сырье (нефть, газ, уголь) в значительных масштабах исчезает уже на первых стадиях использования при далеко не полной утилизации отходов сгорания.

Благосостояние человечества в значительной степени зависит от добычи и потребления топливно-энергетических ресурсов. В современной технологической инфра-

структуре мира доминирует базовая схема — производство металлов и материалов для производства, передача и потребление энергии. В свою очередь, энергия потребляется не только для производства металлов и материалов, но и для производства самой энергии.

Возможности наращивания добычи минерального сырья в дальней перспективе ограничиваются истощением естественных ресурсов недр на континентах, снижением содержаний полезных ископаемых до технологически и экономически предельных уровней (так называемый минералогический барьер), а также при росте глубин добычи до технологически непреодолимых величин. Реальность последних угроз очевидна из интенсификации добычи нефти и газа в акваториях внутренних и окраинных морей, а также шельфовых зонах.

В современном мире сложился минерально-сырьевой баланс глобальной технологической инфраструктуры, наиболее выразительными показателями которого служат значения металлоемкости (материалоемкости) энергопотребления — масс минерального сырья, приходящихся на 1 т потребляемого условного топлива [1].

Трудно усомниться в том, что в обозримой перспективе человечество будет добывать и потреблять все больше и больше минерального сырья. Сохранение достигнутого уровня комфортности обитания, включая энергетическую комфортность, требует увеличения потребления с темпами, по крайней мере, равными увеличению народонаселения, что не может обеспечить необходимый рост жизненного уровня большей части населения мира.

«Верхний» и «нижний» миллиарды народонаселения Земли различаются и будут еще долго различаться не только по уровню доходов на душу населения, но и по массам энерго- и материалопотребления.

По данным многих исследователей, нынешнее население мира, составляющее около 6 млрд.чел., в ближайшие полвека может прирастать на 1,5% в год и, по крайней мере, удвоиться к 2050 г. В настоящее время на одного жителя Земли приходится [2]: земля 2,32 га, пашня 0,26 га, лесные земли 0,8 га при водообеспеченности 7,2 тыс.м³. При этом удельная обеспеченность запасами топливно-энергетического сырья, выявленными в настоящее время, составляет на одного жителя планеты — нефть 26,2 т, газ 25,4 тыс.т, уголь 300 т.

Американские исследователи полагают, что на время жизни каждому из граждан США в будущем потребуется 1620 т основных полезных ископаемых (в т.ч. нефть около 370 т, газ более 160 тыс.м³ — намного выше среднемировых удельных запасов).

Долговременные среднемировые тенденции добычи основных видов минерального сырья, принятые в прогнозах до 2025 г. [1], отвечают значительным темпам роста потребления, но далеко не достигают его среднелюдского уровня в США (табл. 1).

Интенсивность воздействия на окружающую среду процессов получения и использования минерально-сырьевых ресурсов прямо зависит от величины масс полезных иско-

паемых, извлекаемых из недр и подвергающихся различным способам переработки для конечного применения в форме конечного продукта. При этом неизбежно возникают и накапливаются техногенные отходы, относительные массы которых тем больше, чем ниже содержания полезных ископаемых в исходном сырье (рудах). Если такие материалы как песок и гравий используются практически без отходов, то при добыче относительно бедных руд золота после извлечения 1 г этого металла на многих месторождениях остается не менее 1 т пустых пород.

Двадцать семь основных полезных ископаемых по масштабам, добытым из недр в 2003 г., условно разделяются на следующие группы (исходные данные Геологической службы США): I. 2—1 млрд.т (цементное сырье 1,86; руды меди 1,4; руды железа 1,12; сырье для абразивов 1,1; руды золота 1,0); II. 210—100 млн.т. (руды цинка 210; каменные соли 210; бокситы 144; руды никеля 140; фосфаты 138; руды платиноидов 120; известняки 117; руды свинца 100); III. 55—27 млн.т (глины 55, алмазные руды 50, руды серебра 40, руды олова, торф, калийные соли по 27); IV. 16—10 млн.т (руды марганца 16; руды хрома 14; руды молибдена 13; пемзы 13; тальк 10); V. <10 млн.т (барит 7, флюорит 5, кремнезем 4). В целом, учтенная мировая добыча твердых полезных ископаемых в 2003 г. эквивалентна извлекаемой горной массе 10 млрд.т (не менее 5 км³).

Топливо-энергетическое сырье по ежегодно добываемой массе существенно выше первой группы твердых полезных ископаемых. В 2003 г. в мире было добыто более 3 млрд.т нефти, почти 4 млрд.т угля, более 3 трлн.м³ природного газа.

В оценках масс потребляемого минерального сырья следует считаться с массовой, в ряде случаев «кустарной», добычей общераспространенных полезных ископаемых, традиционно ведущейся во многих странах мира и не поддающейся точному учету.

В целом по минимальным оценкам в настоящее время в мире ежегодно добывается не менее 20 млрд.т основных видов минерального сырья. Сверх этого извлекаются из недр и перемещаются массы вскрышных пород, которые препятствуют доступу к скоплениям полезных ископаемых. Учет таких масс централизованно не ведется. По материалам работы [2], на 1 т добытого угля приходится 1,5 м³ вскрышных пород (около 3 т).

Интегральные оценки масс, которые могут быть добыты к 2025 г., приведены в табл. 1. На основании этих данных, по средним содержаниям полезных ископаемых в рудах, отходы от использования ведущих видов минерального сырья, которые будут накоплены к 2025 г., оцениваются в 150 млрд.т (75 км³), в т.ч. по Fe 36, Mo 35, Au 31,6, фосфатам 20,8, Cu 34,5, Zn, Pb, Ni, платиноидам от 4,5 до 2,5 млрд.т.

Соответственно, рост добычи и использования минерального сырья, естественно, сокращает размеры исходного геологического пространства, занимаемого для добычи, первичной и окончательной переработки, а также для складирования отходов горнодобычного, обогащательного и металлургического производств.

Использование минерального сырья в наиболее общем случае отвечает циклу сопряженных процессов, который начинается с геологоразведочных работ по поискам и разведке месторождений, и при этом достигаются успехи на ограниченном числе объектов. В дальнейшем в освоение вовлекаются лишь те из открытых месторождений, кото-

рые обладают необходимой инвестиционной привлекательностью на то или иное время. Отработка заключается в извлечении запасов минерального сырья из земных недр и в большинстве случаев сопровождается его первичной переработкой — обогащением с отделением полезных компонентов от, так называемых, пустых пород, которые после дробления и соответствующих технологических операций складываются в отвалы. Концентраты полезных ископаемых в большинстве случаев подвергаются переделу на других предприятиях, включая металлургические, где образуются собственные отходы. Металлы превращаются в изделия, часть которых после износа служит вторичными источниками металлов (скрап). Все перечисленные процессы оказывают влияние на окружающую среду, ухудшая состояние различных ее элементов.

Принято считать, что воздействие геологоразведочных работ на среду минимально и их последствия легко устранимы. Исключение составляют поиски и разведка месторождений нефти и газа, при которых проходятся глубокие скважины с применением технологических систем, занимающих значительные площади. Последствия строительства подъездных путей и коммуникаций, устройств площадок для буровых установок, сооружений амбаров для накопления отходов и другие геомеханические нарушения поверхности после завершения проходки скважин до конца не устраняются. В процессе бурения в России используется 1 м³ воды на 1 м проходки скважин. При этом накапливаются буровые сточные воды, отработанные буровые растворы и буровой шлам — в Западной Сибири на 1 м проходки такие воды в сумме составляли 0,64 м³. Годовой объем этих отходов, загрязняющих в первую очередь почвенные слои, оценивается в 25 млн.м³ при содержании в них 1,7 млн.т химических реагентов — в пересчете на твердое вещество. Масштабы подобных воздействий зависят от объемов бурения и уровней концентрации буровых работ; объем бурения, накопленный в России, превышает 160 млн.м [2]. Такие же факторы воздействуют на среду и при строительстве эксплуатационных скважин (промыслов), когда растет удельная нагрузка на единицу площади.

При добыче нефти и газа существенно возрастают геомеханические нарушения поверхности, занимаемые добычей и транспортной инфраструктурой. Усиливается загрязнение почв и вод нефтепродуктами. Многократно увеличиваются объемы сбросов загрязненных сточных вод в поверхностные водотоки. По данным работы [2], за 1991—1999 гг. объем этих вод по нефтедобывающей промышленности России составил около 200 млн.м³.

Специфическая проблема отечественной нефтедобычи — полнота утилизации попутного газа, которая в современной России не превышает 80% [2]. Более 5,5 млрд.м³ газа ежегодно сгорает в, так называемых, «газовых факелах» с выбросами в атмосферу около 400 тыс.т вредных веществ. Горящие факелы генерируют конвективные тепловые потоки воздуха и создают локальные метеорежимы в радиусе до 5 км от устья скважин.

Годовая утечка метана в атмосферу при нефте- и газодобыче оценивается в 560 млн.т [2]; масштабы аварийных выбросов газа при фонтанировании скважин и разрывах трубопроводов не поддаются достоверной интегральной оценке.

Эксплуатация месторождений нефти и газа сопровождается мощными геохимическими процессами; с нефтью, га-

1. Прогноз мировой добычи основных полезных ископаемых (без Российской Федерации и Китая) [1]

Полезные ископаемые	Факт, 2000 г.	Прогноз на 2025 г.	Накопленная добыча
Нефть с конденсатом, млн.т	<u>2893,02</u> 5,84	<u>4730,00</u> 9,56	95287,75
Природный газ, млрд.м ³	<u>2327,69</u> 12,93	<u>3710,00</u> 20,61	75471,13
Уголь, млн.т	<u>3116,45</u> 2,69	<u>4200,00</u> 3,62	91455,63
Всего ТЭС, в пересчете на млн.т.уг	<u>9777,94</u> 5,10	<u>15010,00</u> 7,83	309849,20
Железные руды, млн.т	<u>669,80</u> 3,40	<u>1236,00</u> 6,27	23822,50
Фосфатное сырье, млн.т.	<u>99,51</u> 5,21	<u>195,00</u> 10,21	3681,39
Медь, тыс.т	<u>12320,00</u> 5,60	<u>15524,00</u> 7,06	348050,00
Хромовые руды, млн.т	<u>12,24</u> 7,20	<u>17,00</u> 10,00	365,50
Никель, тыс.т	<u>833,00</u> 7,00	<u>1304,00</u> 10,96	26712,50
Молибден, тыс.т	<u>94,50</u> 6,75	<u>186,00</u> 13,29	3506,25
Сурьма, тыс.т	<u>8,50</u> 0,25	<u>26,40</u> 0,78	436,25
Олово, тыс.т	<u>132,84</u> 0,81	<u>127,00</u> 0,77	3248,00
Свинец, тыс.т	<u>2325,00</u> 1,55	<u>2930,00</u> 1,95	65687,50
Цинк, тыс.т	<u>6475,00</u> 3,50	<u>8690,00</u> 4,70	189562,50
Ртуть, тыс.т	<u>0,80</u> 0,20	<u>3,10</u> 0,78	48,75
Золото, тыс.т	<u>2,08</u> 2,60	<u>3,10</u> 3,88	64,75
Серебро, тыс.т	<u>15,08</u> 2,90	<u>20,40</u> 3,92	443,50
Марганцевые руды, млн.т	<u>15,40</u> 4,81	<u>12,50</u> 3,91	348,75
Алмазы, млн.карат	<u>7,80</u> 6,00	<u>179,00</u> 11,70	2335,00
Платиноиды, т	<u>265,00</u> 17,55	<u>402,00</u> 26,62	8337,50
Бокситы, млн.т	<u>120,75</u> 17,50	<u>189,00</u> 27,39	3871,88

Примечание. Числитель — абсолютные значения, знаменатель — нормированные на уровень 1950 г.

зом и нефтяными водами на поверхность перемещаются огромные массы ряда элементов, включая радиоактивные. Сообщается, что на нефтедобывающих предприятиях США за последние 20 лет накопилось около 8 млн.т. радиоактивных отходов.

Нефтедобывающие предприятия по масштабам перемещения элементов и росту их концентраций сопоставимы с природными рудообразующими системами, зонам питания которых отвечают эксплуатируемые нефтеносные пласты и горизонты, а зонам накопления — технологические устройства, трубопроводы (табл. 2).

Значительные преобразования происходят и в подземном пространстве. Изменения геохимических характеристик среды в сочетании с радикальными изменениями гидродинамического режима принципиально влияют на гидрогеохимическое и гидрогеологическое состояния недр, что в сочетании с межпластовыми перетоками вод ведет к необратимым изменениям характеристик водонасыщенности сред, негативно сказывающимся на состоянии подземного водного баланса и создающим сложные проблемы текущего и перспективного бытового и промышленного водоснабжения в крупных центрах нефтедобычи.

Наиболее грозные сигналы о превышении пределов извлечения углеводородов из недр, допускаемых природой, служат техногенные землетрясения в нефте- и газодобывающих районах, возникающие в результате вывода эксплуатируемых месторождений из состояния геодинамического равновесия.

Добыча твердых полезных ископаемых отличается от нефтедобычи не только способами извлечения полезных ископаемых из недр, но и существенно большими массами технологических отходов, приходящихся на единицу полезного компонента, а также значительно большей территориальной распространенностью добывающих предприятий (исключая отдельные крупные системообразующие горнодобывающие и горно-металлургические комбинаты).

Добычу угля в России ведут 330 основных предприятий — 212 шахт (150 млн.т в год) и 118 разрезов (210 млн.т в год). Сообщается [2], что на каждый 1 млн.т добытого угля приходится 3,22 млн.м³ вод, сбрасываемых в водотоки; около 1,5 млн.м³ вскрышных и вмещающих пород и почти 3 тыс.т вредных веществ, выбрасываемых в атмосферу, а также более 10 га нарушенных земельных угодий. Отходы

2. Содержания микроэлементов в нефти и пластовых водах [2]

Элементы	Содержание микроэлементов			Элементы	Содержание микроэлементов		
	Нефть, г/т	Зола нефтей, %	Пластовые воды, г/м ³		Нефть, г/т	Зола нефтей, %	Пластовые воды, г/м ³
V	0,03—1170	До 20,0	0,003	Cu	0,1—20,0	0,03—10,0	До 29,0
Ni	2,0—350,0	До 6,0	0,06	Sn	0,001—0,6	10 ⁻³	—
Al	1,0—75,0	До 2,5	—	Au	До 0,001	—	0,01
Zn	0,1—35,8	До 1,1	0,1—28,0	Ag	10 ⁻³ —9,8	10 ⁻⁴	До 2,0
Co	0,03—42,7	10 ⁻⁴	0,004	B	До 10,0	До 0,3	6,0—2054
Fe	3,2—165,0	До 3,7	0,127	Ga	До 0,001	10 ⁻³	—
Se	0,03—4,0	—	—	In	До 0,5	10 ⁻³	—
Mn	0,1—30,0	10 ⁻³	0,004	Ge	0,015—0,69	10 ⁻⁵	0,002
As	0,05—8,8	0,005—0,03	До 0,03	Ti	До 3,4	10 ⁻³	0,01—1,3
Sc	До 0,01	10 ⁻⁴ —10 ⁻⁵	—	Cs	—	—	0,3—15,0
Cr	0,1—2,4	До 0,08	До 0,7	Cd	0,02—12,7	—	—
Sb	0,03—0,11	—	—	U	До 0,001	10 ⁻⁴ —0,05	0,4—0,7
Hg	0,02—30,0	—	0,02—0,18	Ra	До 10 ⁻⁸	—	10 ⁻⁹
Ba	0,01—0,14	До 0,35	До 60,0	Th	До 10 ⁻⁴	—	—
Br	1,0—10,0	До 1,9	51—4107	Se	0,1	10 ⁻⁶	—
I	1,0—10,0	До 3,2	2,0—120,0	Rb	До 0,28	—	До 8,7
Sr	0,2—19,0	0,03—1,51	(8·10 ⁻³)—8	Re	0,05—0,2	—	До 0,01
Li	—	До 0,14	2,0—32,0	Sb	0,05—6,0	10,0—5,0	—
Mo	30,0	0,02	0,001	Be	До 0,1	—	0,0002
Pb	0,01—10,0	До 0,68	До 84,0	Cd	До 0,66	—	—

угледобычи и обогащения углей дополняются продуктами их сжигания (золы и шлаки), в которых многократно возрастают содержания многих элементов, включая токсичные и радиоактивные [2].

Извлечение твердых полезных ископаемых из недр как при открытой, так и подземной добыче неизбежно сопровождается деформациями массивов горных пород и нарушениями геодинамического равновесия, что нередко приводит к просадкам земной поверхности, возникновению техногенных оползней, а в отдельных случаях и к локальным землетрясениям, поражающим и центры урбанизации. В сфере воздействия горных выработок изменяется гидрогеологический режим вследствие откачки подземных вод, сбрасываемых в поверхностные водотоки.

Разрушение добываемых руд и пород с использованием взрывчатых веществ сопровождается загрязнением атмосферы и поверхности земли, прилегающей к предприятиям. Особенно значительно действие массовых взрывов, производимых в карьерах для отбойки и дробления пород и руд. Основные загрязнители атмосферного воздуха в сфере деятельности горнорудных и горно-металлургических предприятий [2] — диоксид серы и пыль (ежегодно по Российской Федерации 200 млн.т), оксиды азота (60 млн.т), оксиды углерода (8 млрд.т).

Для горнорудного предприятия средней производительности требуется земельный отвод площадью 2—3 тыс.га. В результате ветров и миграции вод площадь воздействия на среду увеличивается в 10—15 раз. Показателен пример горнообогатительных комбинатов Криворожья (Украина), которые занимают более 20 тыс.га и ежегодно складировуют 90 млн.т хвостов обогащения железных руд.

Крупнейший в мире карьер по добыче медных руд и сопутствующих молибдена и золота на месторождении Бингхэм (шт.Юта, США), эксплуатируемый более 100 лет, имеет в поперечнике 4 км при глубине 1200 м. Протяженность внутрикарьерных и отвальных дорог превышает 800 км. За 100 лет эксплуатации месторождения извлечено и перемещено горной массы (руд и вскрышных пород) 5,4 млрд.т (около 2,7 км³). Добыто основного компонента Cu 17 млн.т, что в мировых ценах последних лет эквивалентно 25,5 млрд.долл. США (примерно 5 долл. на каждую извлеченную из недр тонну горной массы). При приведении массы извлеченных из недр руд и пород к добытой массе меди нетрудно подсчитать, что получение каждой тонны основной товарной продукции (меди) сопровождалось накоплением различных видов отходов горнорудного и обогатительного производства массой около 300 т (примерно 150 м³). Складирование этих отходов требует постоянного наращивания площадей горного отвода, в связи с чем в 1971 г. был снесен городок Бингхэм, давший название месторождению, а в 1996 г. под отвалы было дополнительно отведено 1300 га.

По доступным публикациям трудно оценить размеры площади, занятой отвалами карьера Бингхэм. Если исходить из приведенных выше значений интегрального объема горной массы (примерно 2,7 км³) и возможной высоте отвалов 50 м, то площадь отвалов должна составлять 50 км².

Массы горных пород, складировываемые на столь значительной площади, обладают принципиально иными, чем исходная поверхность, тепло- и светопоглощающими и -отражающими характеристиками, провоцирующими изменения естественного метеобаланса, включая возникновение злополучно известных «торнадо».

Все виды техногенных отходов обладают повышенной токсичностью, которая зависит как от исходных свойств полезных ископаемых, так и от комплекса химических реагентов, используемых при обогащении руд. Весьма существенно и воздействие экзогенных факторов, в первую очередь атмосферных осадков и кислорода, на изменения минеральных форм и подвижность рудообразующих элементов, определяющие возможность их миграции в сфере обитания.

В работе коллектива авторов [2] приведены комплексные описания ряда горнодобывающих и горно-металлургических комплексов России, обладающих как длительной, так и относительно короткой историей функционирования.

Свыше двух столетий Российская Федерация была и пока еще остается практически единственной в мире страной со значительной добычей золота из россыпных месторождений, большинство которых находится в особо неустойчивых и неустойчивых ландшафтных зонах. За всю историю российской золотодобычи в отработку было вовлечено более 4000 россыпных месторождений, не считая множества мелких объектов.

Добычные работы ведутся в долинах водотоков. При этом еще до начала отработки золотоносных песков перемещаются огромные объемы вскрышных пород («торфов») с охватом речных пойм и террас, что приводит к полному уничтожению всей растительности и формированию техногенных ландшафтов, требуемых регламентами добычных работ. При промывке собственно золотоносных отложений накапливаются отвалы пустых пород, массы которых ежегодно возрастают по мере снижения предельно допустимых содержаний золота, вследствие чего объем перемещенных и промытых пород в 1995 г. достиг 1 млрд.м³ против 500—600 млн. в 1970 г.

Разрыхление отложений и промывка золотоносных песков сопровождаются загрязнением вод и заиливанием речных русел на многие километры ниже россыпей, что влияет на состояние водных биоценозов. При дражной отработке россыпей создаются искусственные водоемы, радикально изменяющие гидрологические режимы с обезвоживанием нижележащих пойменных долин. Изменения структуры дренажных систем дополнительно влияют на тепловой режим многолетней мерзлоты с изменением состояния массивов горных пород.

В районах с длительной историей золотодобычи накопились огромные объемы вскрышных и отвальных пород: Ленско-Бодайбинский 10,5 млрд.м³, Верхнеколымский 9,0 млрд.м³, Алданский 4,0 млрд.м³, Среднеуральский, Южноуральский, Енисейский, Верхнеиндигирский от 2,4 до 2,0 млрд.м³. В десяти других районах эти объемы колеблются около 1 млрд.м³. Некоторые районы россыпной золотодобычи обладают способностью к самоочистке, самовосстановлению, скорость которого составляет от 7—20 до 15—30 и 15—50 лет [2]. Однако эти процессы прерываются в тех случаях, когда отходы более ранней добычи вновь вовлекаются в отработку.

При добыче твердых полезных ископаемых основная часть отчуждаемых и нарушаемых земель приходится на горные выработки, породные отвалы, хвосты- и шлакохранилища. Площади нарушаемых земель значительно изменяются по размерам: на 1 млн.т добываемых в России железных руд приходится 14—500 га, известняков 60—1200 га, фосфоритов 20—80 га.

В работе [2] содержатся комплексные описания воздействия на среду крупнейших российских территориально-промышленных комплексов по добыче, обогащению и металлургической переработке руд черных и цветных металлов.

Комплекс Курской магнитной аномалии (КМА) по добыче железных руд располагается в густонаселенной черноземной зоне России. Ежегодно из трех карьеров и одной шахты добывается около 65 млн. т руды и складывается более 25 млн. м³ вскрышных пород. На каждом из добычных предприятий функционируют обогатительные фабрики, накапливающие хвосты обогащения руд. Переработка концентратов ведется на Старооскольском электрометаллургическом комбинате; Лебединском горнообогатительном комбинате сооружается завод горячебрикетированного железа.

С начала действия комплекса вскрыты докембрийские породы на площади 200 км², выведено из сельскохозяйственного оборота свыше 100 тыс. га черноземов; отходы обогащения руд составляют около 60% их массы, а вместе с металлургическим переделом около 80%; доля используемой горной массы оценивается в 10% от извлеченной из недр; объем отвалов и хвостохранилищ превышает 1,5 млрд. м³ [2]. Интенсивно формируется техногенный рельеф — долины и балки заполняются отходами (хвостами), отвалы вскрышных пород имеют высоту 60—100 м. Лебединский карьер площадью в 10 км² достиг глубины 350 м, Стойлинский (7 км²) — 200 м.

На карьерах в год откачивается около 100 млн. м³ воды; депрессионная воронка Лебединского карьера охватывает 380 км² с понижением уровня вод на 10—15 м, что привело к осушению колодцев и водозаборных скважин, а также ручьев и мелких рек. Потери вод из хвостохранилищ, оцениваемые в тысячи метров кубических в час, приводят к загрязнению источников водоснабжения.

Отбойка породы в карьерах массовыми взрывами мощностью зарядов более 400 т взрывчатых веществ сопровождается выбросами пыли и газов объемом 15—20 млн. м³ на высоту до 300 м с последующим разнесом и выпадением на удалении до 10 км.

Специфическая проблема КМА — рост концентраций радона, выбрасываемого из пород при их разрушении, а также из вскрытых трещинных структур.

Загрязнение атмосферы и пылевая нагрузка на почвы сопровождается накоплением многих элементов, включая токсичные. В радиусе 15—17 км от Лебединского горнообогатительного комбината не рекомендуется использовать в пищевом рационе ряд сельскохозяйственных культур.

В комплексе КМА создан ряд дополнительных производств по утилизации отходов горнодобывающих предприятий. Однако такие производства так или иначе создают дополнительные нагрузки на все компоненты геологической среды.

В работе [2] также содержатся характеристики Норильского горно-промышленного комплекса, добывающего и перерабатывающего руды цветных металлов. Здесь весьма велики выбросы сернистого ангидрида в атмосферный воздух (до 2 млн. т в год), накопление меди в почвах вблизи плавильных предприятий по содержанию превышает первичные концентрации в природных рудах. Город Норильск блокирован со всех сторон металлургическими

предприятиями и находится под воздействием многокомпонентного смога.

В целом, главные факторы воздействия на геологическую среду добычи твердых полезных ископаемых определяются процессами создания в недрах полостей и накопления на поверхности тех или иных отходов добычи и переработки. Основные факторы нарушения равновесий дополняются технологическими процессами дробления и переработки руд, ведущимися с использованием взрывчатых веществ и различных реагентов.

Горнодобычные работы и металлургическое производство обладают высокой энергоемкостью. Основные объемы энергоресурсов создаются при процессах горения, потребляющих атмосферный кислород. Пока еще должным образом не оценены расходы этого элемента на преобразования дезинтегрированных пород и руд, которые постепенно приходят в химическое (и геохимическое) равновесие с условиями земной поверхности.

Проблему кислородного обеспечения человечества рассмотрел в ряде работ А.-Т.Пихлак [3], показавший, в частности, что для сжигания всех запасов топливного энергетического сырья, готовых к отработке, требуется 1637 млрд. т кислорода. При постоянном уровне потребления этот ресурс может быть исчерпан уже к 2038 г. Расходование атмосферного кислорода на окисление огромных горных масс, извлекаемых на поверхность, в таких расчетах не учитывается, но, вероятно, составляет весьма значительные величины. Нельзя не присоединиться к позиции А.-Т.Пихлака, убежденного в том, что лишь лесной покров может уберечь планету не только от дефицита кислорода, но и от парникового эффекта.

Предполагаемое к 2050 г. удвоение населения Земли приведет к тому, что площадь суши, приходящаяся на 1 человека, сократится почти до 1 га (!). Рост производства и потребления минерального сырья, по крайней мере, такими же темпами, что и населения, за счет накопления отходов на земной поверхности еще более ускорит подобное сокращение. Несмотря на интенсификацию природоохранных процессов, невозможно допустить, что человечеству удастся все накопленные отходы добычи минерального сырья «положить обратно», поскольку это потребует громадных затрат, пожалуй, даже несопоставимых с кумулятивными затратами на добычу и переработку минерального сырья.

Из минерально-сырьевого баланса современной технологической структуры (металло- и материалоемкости потребляемой энергии) следует, что в 2000 г. потребление 1 т. у.т. полученной из нефти, газа и угля, сопровождалось накоплением не менее 6,5 т отходов, получаемых при добыче 25 основных полезных ископаемых (без учета металлургических отходов). Для наглядности заметим, что за каждым золотым перстнем массой 9 г с бриллиантом в 3 карата маячит «тень» 4—5 т отходов, находящихся вне среды обитания владельца (владелицы) такого украшения.

Усиливающаяся со временем угроза истощения площадей среды обитания при ухудшении состояния и качества воздушного баланса, поверхностных и подземных вод может быть ослаблена расширением использования нетрадиционных источников энергии (в первую очередь, геотермальных), а также созданием принципиально новых систем (альтернативных) энергообеспечения. Худшие альтернативы демонстрируют фантастические фильмы, уводя-

щие людей с изуродованной поверхности Земли в недра планеты, опустошенные неразумной добычей ее богатств.

В заключение отметим, что в настоящее время в Госдуме РФ рассматривается актуализированная версия законопроекта «О недрах». Острота дискуссий на парламентских слушаниях, прошедших по этой проблеме в ноябре 2004 г. и октябре 2005 г., определялась тем, что акценты в первой версии законопроекта, скорее смещены в сторону процедур недропользования, т.е. порядка распределения ранее созданных и создаваемых в настоящее время ценностей недр.

При комплексном подходе к проблеме, определяемом многовековыми традициями ведущими горнодобывающими странами мира, система недропользования в наиболее общем виде должна включать: создание того, что доступно для пользования; регламент и формы передачи в пользование; мониторинг процессов пользования; порядок вывода объектов из пользования, в т.ч. и при исчерпании используемых ценностей, статус выведенных из пользования объектов, включая права собственности и ответственность за состояние и техногенные последствия воздействия недропользования на среду.

Уместно отметить, что Министерство природных ресурсов России реализовало рекомендации парламентских слушаний от 30 ноября 2004 г. и утвердило долгосрочную (до 2020 г.) программу воспроизводства минерально-сырьевой базы [4], которая должна быть с 2006 г. развернута в комплект кратко- и среднесрочных региональных программ. В этих программах федеральный бюджет принимает на себя риски ранних стадий геологоразведочных работ, а бизнес на аукционных основах приобретает объекты, подготовленные для получения прироста запасов. Введение поправок к действующему закону «О недрах», касаю-

щихся прав пользования объектами их первооткрывателями, стимулировало привлечение в воспроизводство минерально-сырьевой базы внебюджетных источников. По предварительным данным за первую половину 2005 г. поступления в бюджет от аукционов превысили 1 млрд.долл. США.

Представляется, что созданная Министерством природных ресурсов России система воспроизводства минерально-сырьевой базы на программно-целевых основах должна получить законодательное закрепление.

В системе отечественного недропользования постепенно обостряется вопрос о судьбе участков недр после завершения их использования: имеется в виду статус, владение, распоряжение неликвидным горным имуществом, техногенными скоплениями горных масс, другими частями площадей горных отходов, что по совокупности определяет интегральную и остаточную нагрузку на среду и должно сопровождаться теми или иными процессами рекультивации, ответственность за которые требует соответствующих правовых норм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кривцов А.И.* Минерально-сырьевая база на рубеже веков. — М.: Геоинформмарк, 1999.
2. *Недра России.* Т. 2. Экология геологической среды / Под ред. Н.В.Межеловского и А.А.Смылова. — СПб—М., 2002.
3. *Пихлак А.-Т.* О роли кислорода в стратегии развития минерально-сырьевого комплекса // Маркшейдерия и недропользование. № 1 (15). 2005. С. 54—55.
4. *Долгосрочная государственная программа изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья.* Утверждена МПР России 8 июня 2005 г.

Геологическое картографирование

УДК (571.66+571.661)551.243

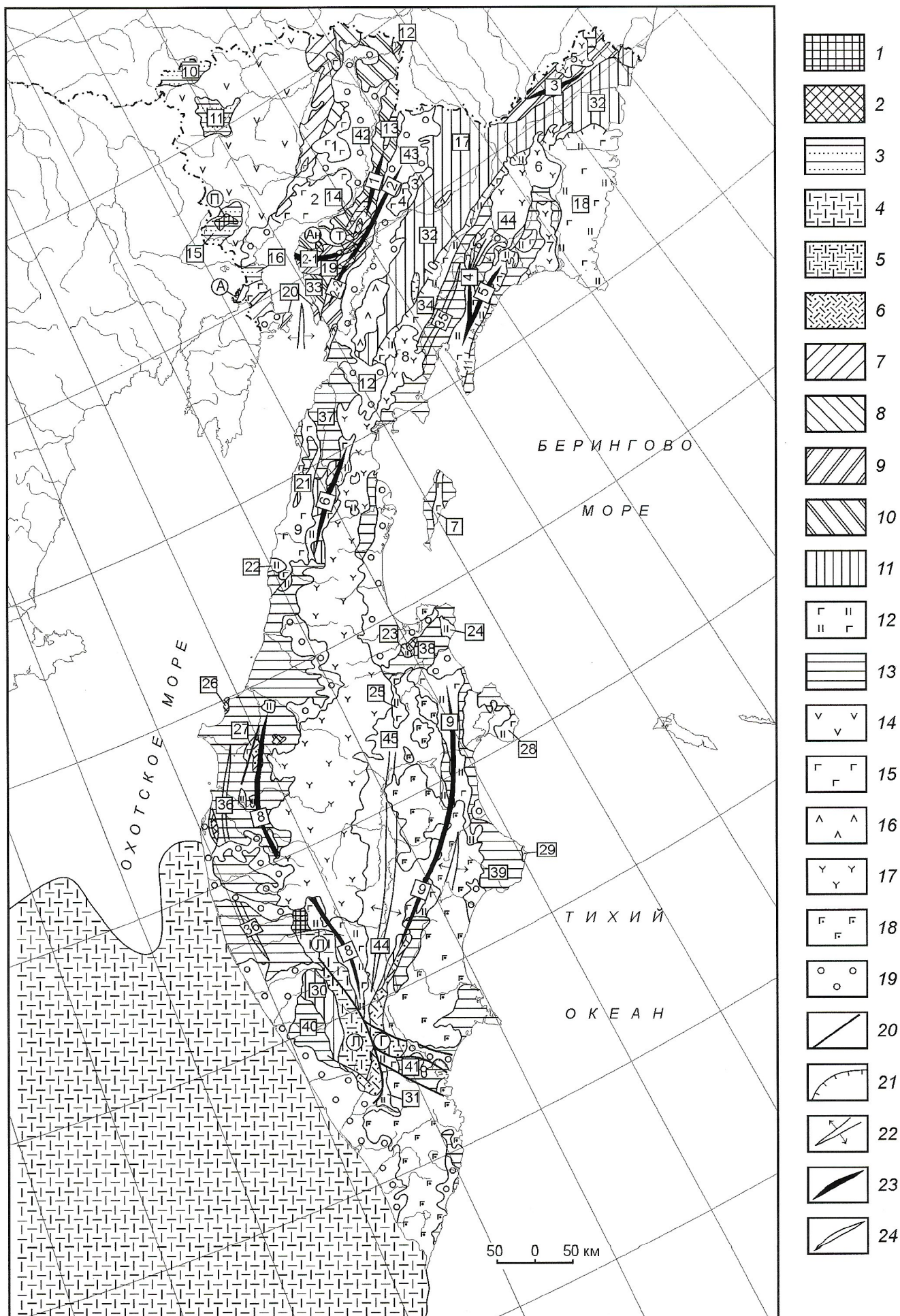
© А.А.Коляда, 2005

Тектоническая карта Камчатской области

А.А.КОЛЯДА (ЗАО «Корякгеолдобыча»)

Рассматриваемая территория относится к северо-западному сектору Тихоокеанского подвижного пояса, отвечающего зоне перехода от континента к океану. Геологическое строение ее изучалось сотрудниками различных организаций. На первом этапе исследования проводили работники Горно-геологического управления Главсевморпути, Камчатской комплексной экспедиции СОПС АН СССР и Геологоразведочного управления треста «Дальстрой» Министерства цветных металлов СССР. С конца 50-х годов была начата планомерная мелкомасштабная геологическая съемка, проводимая силами сотрудников Камчатского территориального геологического управления, Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА) и научно-производственного объединения «Аэрогеология», постепенно перешедшая в среднемасштабную государственную с тематическими исследованиями по стратиграфии, магматизму и, частично, полезными ископаемым. Результатом этих работ явилась геологическая карта мас-

штаба 1:1 500 000 Камчатской области под редакцией Г.М.Власова, изданная в 1976 г. [2]. К началу 90-х годов вся территория области была покрыта государственной геологической съемкой масштаба 1:200 000, на базе которой в 1999 г. опубликована карта полезных ископаемых масштаба 1:1 500 000, ответственные редакторы Б.А.Марковский, А.Ф.Литвинов, М.Г.Патока [4]. Новые данные по стратиграфии, магматизму и полезным ископаемым этой территории, полученные к этому времени, представлены на карте и в объяснительной записке, где приведена сжатая характеристика всех выявленных месторождений, проявлений полезных ископаемых, перспективных ореолов и площадей [3]. Как на изданных картах, так и в большинстве производственных обобщающих работ показывается разобщенность геологического строения юга Корякского нагорья и п-ва Камчатка. По мнению автора настоящего сообщения, которое подтверждается фактическим материалом, эти два региона представляют собой единое нераз-



рывное целое, прошедшее общий сложный путь геологического развития, о чем свидетельствуют, прежде всего, площади развития реально существующих структурно-вещественных комплексов, выходящих на дневную поверхность, легко картируемых практически всеми исследователями, их возраст в большинстве случаев основан на определениях органических остатков. Описываемый регион охватывает структуры срединных массивов и двух складчатых систем (см. рисунок).

Омолонский срединный массив. Выходы образований массива установлены в бассейне нижнего течения р. Парень (Авековский блок) и в бассейне верхнего течения р. Ыльнайвеем (Нижнепареньский выступ). Представлены они различными гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами, объединяемыми в косовскую серию архейского возраста.

Граница фундамента Омолонского массива — категория дискуссионная. Традиционно считается, что она приурочена к зоне разлома, прослеживаемой от северного побережья Пенжинской губы к приустьевой части р. Мургаля (левый приток р. Пенжина) и далее на северо-восток за пределы рассматриваемой территории. При этом совершенно не принимается во внимание наличие многочисленных разобщенных выходов кристаллических пород (разнообразные кристаллические сланцы, метабазальты, метандезиты, метатифы, мраморизованные известняки) в бассейнах верхнего течения р. Таловка (выходы Таловских гор) и ее левого притока р. Айнын (Айнынский выступ). Площадь их измеряется единицами — многими десятками квадратных километров. В настоящее время эти образования объединяются в илпенеюскую свиту предположительно протерозойского возраста. Исследователи ее относят также к Омолонскому массиву. С образованиями массива связаны проявления золота, месторождения известняков.

Чехол Омолонского массива сформирован осадочными породами — аргиллитами, песчаниками, конгломератами палео-

зойского — раннемезозойского возраста. Характерна большая карбонатность пород, присутствие почти по всему разрезу образований известняков, нередко органогенных, небольшая мощность стратиграфических единиц, слабая дислоцированность отложений. Слагают они ряд поднятий в бассейне верхнего течения р. Пенжина и на ее правобережье, преимущественно среди обширного поля наземных вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Березовское, Шайбовееское, Тылхоекое, Кечичменское). Отложения, очень близкие по литологической характеристике, документированные аналогичными по родовому и видовому составу органическими остатками, зафиксированы и в Пенжинском кряже (поднятия Словутненское, Понтонейское). Это, без сомнения, свидетельствует о неразрывности бассейна осадконакопления лево- и правобережья реки и правомерности отнесения образований илпенеюской свиты к Омолонскому массиву. Иными словами, граница данного массива расположена значительно восточнее, чем это принято считать. В образованиях чехла установлены проявления графита, золота, месторождения известняков.

Охотский срединный массив. В центральной части Охотского моря предполагается наличие жесткого массива, названного Л.М. Парфеновым [7] Охотским, непосредственно примыкающего к западному берегу п-ова Камчатка (южная часть), отделенного от Омолонского массива крупным прогибом, заполненным, по мнению Н.П. Косминской [5], осадочными толщами мощностью более 5 км.

Очевидно, выходы кристаллических пород в южной части п-ова Камчатка являются частями этого гипотетического массива. Наиболее значительный из них — Лунтосский выход, приуроченный к южной оконечности Срединного хребта, протяженность выхода около 200 км, ширина 60—100 км. Сложен он в основном плагиогнейсами, мигматитами, амфиболитами, различными кристаллическими сланцами колпаковского (поздний протерозой?) и

Тектоническая карта Камчатки:

Омолонский срединный массив: 1 — архейские образования (А — Авековский блок, П — Нижнепареньский выступ), 2 — предположительно протерозойские образования (выступы: Т — Таловских гор, Ан — Айнынский); 3 — палеозойско-раннемезозойский чехол Омолонского массива; Охотский срединный массив: 4 — скрытый водами Охотского моря, 5 — протерозойские и палеозойские образования нерасчлененные (выступы: Г — Ганальские вострыки, Л — Лунтосский), 6 — предположительно протерозойские образования; **Кони-Тайгоносско-Корякская складчатая система:** Гижигинская складчатая зона, структурные комплексы: 7 — геосинклинальный, ранний мел, 8 — орогенный, поздний мел — эоцен; Пенжинско-Анадырская складчатая зона, структурные комплексы: 9 — геосинклинальный, поздняя юра — ранний мел, 10 — орогенный, поздний мел — эоцен; **Корякско-Камчатская складчатая система,** структурные комплексы: 11 — континентального склона, поздний мел — ранний палеоцен, 12 — океанской коры, поздний мел — ранний палеоцен, 13 — орогенный, поздний палеоцен — плиоцен; **континентальные вулканогенные пояса:** 14 — Охотско-Чукотский, альб — поздний мел, 15 — Западно-Камчатский, эоцен, 16 — Центрально-Корякский, олигоцен — ранний миоцен, 17 — Центрально-Камчатский, миоцен — плиоцен, 18 — Восточно-Камчатский, плиоцен — квартал, 19 — континентальные рифтогенные впадины, квартал; **тектонические нарушения:** 20 — крутопадающие, 21 — надвиги, 22 — раздвиги; **структуры первого — второго порядков:** 23 — антиклинории, 24 — синклинории; **важнейшие геологические структуры** (цифры в квадратах): **антиклинории:** 1 — Таловско-Майнский, 2 — Кулюльский (ветви: 2-1 — первая, 2-2 — вторая), 3 — Пикасвьямский, 4 — Ивтыгинский, 5 — Пылгинский, 6 — Лесновский, 7 — Карагинский, 8 — Западно-Камчатский, 9 — Восточно-Камчатский; **поднятия:** 10 — Березовское, 11 — Шайбовееское, 12 — Налгимское, 13 — Словутненское, 14 — Понтонейское, 15 — Тылхоекое, 16 — Кечичменское, 17 — Учхичильское, 18 — Беринговское, 19 — Валижгенское, 20 — Маметчинско-Елистратовское, 21 — Геткилинское, 22 — Паланское, 23 — Укинское, 24 — Озерновское, 25 — Еловское, 26 — Квачинское, 27 — Пенсантаинское, 28 — Ольховское, 29 — Кроноцкое, 30 — Хозгонское, 31 — Малкинское; 32 — Корякская складчатая зона, 33 — Маметчинская синклинальная зона, 34 — Ватынская зона чешуйчатого-надвигового строения; **синклинории:** 35 — Авинско-Тылгинский, 36 — Западно-Камчатский; **впадины:** 37 — Пусторецкая, 38 — Маимлинская, 39 — Богачевская, 40 — Колпаковский прогиб; 41 — Вилочинский грабен; **континентальные впадины:** 42 — Пенжинская, 43 — Парапольский дол, 44 — Пылговаямская, 45 — Центрально-Камчатская; **вулканические поля** (цифры на схеме): 1 — Чалбугчанское, 2 — Окланское, 3 — Гайчавеемское, 4 — Луговое, 5 — Волоквынситконское, 6 — Апуквеемское, 7 — Апукское, 8 — Ветровое, 9 — Кинкильское; **надвиги:** 10 — Вывенский, 11 — Приморский

камчатского (предположительно ранний палеозой) метаморфических комплексов. К отложениям такого выступа, безусловно, следует относить толщи различных кристаллических сланцев, метавулканитов ультраосновного, основного и среднего составов, метапесчаников, металево-ролитов, выделяемых исследователями в ранге местных стратиграфических единиц, возраст которых определяется по косвенным данным в диапазоне среднего палеозоя—позднего мезозоя и не может считаться доказанным.

К рассматриваемому выходу с юго-востока примыкает выступ кристаллических пород «Ганальские востряки», охватывающий бассейн рек Правая Авача и Вахталка. Сформирован он кристаллическими сланцами, плагиогнейсами, амфиболитами ганальского (условно поздний протерозой) и стенового (предположительно ранний палеозой) комплексов. Выходы метаморфических пород прослеживаются узкой полосой (5—10 км) северо-восточного простирания более чем на 100 км по юго-восточному борту Центрально-Камчатской впадины от истоков р. Камчатка до верховьев ее правого притока р. Валагина. Самый северо-восточный выход метаморфических пород (хавывенский комплекс условно раннемелового возраста) зафиксирован в пределах Укинского поднятия (см. рисунок), самый северо-западный — в пределах Пенсантайнского поднятия, где вскрываются различные кристаллические сланцы (пенсантайская толща предположительно раннего мела). С метаморфитами связаны проявления Ni, Cu, Mo, Au, Ag, Ta, Nb.

Кони-Тайгоносско-Корякская складчатая система объединяет структуры, сформированные в прогибе, образование которого связывается, по мнению автора, с раздвигом блоков архейского—протерозойского фундамента. Об этом свидетельствует громадная мощность отложений (более 6000 м), их интенсивная дислоцированность. В составе системы выделяются складчатые зоны.

Гижигинская складчатая зона сформирована двумя структурными комплексами. Геосинклинальный комплекс (см. рисунок) представлен мощной толщей (5000—6000 м) туфов среднего—основного состава, туфогравелитов, аргиллитов, андезитов, андезитобазальтов, базальтов. Породы интенсивно перемяты, нередко с разрывом сплошности, что обусловило наличие разнотечий в их стратификации. На основании определений палеонтологических остатков возраст образований определяется ранним мелом (готерив—баррем). Орогенный комплекс сложен маломощной толщей (до 350 м) песчаников, аргиллитов и конгломератов позднего мела—эоцена? Четко выраженных структур в составе зоны не наблюдается. Можно лишь отметить небольшое поднятие в бассейне верхнего течения р. Березовая. Полезные ископаемые, связанные с образованиями зоны, не выявлены.

Пенжинско-Анадырская складчатая зона объединяет также два структурно-вещественных комплекса. Непрерывный разрез образований возрастного диапазона от волжского яруса до раннего альба характеризует геосинклинальный комплекс. В нижней части его состав аналогичен составу геосинклинального комплекса Гижигинской зоны, в средней и верхней частях преобладает терригенная составляющая — песчаники, аргиллиты, гравелиты. Обильны и разнообразны органические остатки (см. рисунок).

Структурный комплекс слагает Таловско-Майнский антиклинорий. Он прослеживается (в пределах рассматрива-

емой территории) от верховьев р. Налгимка в юго-западном направлении до среднего течения р. Таловка. В составе антиклинория в бассейне верхнего течения р. Налгимка фиксируется небольшое поднятие, образованное породами верхних горизонтов геосинклинального комплекса. В пределах Словутненского и Понтонейского поднятий вскрываются отложения осадочного чехла Омолонского массива (ордовик, карбон), смятые в пологие линейные складки (см. рисунок). В бассейне р. Амитгин образования антиклинория несогласно перекрыты молассой орогенного комплекса (песчаники, конгломераты, бурые угли).

Структура, очень сложная по строению и внутреннему содержанию, фиксируется на юго-западной оконечности Пенжинского хребта. Ранее она выделялась в Таловско-Майнском антиклинории, автор ее выделяет впервые под названием Кулюльского антиклинория. Антиклинорий состоит из двух ветвей. Первая ветвь (см. рисунок) прослеживается от левобережья р. Упупкин до побережья Пенжинской губы, имеет дугообразную форму с выпуклой к югу стороной дуги и четко выраженное асимметричное строение. Осевая часть этой ветви антиклинория сложена кристаллическими породами основания Омолонского массива (предположительно протерозой), вмещающими пластинчатые тела ультраосновного и основного составов (ганьчаланский комплекс). На внутренней стороне дуги залегают породы исключительно орогенного комплекса (поздний мел—эоцен). На внешней стороне дуги наблюдается полный разрез образований геосинклинального комплекса зоны (поздняя юра—альб). Породы смяты в крутые, нередко опрокинутые, складки, интенсивно проявлена разрывная тектоника. В бассейне рек Горелая, Гусиная, Мамет, Коневая породы слагают Валижгенское поперечное поднятие, характеризующееся брахиформной складчатостью. Нижние горизонты геосинклинального комплекса вмещают многочисленные мелкие субсогласные тела ультраосновного состава. Вторая ветвь антиклинория (см. рисунок) прослеживается в юго-западном направлении от нижнего течения р. Учхичхила (северо-западные склоны Корякского нагорья) до хребта Тылакрьл, на значительной части она перекрыта рыхлыми образованиями Паратольского дола. Сложена ветвь образованиями нижней и средней частей разреза геосинклинального комплекса, смятыми в сложные разорванные складки. Отложения вмещают тела основного и ультраосновного составов (кулюльский комплекс).

Маметчинский полуостров и восточная часть п-ва Елистратова представляют, на наш взгляд, две части единого поднятия, разорванного в результате раздвига основания Омолонского массива (см. рисунок). Поднятие сложено в основном породами нижних горизонтов геосинклинального комплекса, вмещающими тела ультраосновного и основного составов.

Орогенный комплекс зоны представлен терригенными, преимущественно грубообломочными, нередко угленосными, образованиями, несогласно перекрывающими отложения геосинклинального комплекса. Возраст комплекса определяется в диапазоне позднего альба—эоцена. Примечательно, что отложения развиты почти исключительно в пределах Таловско-Майнского антиклинория, где они смяты в спокойные линейные складки, ориентированные в целом согласно с ориентировкой антиклинория. Ими же сформирована и Маметчинская синклинальная зона, расположенная между Валижгенским, Елистратово-Мамет-

чинским поднятиями и второй ветвью Куюльского антиклинария. Здесь отложения смяты в широкие складки с углами наклона слоев 10—30° (см. рисунок).

Пикасьваямский антиклинорий приурочен к хребту Пикась, с запада имеет торцовое сочленение с Корякской складчатой зоной, с юга ограничен системой крутонаклонных нарушений. Вулканогенно-кремнистые образования поздней юры—раннего мела разбиты на ряд пластин, в пределах которых они смяты в линейные складки, осложненные разрывами. Орогенный комплекс представлен терригенными отложениями палеогена и раннего миоцена, дислоцированными слабо.

С образованиями зоны, главным образом геосинклинального комплекса, связаны проявления золота, платины, хрома, меди, поделочных камней, отложения орогенного комплекса обладают промышленной угленосностью.

Корякско-Камчатская складчатая система. Система объединяет структурно-вещественные комплексы Корякского нагорья и п-ва Камчатка. Анализ геологического строения этой громадной территории наглядно высвечивает две очень характерные его особенности. Первая особенность — наиболее древний возраст образований, слагающих данный регион (исключая метаморфиды Камчатки, в т.ч. выделяемые в ранге многочисленных свит, толщ, возраст которых определен условно и, по мнению автора, не моложе протерозоя) определяется поздним мелом. Причем, в позднемеловую эпоху (может быть, включая и ранний палеоцен) было сформировано два резко различных по составу комплекса отложений — терригенный и вулканогенно-кремнистый. Оба комплекса характеризуются большой мощностью (порядка 3000—5000 м), слабой насыщенностью органическими остатками.

Терригенный комплекс представлен в основном аргиллитами, алевролитами и песчаниками, часто находящимися в тонком (сантиметры, редко первые десятки сантиметров) ритмичном переслаивании флишеидного типа. Характерна отчетливая градационная слоистость, следы размытия в подошве ритмов. На отдельных участках отмечается присутствие мощных (десятки метров) пластов песчанников, аргиллитов, линз конгломератов. Комплекс характеризуется сильной фациальной изменчивостью, чрезвычайно напряженной складчатостью, многочисленными разрывами сплошности пород. Все это при отсутствии маркирующих реперов, бедности органическими остатками предопределило отказ от расчленения его на более дробные стратиграфические единицы. Возраст комплекса по редким находкам органических остатков определяется в диапазоне сантонского—маастрихтского ярусов, не исключено присутствие осадков и раннего палеоцена.

Вулканогенно-кремнистый комплекс состоит из лав основного и среднего составов, их пирокластолитов, кремнистых и туфокремнистых пород, разноокрашенных яшм, на отдельных участках присутствуют осадочные образования. Комплекс обладает также сильной изменчивостью состава, его расчленяют на стратиграфические единицы преимущественно по литологическим признакам, что во многом предопределяет субъективность в характеристике этих единиц. Возраст комплекса также устанавливается как сантонский—маастрихтский и предположительно ранний палеоцен.

Взаимоотношения между этими двумя разнофациальными комплексами не окончательно решены. В пределах Корякского нагорья достоверно установлено, что вулканогенно-кремнистый комплекс надвинут на терригенный с

амплитудой перемещения до 25 км [6]. Плоскость надвига пологого (30—40°) наклонена в южных румбах. Причем вдоль надвига терригенный комплекс включает обломки (олистолиты) размером десятки—сотни метров в поперечнике кремнистых и туфокремнистых пород, яшм, базальтов. На п-ве Камчатка отмечается чередование толщ осадочного и вулканогенно-кремнистого (на отдельных участках вулканогенно-осадочного) состава, что, по мнению автора, маловероятно.

Другая характерная особенность геологического строения рассматриваемой территории — насыщенность кремнисто-вулканогенного комплекса интрузиями ультраосновного и частично среднего состава. Размеры их различны — от первых сотен квадратных метров до многих сотен квадратных километров. Исследователи их объединяют в ряд плутонических комплексов, различающихся между собой в основном по петрохимическим характеристикам.

Автор данной статьи считает, что накопление терригенного комплекса флишеидного строения происходило на континентальном склоне активной окраины, а вулканогенно-кремнистые (и вулканогенно-осадочные) образования являются остатками океанской коры, реликтами дна палеокеана. При этом полностью поддерживаются выводы Б.Г.Лутца о том, что «наиболее распространенным и типичным офиолитам континентальных подвижных поясов нет современных аналогов в структурах океанического дна и переходных зонах от океана к континентам. Считать такие офиолитовые разрезы остатками океанской коры геологического прошлого нет никаких оснований» [8, с. 45].

Терригенный флишеидный комплекс наиболее широко развит в пределах Корякского нагорья. Выходы его пород широкой (30—60 км) полосой прослеживаются от побережья Берингова моря в районе бухт Дежнева и Анастасии до бассейна верхних течений рек Энычаваям, Имлан. Здесь полоса расчленяется на две ветви: 1) круто сворачивает к северу и наблюдается вдоль Паропольского дола за пределы рассматриваемого района; 2) шириной 60—70 км также вдоль Паропольского дола прослеживается на юго-запад до перешейки. Породы интенсивно дислоцированы, смяты в крутые, нередко опрокинутые, складки с размахом крыльев в 1—3 км; интенсивно проявлена разрывная тектоника, нередки малоамплитудные надвиги.

Выделить на площади развития пород комплекса какие-либо надежно устанавливаемые структуры не представляется возможным, вследствие чего она характеризуется как складчатая область (Корякская). Ряд исследователей [3] в истоках рек Укэлаят, Пахача, Энычаваям исключительно по геофизическим данным (спокойное отрицательное магнитное поле и региональный интенсивный минимум силы тяжести) выделяет Учхичхильское поднятие (см. рисунок), без указания конкретных пространственных границ. Во флишеидных отложениях выявлено несколько месторождений ртути и сурьмы, большое количество проявлений этих полезных ископаемых. На п-ве Камчатка отложения комплекса наиболее широко распространены в пределах Лесновского антиклинория, протягивающегося на расстояние более 200 км от истоков р.Пустая на северо-востоке до верховьев р.Палана на юго-западе. Здесь отложения смяты в крутые, нередко разорванные, складки, перекрыты согласно (? — А.К.) породами вулканоген-

но-кремнистого комплекса. Незначительные по площади выходы терригенных пород установлены в пределах Квачинского и Паланского поднятий. В южной части полуострова породами комплекса сложено Хозгонское поднятие, прослеживающееся вдоль западного контакта Лунтосского выхода кристаллических пород на протяжении более 150 км. Здесь породы комплекса расчленены на две стратиграфические единицы, интенсивно дислоцированы, смяты в крутые дисгармоничные складки, нередко опрокинутые. Полезных ископаемых в отложениях комплекса не отмечено (см. рисунок). Весьма примечательно, что в центральной и восточной частях Камчатки отложения терригенного комплекса не выявлены.

Комплекс океанской коры — вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-осадочные образования — распространен на рассматриваемой территории очень широко. Отдельные стратиграфические единицы, легко узнаваемые всеми исследователями — ватынская—ирунейская свиты сантон-кампанского возраста — прослежены от побережья Берингова моря в районе бухты Дежнева на севере до бассейна р.Плотникова (широта г.Петропавловск-Камчатский) на юге, т.е. на протяжении более 1200 км. В пределах Корякского нагорья образования комплекса (ватынская и ачайваямская свиты) слагают Беринговское поднятие [3], южным продолжением которого является поднятие Широкова в Беринговом море (см. рисунок). Отложения дислоцированы в крупные линейные и брахиформные складки, нередко осложненные разрывами. В северной части поднятия породы комплекса надвинуты на терригенные отложения континентального склона.

От верховьев р.Ачайваям вулканогенно-кремнистые образования узкой (5—10 км) полосой прослеживаются на юго-запад до Камчатского перешейка. Здесь они расчленены на ряд пластин, надвинутых на флишевый комплекс континентального склона. Эта полоса развития пород комплекса названа Ватынской зоной чешуйчато-надвигового строения.

В северной части п-ва Камчатка вулканогенно-кремнистые образования совместно с флишеидным комплексом слагают Лесновский антиклинорий, прослеживающийся от верховьев р.Пустая до правобережья р.Палана. Расположен он между Западно-Камчатским и Центрально-Камчатским вулканическими поясами. На многих участках породы комплекса вскрываются в эрозионных окнах из-под покровов наземных вулканитов.

Далее на юго-запад выходы вулканогенно-кремнистых пород прослеживаются (с небольшими перерывами) от верховьев р.Напана до истоков р.Белоголовая, вскрываясь в ядерной части Западно-Камчатского антиклинория. Перекрываясь на небольшом участке вулканитами Центрально-Камчатского пояса, они вновь вскрываются в верховьях рек Ича, Кирганик, наблюдаются далее на юго-восток уже непрерывной полосой до истоков р.Камчатка (см. рисунок).

Обнажаясь на правобережье верхнего течения р.Камчатка, выходы вулканогенно-кремнистых пород практически непрерывной полосой северо-восточного простирания прослеживаются вдоль юго-восточного борта Камчатской впадины до правобережья р.Озерная, т.е. на протяжении более 500 км. Слагают они ядро Восточно-Камчатского антиклинория, интенсивно дислоцированы, на северо-восточном окончании структуры породы вмещают крупное тело ультраосновного состава.

Такое торцевое сочленение двух крупных структур, разделенных громадной впадиной долины р.Камчатка, объясняется, по мнению исследователей, ее раздвиговой природой. Именно к центральной части раздвиге приурочены наиболее активные в настоящее время вулканы Шивелуч, Ключевская и Толбачинская сопки, Безымянный.

Структура, практически аналогичная по строению, устанавливается в пределах Пылгинских гор и хр. Ивтыгин. Здесь вулканогенно-осадочные породы позднемелового—раннеэоценового возраста на п-ве Говена вскрываются в ядре антиклинория, который в районе оз.Илиргытхын раздвигается. Северная ветвь — Ивтыгинский антиклинорий — прослеживается до верховьев р.Вывенка. Отложения смяты в пологие широкие складки, разрывная тектоника проявлена слабо. Южная ветвь — Пылгинский антиклинорий — охватывает одноименные горы и характеризуется чрезвычайно напряженной складчатостью слагающих его образований, широким развитием пологих надвигов, мощных зон смятия. По всей вероятности, Пылгинский антиклинорий имеет продолжение на о.Карагинский, где вулканогенно-осадочные образования позднемелового—раннепалеоэоценового возраста прослеживаются узкой (5—10 км) полосой северо-восточного простирания через весь остров, вскрываясь в ядре Карагинского антиклинория (см. рисунок).

Выходы вулканогенно-кремнистых и вулканогенно-осадочных пород позднего мела—раннего палеоэоцена отмечаются во многих районах п-ва Камчатка, где они принимают участие в строении ряда поднятий: Укинское, Озерновское, Еловское, Ольховское, Кроноцкое. Из них наиболее интересно Малкинское поднятие, зажатое в треугольнике между выходами кристаллических пород Лунтосский и Ганальские востряки. Протяженность его около 100 км, ширина 10—30 км.

С образованиями океанской коры связан крайне ограниченный комплекс полезных ископаемых. В его пределах выявлены немногочисленные проявления хрома, марганца, меди, полиметаллов, ртути, асбеста, золота, серебра, платины. Все они, за редким исключением, вследствие незначительных параметров рудных тел практического интереса обычно не представляют. Массивы ультраосновных пород — продуценты платины россыпных месторождений.

Образования орогенного комплекса в пределах рассматриваемой территории развиты сравнительно нешироко. Представлены они исключительно терригенными породами, главным образом аргиллитами, алевролитами, песчаниками. Нередки гравелиты, конгломераты, слагающие мощные пласты и пачки. Отмечается значительная угленосность отложений, обилие органических остатков. Возраст отложений определяется как палеогеновый и неогеновый, чем они моложе, тем состав их более грубый. На многих участках породы слабо диагнезизированы, как правило, смяты в узкие линейные складки. Образования комплекса характерны для ряда крупных структур, легко диагностируемых исследователями.

В северной части рассматриваемой территории отложениями палеоэоцена и позднего миоэоцена сформирован Авинско-Тылгинский синклинорий, прослеживающийся от устья р.Вывенка до ее истоков. С северо-запада он ограничен впадиной долины реки, с юга граничит с Ивтыгинским антиклинорием. В пределах синклинория отложения смяты в линейные складки с наклоном слоев 20—40°. Оче-

видно, продолжение структуры фиксируется на п-ве Ильпинский, где отмечаются широкие брахиформные складки без четко выраженных осей (см. рисунок).

Пусторецкая впадина охватывает практически весь бассейн одноименной реки. Ограничена она с северо-запада Геткиллинским поднятием и Западно-Камчатским вулканогенным поясом, с юго-востока — Лесновским антиклинорием и Центральнo-Камчатским вулканогенным поясом. Впадина выполнена миоценовыми и плиоценовыми грубообломочными отложениями, часто угленосными, смятыми в широкие пологие складки; нередко горизонтальное залегание слоев.

Геткиллинское поднятие фиксируется по выходам самых нижних горизонтов орогенного комплекса (палеоцен—эоцен) из-под покровов Западно-Камчатского вулканогенного пояса. Прослеживается вдоль побережья Пенжинской губы от приустьевой части р.Палана до Рекинской губы на протяжении более 250 км. Отложения дислоцированы слабо.

От бассейна нижнего течения р.Хайрюзова на юг вдоль побережья Охотского моря прослеживается обширный Западно-Камчатский синклиниорий. С востока он ограничен Западно-Камчатским антиклинорием, в северной части осложнен небольшим поднятием горы Морощечная. Выполнен слабо дислоцированными отложениями миоцена и плиоцена, на многих участках перекрытых рыхлыми отложениями эоплейстоцена и квартера.

Слабо дислоцированные образования позднемиоценового—плиоценового возраста, выполняющие Колпаковский прогиб, также на значительной площади перекрыты рыхлыми образованиями (см. рисунок).

В восточной части Камчатки отложения орогенного комплекса распространены значительно меньше. В районе п-ва Озерной образованиями верхней и частично нижней частей разреза орогенного комплекса сложена Маимлинская впадина. С юго-востока она ограничена Озерновским, с запада и юго-запада Укинским и Еловским поднятиями, с юга Восточно-Камчатским антиклинорием. Породы смяты в широкие пологие складки с углами наклона слоев 20—50°, нередко с разрывами сплошности, особенно вблизи границы с Озерновским поднятием.

Смятые в узкие линейные складки, часто осложненные крутопадающими нарушениями или пологими надвигами, образования комплекса прослеживаются вдоль Восточно-Камчатского антиклинория, главным образом на юго-восточном его крыле.

Богачевская впадина расположена между Восточно-Камчатским вулканогенным поясом и Кроноцким поднятием. Ширина ее составляет 30—40 км при длине 100—120 км. Выполнена отложениями средней части разреза орогенного комплекса, смятыми в узкие пологие складки северо-восточного простирания (см. рисунок).

В отложениях комплекса выявлены месторождения и проявления гезоконденсата, проявления нефти и газа, с ними связаны все перспективы нефтегазоносности Камчатки и Корякского нагорья.

Очень интересная структура намечается в районе г.Петропавловск-Камчатский, названная Виллючинским грабеном. Она пересекает Восточно-Камчатский вулканогенный пояс на две части, на суше со всех сторон ограничена крутопадающими разрывами. Сложен горст осадочными породами с примесью пирокластики, возраст которых поздний олигоцен—ранний миоцен, прорванными много-

численными мелкими штокообразными телами среднего и умеренно-щелочного состава.

Вулканогенные пояса. Территория Камчатской области характеризуется широким развитием вулканогенных пород, которыми сложен ряд крупных наложенных структур, называемых вулканогенными поясами (см. рисунок).

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, представленный Пенжинским сектором, слагает крайнюю северо-западную часть региона. В его изучении принимало участие большое число исследователей, среди которых В.Ф.Белый, давший наиболее полное и систематическое его описание [1]. Пояс объединяет все континентальные осадочно-вулканогенные и вулканогенные толщи, связанные с завершением раннемезозойской складчатости и залегающие несогласно на более древних образованиях. В основании пояса почти повсеместно устанавливаются грубообломочные отложения (молассы), часто угленосные, слагающие локальные участки. Выше по разрезу преобладают вулканические породы, в основном лавы среднего и основного составов, которыми сложены потоки, покровы мощностью в десятки метров, в подошве и кровле обычно гематитизированные. На отдельных участках многочисленны, иногда преобладают породы кислого состава, преимущественно игнимбриты, реже встречаются туфы, главным образом крупно- и разнообломочные. Возраст нижней границы пояса определяется как средний альб, верхних горизонтов — кампанский (может быть кампан-маастрихтский). Традиционно считается, что с вулканитами пояса тесно связаны во времени и пространстве гранитоиды, обнаруживающие при этом близость в петрохимическом отношении. Большинство исследователей выделяют два комплекса — ранне- и позднемеловой. Преобладают сравнительно небольшие изометричные плутоны с неправильными, порой причудливыми очертаниями; нередко остатки кровли.

Кажущаяся большая роль гранитоидов в составе пояса позволила некоторым исследователям (Л.М.Парфенов, 1984) именовать пояс вулканоплутоническим. В порядке постановки вопроса автор настоящего сообщения обращает внимание на следующее обстоятельство. Подавляющее большинство интрузивных тел приурочено (по крайней мере, в пределах описываемой территории) к поднятиям, сложенным образованиями чехла Омолонского массива, и к внешней, краевой зоне пояса Гижигинской складчатой зоне. Этот факт, по мнению ученых, следует учитывать при дальнейшем изучении уникального по своим размерам и масштабам проявления наземного вулканизма Охотско-Чукотского пояса.

Ведущие полезные ископаемые пояса — золото и серебро. Полиметаллы (свинец, цинк, медь) отмечаются только в ранге проявлений и практически интересных скоплений не образуют.

Западно-Камчатский (или Оклано-Пенжинский) [3] вулканогенный пояс представлен рядом изолированных вулканогенных полей. Слагающие их вулканиты (от базальтов до риолитов) с преобладанием основных и средних разностей по возрасту отнесены к эоцену. В бассейне рек Пенжина и Кечичма они залегают горизонтально, несогласно перекрывая отложения чехла Омолонского массива и Гижигинской складчатой зоны. Протягиваясь узкой полосой (25—30 км) вдоль западного побережья п-ва Камчатка от мыса Кинкильского на юге до Рекинской губы

на севере, вулканиты, смятые в широкие пологие складки с углами наклона покровов 10—30°, залегают несогласно на породах Лесновского антиклинория, перекрываясь несогласно терригенными отложениями Пусторецкой впадины. С породами пояса связаны поделочные камни — агаты высокого декоративного качества (см. рисунок).

Центрально-Корякский вулканогенный пояс сложен в основном вулканитами кислого состава. Возраст образованного пояса — поздний олигоцен — ранний миоцен. Расчленен также на несколько обособленных полей. Образования пояса формируют несколько крупных кольцевых вулканоструктур, местами подвержены интенсивной метасоматической переработке. С образованиями пояса связаны золото, серебро, полиметаллы, селен, частично ртуть.

Центрально-Камчатский вулканогенный пояс прослеживается более чем на 1200 км от верховьев р. Пикасваям до истоков р. Камчатка. В северо-восточной части пояса представлен несколькими изолированными полями. Сложен здесь он горизонтально залегающими покровами различной мощности лав среднего и основного составов, чередующимися с покровами грубой пирокластики. Лишь только в строении средней части разреза Волоквынейтконского поля существенную роль играют лавы умеренно кислого состава. В пределах гряды Туманная, протягивающейся по побережью Олюторского залива от мыса Грозный до устья р. Пахача, образования пояса довольно круто (50—60°) наклонены на юг. В пределах Ветроваяемского поля породы на многих участках интенсивно изменены с формированием вторичных кварцитов, часто сероносных. Возраст образований этой части пояса определяется поздним плиоценом. От Камчатского перешейка на юго-запад на протяжении около 300 км в строении пояса принимают участие главным образом лавы и пирокластиты среднего и смешанного составов миоценового возраста, на отдельных участках интенсивно измененные с образованием вторичных кварцитов. Незначительно развиты лавы позднемиоценового — плиоценового возраста. Остальная часть пояса сложена преимущественно лавами основного, частично субщелочного, состава квартера. Незначительный объем составляют вулканиты миоцена и плиоцена. Лишь на крайнем юго-восточном фланге пояса большую роль в строении пояса вновь приобретают вулканиты миоценового возраста (андезиты, андезитобазальты и их туфы), на многих участках значительно измененные формированием полей вторичных кварцитов.

Ведущие полезные ископаемые пояса — золото и его постоянный спутник серебро. Причем подавляющее большинство месторождений, проявлений, пунктов минерализации драгоценных металлов связано с образованиями нижнемиоценовой части разреза.

Восточно-Камчатский вулканогенный пояс прослеживается от среднего течения р. Камчатка до мыса Лопатка. Северная его часть, объединяющая горные массивы, сформированные действующими вулканами Шивелуч, Ключевская и Толбачинская сопки и другие, сложена главным образом лавами основного и менее среднего составов. В строении средней части пояса, ограниченной Восточно-Камчатским антиклинорием, Богачевской впадиной и Вилочинским грабеном, наряду с лавами среднего и основного состава большую роль играют игнимбриты, лавы кислого состава. Своеобразное строение характерно для южной части пояса. Ее центральная часть сложена преимущественно лавами основного и менее среднего со-

става (квартер). Значительно распространены рыхлые пемзы и туфы. Вдоль юго-восточного фланга пояса узкой полосой прослеживаются покровы лав разных составов позднего плиоцена — эоплейстоцена. Северо-восточный фланг этой части пояса представлен в основном вулканитами миоцена — дациты, риолиты, менее андезиты, туфы кислого состава. Породы часто изменены до вторичных кварцитов (см. рисунок).

Основные полезные ископаемые пояса — золото и серебро. Причем и здесь, как и в Центрально-Камчатском поясе, многочисленные проявления (и месторождения) золота локализованы главным образом в образованиях миоценового возраста.

Континентальные впадины. В пределах рассматриваемой территории расположено несколько отчетливо выраженных континентальных впадин.

Пенжинская впадина прослеживается от приустьевой части одноименной реки в северо-восточном направлении до бассейна среднего — нижнего течения ее левого притока р. Черная. Протяженность впадины около 250 км при ширине 10—50 км. Выполнена в основном аллювиальными отложениями верхнего звена квартера мощностью до 100—120 м.

Параллельно описанной и отделенной от нее горной грядой — Пенжинским кряжем протягивается четко выраженная морфологически впадина Парапольский дол. Она прослеживается от Камчатского перешейка до верховьев р. Майн (Чукотка) и далее на северо-восток. Ширина дола в среднем составляет 30—40 км, на отдельных участках (приустьевая часть р. Энычавая) сужаясь до 10 км и расширяясь (истоки р. Пальматкина) до 70 км. Дол выполнен аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями верхнего звена квартера, их мощность превышает 150—170 м.

Бассейн р. Пылговаям (правый приток р. Пахача) представляет собой слабо всхолмленную впадину, ограниченную со всех сторон горными грядами. Западная ее часть сложена ледниковыми образованиями верхнечетвертичного звена, восточная — глинами, местами ленточными, нижнего звена квартера.

Центрально-Камчатская впадина прослеживается от истоков р. Камчатка до р. Озерная более чем на 300 км. Имеет также северо-восточную ориентировку, ширину в юго-западной части около 10 км, ниже пос. Мильково более 100 км. К ее осевой части приурочено русло р. Камчатка. В среднем и нижнем течении реки впадина почти полностью перегорожена горным узлом, сформированным вулканами Ключевская и Толбачинская сопки, Безымянным. Впадина сложена рыхлыми образованиями квартера различного генезиса, мощность их составляет несколько сотен метров. В районе Укинской губы впадина плавно переходит в низменность восточного побережья п-ва Камчатка (см. рисунок).

Разрывные нарушения в геологическом строении описываемой территории развиты, без сомнения, очень широко. В то же время автор считает необходимым отметить, что подавляющее большинство нарушений, в т.ч. надвигов, показываемых на картах в производственных отчетах о результатах геологических исследований, следует увязывать с геологическим строением каждого конкретного участка земной поверхности при недостатке фактического материала (субъективный фактор) или отсутствии обнаженности (объективный фактор). С одной стороны, часто

предполагается вертикальное или горизонтальное перемещение на многие сотни метров, километры небольших блоков земной коры по непротяженным, быстро затухающим разрывам, что маловероятно. С другой, глубинные разломы, определяющие структурный план территории, не выражаются на поверхностных объектах и не могут, на наш взгляд, служить геологическими границами. Поэтому на схеме (см. рисунок) показаны только те тектонические нарушения, без которых невозможно отобразить реально существующие объекты.

Вывенский надвиг — самое достоверное тектоническое нарушение на рассматриваемой территории, прослеженное от побережья Берингова моря в районе бухты Анастасия до Камчатского перешейка. По нему соприкасаются образования континентального склона и океанской коры Корьяско-Камчатской складчатой системы. Плоскость надвига под углами 40—50° наклонена на юг-юго-восток, четко выражена в рельефе. Осадочные породы в полосе шириной 100—150, редко 200—300 м сильно перемяты, местами превращены в милониты, яшмы, вулканиты, которые передроблены и на всем протяжении вдоль надвига в полосе шириной до 300—500 м превращены в катаклазиты.

Приморский надвиг прослеживается по юго-восточным склонам Пылгинских гор и также является пограничной структурой, разделяя образования океанской коры и орогенного комплекса. Плоскость надвига в плане извилиста, полого (30—40°) наклонена в северных румбах, местами горизонтальна. Породы вдоль надвига претерпели слабый динамометаморфизм.

Предложенная схема тектонического строения Камчатской области (см. рисунок), основанная на выделении ре-

ально существующих структурно-вещественных комплексов, — первая сводка такого рода. Она наглядно и убедительно доказывает единство и неразрывность истории геологического развития Корьяского нагорья и п-ва Камчатка, что позволяет по-иному подойти к оценке перспектив региона на различные виды полезных ископаемых, в первую очередь, на углеводородное сырье и драгоценные металлы.

Автор с благодарностью и вниманием примет любую конструктивную критику по существу поднимаемых в статье вопросов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — М.: Наука, 1977.
2. Геологическая карта Камчатской области / Под ред. Г.М.Власова. 1976.
3. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Р-58-59-Каменское. 1985.
4. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1:500 000 / Под ред. А.Ф.Литвинова, Г.М.Патока, Б.А.Марковского. 1999.
5. Косминская Н.П., Зверев С.М., Вейцман П.С. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Корьяско-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования // Изв. АН СССР. Сер. Геофизика. 1963. № 1. С. 160—166.
6. Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корьяской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144—149.
7. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
8. Шолто В.Н. Роль эмпирических обобщений и гипотез в геотектонике // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 41—49.

Рудные и нерудные месторождения

УДК 553.495

© Г.В.Пакульнис, 2005

О крупных гидротермальных месторождениях урана

Г.В.ПАКУЛЬНИС (ВИМС)

Накопленный к настоящему времени материал по гидротермальным месторождениям урана позволяет обозначить их общие особенности. Основные из них изложены в работе [3], выполненной под руководством Ф.И.Вольфсона. По данным этой работы в фанерозойских складчатых областях месторождения урана приурочены к срединным массивам и интрагеоантиклинальным поднятиям, имевшим тенденцию к воздыманию во все время развития складчатых областей. Месторождения также могут располагаться в краевых вулканических поясах и краевых прогибах. На докембрийских платформах гидротермальные месторождения урана находятся в пространственной связи со сводовыми поднятиями на щитах, наблюдаются на сочленениях щитов с соседними геоблоками, в областях перикратонного погружения платформ, в эпиплатформенных мульдообразных и приразломных впадинах. Характерная черта районов с гидротермальными месторождениями урана — кислый магматизм, на платформах — на последних стади-

ях их формирования, в складчатых областях — в период главной фазы складчатости и на заключительной стадии, а также при процессах позднейшей активизации. При этом гидротермальные месторождения урана образовывались после становления кислых магматитов близодновременно с внедрением даек базальтоидов.

Поведение урана в различных геологических процессах обсуждалось Б.Л.Рыбаловым и Б.И.Омельяненко [16]. По их мнению, палингенные гранитоиды, возникающие при участии трансмагматических флюидов, значительно богаче ураном, чем анатектические. Эти исследователи также полагают, что следующее за становлением гранитоидов или их эффузивных аналогов внедрение базальтоидов преобладающе щелочной направленности — результат вскрытия подкоровых очагов при возобновлении тектоно-магматической активизации.

Важно, что базальтоидный магматизм имел щелочную направленность, поскольку по петрологическим данным

[20] для генерации таких магм необходимо присутствие CO_2 или, иначе, наличие аналогичных базальтоидов указывает на возможное проявление потоков CO_2 , необходимых для уранового рудообразования. Важными надо считать также и имевшие место до уранового рудообразования поверхностные окислительные обстановки, развитие которых происходило на фоне общего воздымания, глыбовых перемещения и вскрытия разломов. Такие обстановки способствовали глубокой инфильтрации метеорных вод и, тем самым, извлечению урана в растворы из содержащих его сред. Одновременно присутствие метеорных и других вадозных вод в сочетании с углекислотными потоками могло приводить к возникновению конвективных гидротермальных систем, наиболее благоприятных для уранового рудообразования [14].

Среди гидротермальных урановых месторождений особый интерес представляют крупные (последние десятки тысяч тонн) и весьма крупные (до 100 тыс. т и более). Такие месторождения обнаружены на докембрийских платформах в районах Ист-Аллигейтор (Австралия), Атабаска (Канада), Кировоградском Украинского, Эльконском, Алданском щитов и на срединных массивах фанерозойских складчатых областей — Богемском (Чехия и Германия), Урулунгуевском со Стрельцовским рудным полем (Восточное Забайкалье, Россия). Несмотря на различия в типах месторождений («несогласия», в альбититах, калиевых метасоматитах и жильных), эти районы должны иметь ряд сходных особенностей строения и развития, которыми, надо полагать, и было обусловлено появление крупных месторождений урана. По всем указанным районам имеется достаточно публикаций, на основе которых приводится их краткая характеристика. Из использованных публикаций следует отметить: по району Ист-Аллигейтор книги [8, 29], а по району Атабаска работы Г.В.Пакульниса и М.В.Шумилина (2003), последние сведения по Кировоградскому району содержит работа [2]. Данные по Эльконскому району заимствованы в основном из журнальных статей [6] и [13]. Что касается Богемского и Урулунгуевского районов, то основой для их характеристики послужили сводные работы [1, 4].

Район Ист-Аллигейтор с месторождениями типа «несогласия» находится на северо-востоке раннепротерозойской геосинклинали Пайн-Крик в области ее погружения под среднепротерозойские платформенные образования. Определяющая структура района — комплекс Нимбуа, возникший около 1800 млн.лет назад в краевой северо-восточной части геосинклинали. Комплекс, образование которого связывают с подъемом мантийного диапира [32], имеет концентрически-зональное строение с гранитоидным ядром, последовательно окруженным зонами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма пород слоистой осадочной толщ. В последующем (около 1780 млн.лет) внедрялись интрузии глубинных гранитов. В это же время подвергся гранитизации и выступ архейского основания Нанамбу, расположенный в ареале амфиболитовой фации метаморфизма к западу от комплекса Нимбуа. Затем (1688 млн.лет) имело место становление силлов долеритов, после чего раннепротерозойское основание подверглось глубокой пенеэпленизации с образованием коры выветривания и затем (около 1648 млн.лет) было перекрыто чехлом континентальных терригенных отложений с прослоями основных вулканитов. В дальнейшем, в период 1370—1316 млн.лет, в терригенный чехол внедрялись дайки и штоки фonoлитов и долеритов. По поводу ран-

них долеритов (1688 млн.лет) мнения противоречивы. Р.В.Пейдж с соавторами [33] относят их к толеитовому типу, тогда как в более ранней работе Р.С.Нидхема и др. [31] утверждается, что родоначальной для этих долеритов служила щелочно-базальтовая магма. Определенно высокощелочными наиболее глубинными (мантийными) магмами были порождены дайки и штоки фonoлитов.

Месторождения урана возникли после формирования чехла. Локализованные в горизонтах углеродистых сланцев рудные залежи месторождений Джабилука, Ринджер и Кунгарра прилегают с востока к гранитогнейсовому выступу Нанамбу, находящееся между ядром комплекса Нимбуа и выступом Нанамбу, а месторождение Набарлек размещено прямо над скрытой интрузией гранитов.

Район Атабаска расположен на юге провинции Черчилл — раннепротерозойская мобильная зона между архейскими кратонами Слейв и Сьюпериор Канадского щита. Определяющие структурные элементы района — шовная зона, возникшая в конце раннего протерозоя, и позднепротерозойская (от 1500 млн.лет) впадина Атабаска, в восточной части которой сосредоточены основные месторождения типа «несогласия». Весьма протяженная (до 1000 км) шовная зона, которую считают внешним выражением обширной скрытой рифтогенной структуры [24], далеко уходит от района Атабаска к северо-востоку вдоль оси провинции Черчилл, простираясь согласно со структурой архей-протерозойского основания. На юго-западе в районе Атабаска шовная зона расщепилась на ряд разломов. Удлиненная в широтном направлении мульдобразная впадина Атабаска прослеживается над расщеплением шовной зоны, причем, ее терригенное выполнение без существенных смещений перекрывает шовную зону.

В период 2000—1750 млн.лет архей-протерозойское основание претерпело тектоно-термальные преобразования. И хотя при этом главным ареальным был метаморфизм амфиболитовой фации, возникли и гранулиты. Причем, наиболее ярко метаморфизм гранулитовой фации выражен в сочетании с чарнокитами и анортозитами в разломах шовной зоны. В процессе тектоно-термальных событий, происходивших около 1850 млн.лет назад, образовались урансодержащие мигматиты и пегматиты, поля которых расположены к северу и югу от впадины Атабаска. В дальнейшем вдоль разломов шовной зоны имел место ретроградный метаморфизм и внедрение интрузий гранитов, обогащенных ураном (около 8 г/т), с радиологическим возрастом в 1730—1720 млн.лет. Близодновременно (1780—1750 млн.лет) возникли месторождения урана в натровых метасоматитах района Биверлодж. Эти в общем небольшие месторождения суммарными запасами U 25—30 тыс.т [34] находятся неподалеку от северного края впадины Атабаска к западу от шовной зоны. Месторождения тяготеют к глубинному разлому, субпараллельному шовной зоне, и приурочены к оперяющему его разлому, проходящему среди архей-протерозойских гнейсов, гранитогнейсов и гранитов.

При тех же тектоно-термальных событиях к востоку от шовной зоны возникло обширное куполообразное поднятие [28]. Восточное крыло поднятия осложнено цепью гранито-гнейсовых куполов, разграничивающей области амфиболитовой к востоку и гранулитовой к западу фаций метаморфизма. Купола проникли в раннепротерозойскую супракrustальную толщу около 1850 млн.лет назад, близодновременно с упоминавшимися урансодержащими мигматитами и пег-

матитами. Месторождения типа «несогласия» с радиологическим возрастом от 1350 млн. лет, сосредоточенные в этой части впадины Атабаска, расположены вдоль цепи гранито-нейсовых куполов в области амфиболитовой фации. Рудные залежи, контролируемые горизонтами углеродистых пород, почти повсеместно прилегают к гранито-нейсовым куполам. По мнению Т.И.И.Сиббалда [34], месторождения формировались близодновременно с дайками диабазов, внедрявшихся в терригенное выполнение впадины.

Кировоградский район с месторождениями урана в альбититах расположен в центре Украинского щита, в Кировоградском литосферном блоке, отграниченном от соседних литосферных блоков на западе и востоке глубинными разломами. Кировоградский блок претерпел в раннем протерозое активизацию, вызванную подъемом мантийного диапира. Над диапиром возник Корсунь-Новоукраинский антиклинорий, вытянутый в меридиональном направлении, с массивами Кировоградско-Новоукраинских калиевых гранитов на юге и Корсунь-Новомиргородских гранитов рапакиви и габбро-анортозитов на севере. Считают, что калиевые граниты возникли в результате термального воздействия мантийного диапира и подъема трансмагматических флюидов, вызвавших гранитизацию в абиссальных условиях с интенсивным привнесением калия [5].

Кировоградско-Новоукраинский массив обрамлен с востока и запада Кировоградской и Звенигородско-Анновской субмеридиональными тектоническими зонами, по геофизическим данным склоняющимися под Кировоградско-Новоукраинский массив, изменяя падение от крутого, почти вертикального, на близкое к $30\text{--}35^\circ$ на глубинах $3\text{--}10$ км, а ниже на глубинах $13\text{--}14$ км еще более выполаживающихся до почти 20° [19].

Все месторождения урана (как в гранитах, так и обрамляющих тектонических зонах) расположены у северного края Кировоградско-Новоукраинского массива в пределах полосы, ограниченной субширотными разломами. Примечательно, что между разломами по сейсмическим данным земная кора претерпела опускание на $2\text{--}5$ км [2]. Полоса определенно соответствует зоне долгоживущего глубинного разлома, поскольку содержит дайки диабазов с радиологическим возрастом 2000 млн. лет при возрасте гранитов Кировоградско-Новоукраинского комплекса в $2015\text{--}2070$ млн. лет, севернее, непосредственно у полосы, расположены тела габбро-анортозитов Корсунь-Новомиргородского плутона ($1770\text{--}1720$ млн. лет), а в самой полосе наряду с древним, присутствуют дайки диабазов с радиологическим возрастом всего $1200\text{--}1400$ млн. лет.

Возраст альбититов и урановой минерализации оценивается в 1800 млн. лет. Формированию альбититов предшествовал диафторез, которому подверглись и древние дайки диабазов. Особенность альбититов — распространение до значительных глубин вдоль Кировоградской и Звенигородско-Анновской зон. Так, в одной из скважин рудные альбититы встречены на глубине 2033 м, а безрудные прослежены еще глубже [2].

Эльконский район Алданского щита примечателен месторождениями с весьма крупными запасами урана в браннеритовых рудах, парагенетически связанных с пирит-доломит-калишпатowymi метасоматитами. Район расположен в центральном Алдан-Тимптонском мегаблоке щита, отделенном от соседних мощными глубинными разломами.

Мегаблок рассматривают как раннепротерозойский гранулит-гнейсовый, стабилизированный около 2 млрд. лет

назад, в котором континентальная кора формировалась в архее и раннем протерозое [6]. Основная структура мегаблока — крупный антиклинорий, во внешней зоне которого гранулиты и гнейсы преобразованы метаморфизмом амфиболитовой фации, а в центре гранитизированы. В северо-восточной части мегаблока, в области влияния глубинных разломов, отделяющих его от соседнего мегаблока, расположено поле гранитизации, в пределах которого и находится Эльконский район. Гранитизация имела место во время $2,4\text{--}2,2$ и $2,2\text{--}1,9$ млрд. лет назад. В дальнейшем сопряженно с развитием разломов внедрялись дайки диоритов и гранодиоритов. По данным Л.Г.Лихоманова [15], диориты содержат титан в аномальных количествах (до 3%). В дальнейшем в зонах разломов образовались биотит-амфиболовые blastsомилониты и blastsоклазиты и одновременно имел место калий-кремниевый метасоматоз. Радиологический возраст микроклина из метасоматитов определен в 1730 млн. лет. Установлено последовательное увеличение содержания урана и тория в ряду от ранних гранитоидов к поздним и калий-кремниевым метасоматитам, для которых нередко урановая и редкоземельно-уран-ториевая минерализация, возраст которой оценен в 1840 ± 100 млн. лет [13].

После завершения раннепротерозойской тектоно-магматической активизации Алдан-Тимптонский мегаблок перешел в состояние поднятия, сопровождавшегося денудацией, а с раннего кембрия в режим спокойного развития, нарушившегося началом мезозойской тектоно-магматической активизации. При активизации возник (ранняя юра—ранний мел) щелочной вулканоплутонический комплекс с высокой степенью дифференциации и гибридизма: от ультрабазитов и щелочных базальтоидов до щелочных сиенитов и лейцитовых трахитов. Ареал распространения вулканоплутонического комплекса соответствует крупной структуре центрального типа, состоящей из опущенных и приподнятых секториальных блоков. При поднятии одного из блоков образовался одноименный с районом Эльконский горст. Формирование вулканоплутонического существенно калиевого комплекса было вызвано возбужденным состоянием мантии. По геофизическим данным мощность земной коры здесь $38\text{--}40$ км и она разуплотнена до верхов мантии [6].

Месторождения урана приурочены как к новообразованным, так и омоложенным древним разломам. Основные запасы урана сосредоточены в древних разломах, причем, в них руды встречены и на глубинах 2000 м. Радиологический возраст пирит-доломит-калишпатовых метасоматитов, вмещающих руды, определен в $150\text{--}130$ млн. лет, а урановых руд $135\text{--}130$ млн. лет.

Богемский массив, стабилизировавшийся в конце ранней перми, — крайнее восточное звено в цепи поднятий субширотной Молданубской зоны Средиземноморского подвижного пояса. Ядерными элементами массива служат Молданубское поднятие, сформированное протерозойскими парagneйсами, и примыкающий к нему с севера Баррандиенский прогиб, заполненный рифейской вулканогенно-терригенной толщей. Весьма важная в металлогеническом отношении Рудногорско-Тюрингская область с Рудногорским антиклинорием рассматривается как северное складчатое обрамление массива, в ее наиболее приподнятой части обнажены парagneйсы, гнейсосланцы и слюдяные сланцы.

В пермо-карбоне на Богемском массиве установился режим орогенеза со сводово-глыбовыми движениями, кото-

рый с поздней перми сменился платформенным. На Молданубском поднятии главным явлением орогенного периода было образование вдоль глубинных разломов северо-восточного простирания весьма крупных (тысячи квадратных километров) Среднечешского и Южно-Богемского массивов гранитоидов, а в Рудногорской области — плутона Рудных гор. При становлении массивов последовательно сменялись диориты и гранодиориты на граниты и лейкограниты. Однако наиболее ранними считаются дурбахиты — меланократовые монцонит-сиенитовые породы, которые, как утверждает В.Д.Козлов [7], являются производными калиевых щелочно-базальтоидных магм мантийного происхождения. Или, иначе, в пермо-карбоновое время для Богемского массива было характерно возбужденное состояние мантии.

В пределах массива размещение урановых месторождений контролируется зонами глубинных разломов. Руды основных урановых жильных месторождений Шлема-Альберода и Пршибрамского рудного поля образовались в конце ранней перми. Рудообразование происходило после становления гранитных массивов (290 млн.лет) и внедрения даек лампрофиров вслед за промышленно продуктивной полиметаллической минерализацией. Однако рудообразование наблюдалось и при последующих киммерийской и альпийской активизациях. Так, для урановой минерализации района установлены радиологические возраста (в млн.лет): 271 (ранняя пермь), 190 (нижняя юра), 120 (ранний мел), 80 (поздний мел) и 0—15 (неоген) [26]. Наименьшие возраста имеют месторождения Стражского блока в Чешской меловой впадине. Блок, насыщенный телами щелочных базальтов, расположен на восточном окончании рифта Огрже, возникшего при альпийской активизации между Рудногорским антиклинорием и Баррандским прогибом.

Урулунгуевский массив относится к Монголо-Приаргунскому внутриконтинентальному вулканическому поясу позднемезозойской тектоно-магматической активизации. Этот массив является юго-западным блоком Приаргунского поднятия, сформировавшегося при развитии прогиба, между Сибирской и Китайской платформами и стабилизировавшегося в раннем карбоне. Формирование прогиба сопровождалось интрузивной деятельностью со становлением гранитоидных массивов, начавшейся в протерозое и достигшей максимальной активности в карбоне. В Приаргунском поднятии такие гранитоиды особенно широко распространены по площади.

Урулунгуевский массив — наиболее приподнятый блок Приаргунского поднятия. Для массива характерны сводовые поднятия с устойчивым воздыманием со времени зарождения в них гранитогнейсовых куполов в протерозое. Мезозойская активизация охватила всю область бывшего прогиба с Приаргунским поднятием. В период активизации возникли связанные с зонами глубинных разломов интрузивные, вулкано-плутонические и вулканические системы, с которыми было сопряжено образование разнообразной рудной минерализации.

Все промышленные месторождения урана сосредоточены в Стрельцовской кальдере, приуроченной к узлу пересечения глубинных разломов, служившему центром проявления вулканизма. Особенность вулканизма — чередование излияний базальтов повышенной щелочности из подкоровых очагов с излияниями дацитов из внутрикоровых и на конечных стадиях липаритов из близповерхнос-

тных магматических очагов. Урановое рудообразование (135 млн.лет) происходило после излияний покровов базальтов, завершивших вулканическую деятельность в кальдере [4].

Судя по имеющимся данным для районов с крупными гидротермальными месторождениями урана характерны две существенные особенности: 1) расположение над активными мантийными структурами, внешним выражением которых могут быть сводовые поднятия, комплексы с концентрически-зональным расположением ареалов метаморфизма, структуры рифтогенного типа; 2) сопряженность рудоподготовительных стадий и стадий рудообразования с периодами крупнейших тектонических перестроек. Так, на всех древних платформах рудоподготовительная стадия имела место при глобальных диастрофических процессах конца раннего протерозоя (1900—1700 млн.лет), а в Кировоградском районе Украинского щита на это время пришлась и стадия рудообразования (1800 млн.лет). В период мощных рифейских тектонических перестроек происходило рудообразование в районах Ист-Аллигейтор (Австралия) и Атабаска (Канада), а во время мезозойской тектоно-магматической активизации, затронувшей весь юг Восточной Сибири, — рудообразование в Восточном Забайкалье, в т.ч. на Стрельцовском рудном поле Урулунгуевского массива, и, кроме того, в Эльконском районе Алданского щита. Не представляет исключения и Богемский массив, где главные месторождения урана возникли в конце ранней перми, поскольку в это время Молданубская зона претерпевала глубинную тектоно-магматическую активизацию на всем протяжении от Богемского массива на востоке до Армориканского на западе.

Надо считать, что расположение над активными мантийными структурами и приуроченность рудоподготовительных стадий и стадий рудообразования к периодам крупнейших тектонических перестроек явились определяющими факторами формирования крупных месторождений. При этом в рудоподготовительные стадии весьма важное значение имели корово-мантийные процессы, генерировавшие кислые магматиты с возникновением мигматитов, гранитов и пегматитов с повышенными содержаниями урана. Такие гранитоиды, или их эффузивные аналоги, или глубинные очаги служили основными источниками урана для месторождений. Так, в районе Ист-Аллигейтор интрузивные граниты и гранитизированные архейские гранитогнейсы отличаются повышенными содержаниями U до 10 г/т, тогда как метаморфизованные породы слоистой осадочной толщи содержат всего U 4—5 г/т и даже в углеродистых сланцах, контролирующих рудные залежи, вне рудных зон содержится U в среднем 6 г/т [32]. Особенно низкими содержаниями U около 3г/т характеризуются анатектические граниты в ядре комплекса Нимбуа. Источником урана не мог быть и платформенный чехол (<4г/т), хотя после его формирования и возникли месторождения. Как уже указывалось, в районе Атабаска в архей-протерозойском фундаменте имеются и интрузии гранитов, обогащенные ураном, и поля ураносодержащих мигматитов и пегматитов, и месторождения урана в натровых метасоматитах. При этом углеродистые горизонты, контролирующие рудные залежи месторождений типа «несогласия», вне рудных зон содержат всего в среднем 1,5 при 3 г/т в окружающих метасеипелитах [27, 35]. Особенно бедно ураном выполнение впадины (не более 1 г/т), в базальных горизонтах которого расположены рудные залежи. Нес-

смотря на это до сих пор бытует утверждение, что уран для месторождений с запасами до 50 тыс. т и более заимствовался именно из выполнения впадины.

Изложенное характерно и для других районов с крупными месторождениями урана. Гранитоиды в таких районах представлены калиевыми типами с явлениями ассимиляции на ранних стадиях становления и обычной для них сменой нормальных гранитов на все более лейкократовые с последовательным ростом содержаний урана. Калий и уран явно привносились. Например, по имеющимся данным [1] в Богемском районе при образовании Среднечешского массива из бедного ураном первичного субстрата было вынесено Mg 82%, Na 32% и привнесено K 52, SiO₂ 6 и U 70,7% (!). Содержание урана в Среднечешском массиве изменяется от 3,5 до 10,5 г/т в поздних разностях. Еще более высокие содержания урана в поздних разностях других массивов 12—16 г/т. Примечательно, что столь же высокими содержаниями U 8—12 г/т и наивысшими K, около 6%, обладают дурбахиты — меланократовые породы монцонит-сиенитового ряда, которые считаются наиболее ранними. Дурбахиты, как утверждает В.Д.Козлов, — производные калиевых щелочно-базальтоидных магм мантийного происхождения [7]. Кроме урана, им свойственны также надкларковые концентрации F, B, Sn, W и некоторых других редких элементов. В Богемском районе гранитоиды заключительной фазы пермо-карбонového магматизма отличаются от более ранних экстремально высокими уровнями накопления гранитофильных элементов, что, учитывая их громадные объемы, необъяснимо с позиций селективного плавления или магматической дифференциации. Причину этого В.Д.Козлов [7] видит в глубинном, флюидном привносе летучих, редких, включая рудные, элементов в базальтоидные и сопряженные с ними коровые магматические очаги с интенсивностью, пропорциональной длительности формирования интрузивных систем.

Привнос урана трансмагматическими растворами весьма вероятен для месторождений Стрельцовского рудного поля, так как здесь чередуются излияния базальтов повышенной щелочности из подкоровых очагов с более кислыми разностями, вплоть до щелочных липаритов. Привнос значительных количеств урана трансмагматическими растворами приемлем и для других районов, включая районы на докембрийских платформах, где имеются калиевые гранитоиды с повышенными содержаниями урана.

В связи с приведенными материалами привлекают внимание представления о степенях зрелости континентальной литосферы Ф.А.Летникова [11], который считает, что со временем мощность континентальной литосферы увеличивается за счет верхней мантии до 150 км и более с прогрессивным вытеснением из мантии флюидов и некогерентных элементов, к числу которых относится и уран. Вытеснение флюидов и некогерентных элементов приводит к их накоплению в астеносфере и разрастанию гранитогенного слоя земной коры за счет привноса SiO₂, K, Na, H₂O. Однако основное обогащение астеносферы некогерентными элементами должно было происходить при их привносе более глубинными мантийными флюидами, о чем свидетельствуют работы Ф.А.Летникова с соавторами [9, 10], А.А.Маракушева с соавторами [12], И.Д.Рябчикова [17]. Важно, что в обоих случаях мощная жесткая литосфера должна быть непроницаемым экраном для глубинных флюидов. Важно также, что глубины в 150 км и более под мощной литосферой соответствуют, по

современным представлениям, уровням генерации высококалиевых магм и флюидов, потенциально способных вызывать явления гранитизации в земной коре.

Если все это так, то можно объяснить приуроченность районов с крупными месторождениями урана к длительно устойчивым блокам и их расположение над позднее возбужденными мантийными структурами. В пределах таких структур при активизации вскрывалась литосфера и в земную кору поступали глубинные флюиды, под воздействием которых происходило гранитообразование, и, если флюиды содержали уран, то возникали и обогащенные ураном гранитоиды.

Повышенная до высокой калиевоcть, пожалуй, наиболее важная особенность урансодержащих гранитов и гранитных пегматитов и мигматитов. Примечательно распределение урановой минерализации в зональных пегматитах. Как утверждает Л.Р.Пейдж [32], в них для урановых минералов наиболее благоприятны зоны богатые калием и менее благоприятны зоны богатые натрием. На тесную связь уранинита с зонами богатыми калием обращает внимание и Р.Б.Форд [25]. Судя по всему, при гранитообразовании уран переносился вместе с калием. Это подтверждается экспериментальными данными В.Б.Ковалю и В.А.Синицына [2], согласно которым в калиевых растворах уранилкарбонатные комплексы высокоустойчивы и могут мигрировать до температур в 600°C, тогда как в натриевых растворах эти комплексы менее устойчивы. По-видимому, по этой причине в зональных пегматитах урановые и урансодержащие минералы концентрируются обычно на границах калиевой и натриево-кальциевой зон.

Полагают также [23], что при гранитообразовании необходимы условия для сохранения четырехвалентного состояния урана и потому должны быть богаче ураном граниты с ильменитом (с малой магнитной восприимчивостью), чем с магнетитом. К такому типу относятся позднемезозойские гранитоиды в Восточно-Забайкальском регионе, где находится Стрельцовское рудное поле. В районе Атабаска (Канада) пониженные значения напряженности магнитного поля объясняются присутствием ильменитовых гранитов и именно к таким зонам приурочены не только месторождения типа «несогласия», но и другая урановая минерализация, включая урансодержащие пегматиты и мигматиты. Однако, должно быть, такое сочетание не является строго обязательным. Например, в Намибии (Южная Африка) имеется месторождение Россинг в аляскитовых гранитах так называемого порфирового типа с бедными рудами, которое расположено в поле повышенных значений напряженности магнитного поля [22].

Как известно, при содержаниях больших, чем суммарная емкость порообразующих минералов гранитов по U в 4,5—5 г/т [19], уран концентрируется в межзерновых пространствах и акцессорных минералах. Анализ распределения урана в гранитах [23] показал, что малокальциевые плюмазитовые граниты более других благоприятны для извлечения урана, так как в них до 80—90% U находится в межзерновых пространствах в легко выщелачиваемой оксидной форме. Что касается перщелочных (агпаитовых) гранитов, для которых обычны повышенные содержания Zr, F, P, редких земель, Th и иных несовместимых элементов, то, хотя они в целом богаче ураном, но уран в них сосредоточен преимущественно в трудно растворимых акцессориях. Однако и из этих гранитов уран может извлекаться в ходе содового метасоматоза, причем вместе

с фосфором, редкими землями и цирконием. Примечательно, что Zr и P характерны для месторождений урана, связанных с альбититами и эйситами.

Ранее, в данной статье было обращено внимание на важность поверхностных окислительных обстановок, имевших место до уранового рудообразования, и на то, что рудообразование происходило при тектоно-магматической активизации со вскрытием потоков CO₂ из подкоровых базальтоидных очагов. Действительно, поверхностные окислительные обстановки возникали до рудообразования во всех районах с крупными гидротермальными месторождениями урана, а присутствие базальтоидов, возможно, характеризует проявление потоков CO₂. Подкоровый базальтоидный магматизм подтверждают: в районе Ист-Аллигейтор — дайки и штоки фonoлитов, Атабаска — дайки диабазов повышенной щелочности, в Эльконском Алданского щита — щелочной вулканоплутонический комплекс, на Богемском массиве — постгранитные дайки лампрофиров, в Стрельцовской кальдере Урулонгуевского массива — излияния диабазов повышенной щелочности, завершавших вулканическую деятельность. При этом время извлечения урана из гранитоидов или магматических очагов изменялось от весьма близкого к их становлению (Урулонгуевский массив), до удаленного на десятки (Богемский массив), сотни (месторождения районов Ист-Аллигейтор и Атабаска) и даже 1500 млн. лет (Эльконский район). Сомнения могут быть относительно месторождений в натровых метасоматитах Кировоградского района (Украинский щит). Однако и они возникли через 200 млн. лет после становления Кировоградско-Новоукраинских гранитов и после даек ранних базальтоидов непосредственно перед внедрением гранитов рапакиви (1770—1720 млн. лет), которые, как считается, формируются при ассимиляции щелочной базальтовой магмы вещества земной коры [21].

Что касается пространственных соотношений источников урана и рудных залежей, то они определялись, прежде всего, структурными условиями. Так, в районе Ист-Аллигейтор основные месторождения Джабилика и Рейнджер непосредственно прилегают к восточному крылу гранитизированного выступа гранитогнейсов, а месторождение Набарлек расположено над скрытой интрузией гранитов. Для этих месторождений можно предполагать непосредственное заимствование урана из гранитов. В сущности, в той же позиции над ураносодержащими гранитами, находится месторождение Шлема-Альберода в Рудногорской части Богемского района. Вероятно, подобное имело место и на месторождении Пришибрам, приуроченном к Среднечешскому гранитному массиву. В восточной части впадины Атабаска, где сосредоточены месторождения типа «несогласия», рудные залежи расположены вдоль цепи гранитогнейсовых куполов. Однако источники урана определенно находились глубже, что подтверждается расположением самых крупных месторождений (Ки-Лейк, Мак-Артур, Сигар-Лейк) практически на одной линии от южного края впадины до ее середины, и указывает на их приуроченность к скрытому глубинному разлому. Далее к северо-востоку разлом веерообразно расщепился на ряд менее значимых, в связи с чем месторождения, уже с меньшими запасами (до первых десятков тысяч тонн) распределены на большей площади. Глубинный источник предполагается [4] для месторождений Стрельцовского района, поскольку существенное повышение концентраций урана в гранитоидах фундамента наблюдается только в пределах рудного поля, а вне его отмечается лишь там, где проявлены

постгранитизационные процессы. Привлекают внимание необыкновенно высокие содержания урана в липаритах Стрельцовской кальдеры (до 21 г/т), магматический очаг которых расположен в 4—5 км от поверхности. Скорее всего этот очаг и служил основным источником урана для проникавших сквозь него рудообразующих растворов. По-видимому, из глубинных источников поступал уран в Кировоградском и Эльконском районах, где рудные залежи проходят вдоль тектонических зон до глубин 2000 м.

Изложенные материалы позволяют предположить, что для крупных гидротермальных месторождений урана характерны:

1. Размещение в длительно устойчивых блоках в районах над активными мантийными структурами, внешним выражением которых могут быть сводовые поднятия, комплексы с концентрически-зональным расположением ареалов метаморфизма, структуры рифтогенного типа.

2. Сопряженность рудоподготовительных стадий и стадий рудообразования с периодами крупнейших тектонических перестроек, таких как диастрофические процессы конца раннего протерозоя, мощные рифейские тектонические перестройки, активизация мезозойского времени.

3. Масштабный кислый магматизм калиевого типа в рудоподготовительную стадию с возникновением гранитоидов и их эффузивных аналогов с повышенными содержаниями урана. При этом полагают [23], что богаче ураном должны быть граниты с ильменитом (с меньшей магнитной восприимчивостью), а не с магнетитом, и что для извлечения урана более других благоприятны малокальциевые плюмазитовые граниты. Менее благоприятны перщелочные (агпайтовые) граниты, так как в них уран сосредоточен главным образом в трудно растворимых акцессориях и для извлечения урана из них необходимы преобразования типа содового метасоматоза.

4. Развитие перед рудообразованием поверхностных окислительных обстановок, признаками которых служат коры выветривания окислительного типа и красноцветные континентальные терригенные отложения. Важно, чтобы эти обстановки были приурочены к периодам воздымания, глыбовых перемещений и вскрытия разломов.

5. Сопряженность рудообразования с глубинной активизацией со вскрытием подкоровых базальтоидных очагов преобладающе щелочной направленности. Внешним выражением этого могут быть постгранитные дайки лампрофиров, дайки диабазов повышенной щелочности, дайки и штоки фonoлитов, щелочные вулканоплутонические комплексы. При этом урановое рудообразование может быть сближенным во времени с рудоподготовительной стадией или отдаленным от нее на десятки и сотни миллионов лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арапов Ю.А., Бойцов В.Е., Кремчуков Г.А. и др. Урановые месторождения Чехословакии. — М., Недра, 1984.
2. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. — Киев: Наукова Думка, 1995.
3. Гидротермальные месторождения урана / Под ред. Ф.И.Вольфсона. — М.: Недра, 1978.
4. Ицуква Л.П., Ю.А.Игошин, Б.В.Авдеев и др. Геология Урулонгуевского рудного района и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. — М.: Геонформ-марк, 1986.
5. Казанский В.И. Мантийно-коровые рудообразующие системы Украинского и Балтийского щитов: Кировоградский и Печенгский рудные районов // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 6. С. 502—519.

6. Казанский В.И., Максимов Е.П. Геологическая позиция и история формирования Эльконского урановорудного района (Алданский Шит, Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 3. С. 212—230.
7. Козлов В.Д. Отражение особенностей геохимической эволюции варисского гранитоидного магматизма в металлогении Богемского массива // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 5. С. 459—475.
8. Лавров Н.П., Винокуров С.Ф. Условия образования крупных полихронных месторождений урана (на примере Северной Австралии) // Итоги науки и техники. Сер. Рудные месторождения. Т. 21. — М., 1988.
9. Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. — М.: Наука, 1977.
10. Летников Ф.А., Феоктистов Б.Д., Остапчук И.М. и др. Флюидный режим формирования мантийных пород. — Новосибирск: Наука, 1980.
11. Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования. Смирновский сборник-99. — М.: Изд-во МГУ, 1999. С. 63—98.
12. Маракушев А.А., Русинов В.Л., Зотов И.А. и др. Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 6. С. 483—501.
13. Мизута А.К. Состав и парагенетические минеральные ассоциации урановых руд Эльконского района (Алданский шит, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 49. № 4. С. 323—343.
14. Пакульнис Г.В. О роли эндогенных и экзогенных факторов в формировании масштабных гидротермальных месторождений урана // Отечественная геология. 2001. № 4. С. 3—8.
15. Прохоров К.В., Лихоманов Л.Г., Казанский В.И., Звягинцев Л.И. Скальный разлом и дайки метадiorитов Эмельджакского флогопитового месторождения / Эндогенное оруденение древних щитов. — М.: Наука, 1978. С. 76—100.
16. Рыбалов Б.Л., Омельяненко Б.И. Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений. — М.: Наука, 1988.
17. Рябчиков И.Д. Глубинные геосферы и рудогенез // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 3. С. 195—207.
18. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. — Л.: Недра, 1974.
19. Шаров В.И., Гречишников Г.А. О поведении разломов и природе сесмических границ в разрезе континентальной коры. Тезисы докладов XXVII МГК. Т. 1У. Секция 08, 09. 1984.
20. Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. — Л.: Недра, 1983.
21. Cathelineau M. (1987) U-Th-REE mobility during albitization and quartz dissolution in granitoids: evidence from south-east French Massif Central. *Bull. Mineral.* 110. P. 249—259.
22. Correlation of Uranium Geology between South America and Africa. IAEA. Vienna 1986. Technical Reports. Series 270. P. 142—147.
23. Cuney and Friedrich. Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. *Bull. Mineral.* (1987). 110. P. 235—247.
24. Darnley A.G. The relationship between uranium distribution and some major crustal features in Canada. *Min. Mag.* 1981. 44. P. 425—436.
25. Ford R.B. Mineralogy of a Uraninite-Bearing Pegmatite, Lac La Ronge, Saskatchewan. *Econ. Geol.* 1955. Vol. 50. P. 196—205.
26. Forster B., Haack U., Philippe S. Phases of pechblende mineralisation in the Erzgebirge. In international conference «Uranium geochemistry». Nancy, 2003.
27. Laine R.T. Uranium deposits of the Carswell structure, Uranium Deposits of Canada. 1988. P. 155—169.
28. Lewry J.F., Sibbald T.I.I. Thermotectonic evolution of the Churchill Province in northern Saskatchewan; *Tectonophysics* 68. 1980. P. 45—82.
29. McKay A.D. and Mieztis Y. «Australia's Uranium» AGSO — Geoscience Australia. Mineral Resource, Report 1.
30. Needham R.S., Roarty M.I. Regional survey of metallic mineralisation in the Pine Creek geosyncline. Extended Abstracts of the IUS on the Pine Creek geosyncline. 1980. P. 139—143.
31. Needham R.S., Ewers G.R., Ferguson J. Pine Creek geosyncline (IAEA-TC-450.5/9) In Recognition of Uranium Provinces. IAEA, 1988, Vienna.
32. Page L.R. Uranium in Pegmatites. *Econ. Geol.* 1950. Vol. 45. P. 12—34.
33. Page R.W., Compston W., Needham R.S. Geochronology and evolution of the late Archaean Basement and Proterozoic rocks in the Alligator Rivers uranium field, N.T. Australia. Ferguson J., Goleby A.B., eds. Uranium in the Pine Creek geosyncline. Vienna: IAEA, 1980. Proc. Ser. P. 39—68.
34. Sibbald T.I.I. Geology and genesis of the Athabasca basin uranium deposits. (IAEA-TC-450.5/4) In Recognition of Uranium Provinces. IAEA. 1988. Vienna.
35. Wallis R.H., N. Saracoglu, J.J. Brummer and J.P. Golightly. Geology of the McClean Uranium Deposits. In Uranium Exploration in the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada, ed E.M. Cameron; Geological Survey of Canada. 1983. Paper 82—11. P. 71—110.

УДК 553 (495+493.5)

© А.А.Шарков, 2005

О генезисе органогенно-фосфатных месторождений урана и редких земель Мангышлака

А.А.ШАРКОВ (ФГУП ВИМС)

Прошло 50 лет с тех пор как в пустынных районах Мангышлака были обнаружены уникальные ураново-редкометалльные месторождения, представленные костным детритом рыб [24], которые и по сей день остаются геологическим феноменом, известным только в одной формации Земли — майкопской, олигоцен-раннемиоценовой (рис. 1).

Главная особенность органогенно-фосфатных месторождений урана и редких земель — двойственный характер генезиса. Первичный источник рудных компонентов имел эндогенную природу, а их накопление и распределение в металлоносных ископаемых остатках ихтиофауны происходило в экзогенных условиях по законам осадочной седиментации. Именно поэтому сложно было выяснить происхождение рассматриваемых месторождений.

На протяжении нескольких десятилетий они привлекают пристальное внимание многих исследователей, стремившихся познать природу грандиозных скоплений металлоносных ископаемых остатков ихтиофауны, установить причины длительного прижизненного обитания рыб в строго определенной биозоне морского бассейна, их периодически повторявшейся катастрофической гибели, а также выяснить первичные источники рудных металлов и условия концентрации в пластовых залежах месторождений.

Первые попытки расшифровать механизм образования рудных залежей ураноносного костного детрита в отложениях верхнего олигоцена Мангышлака были предприняты еще на ранней стадии их изучения [21]. В то время исследователи выдвигали различные, нередко противоречивые,

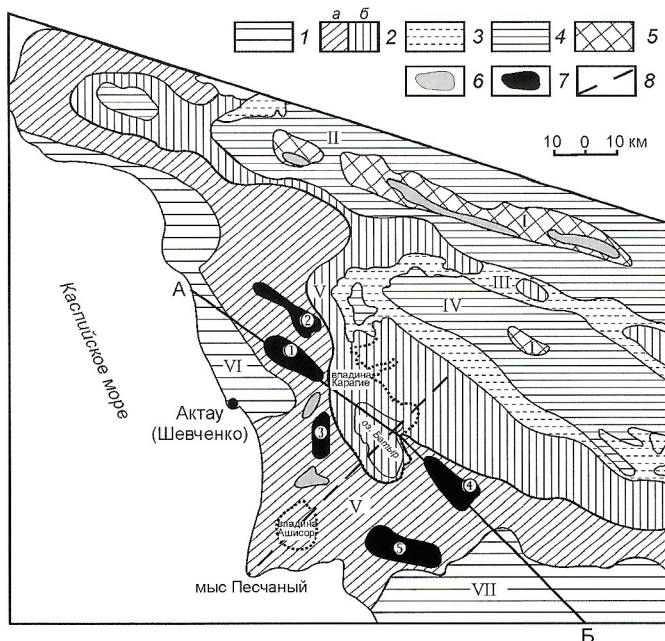


Рис. 1. Схематическая геологическая карта западной части полуострова Мангышлак (со снятым неоген-четвертичным чехлом):

майкопская серия: 1 — нижний миоцен, 2 — олигоцен (а — нижний, б — верхний), 3 — палеоцен и эоцен нерасчлененные; нерасчлененные: 4 — мел, 5 — юра, 6 — пермо-триас; 7 — органогенно-фосфатные месторождения урана и редких земель (цифры в кружках): 1 — Меловое, 2 — Томак, 3 — Тасмурун, 4 — Тайбагар, 5 — Садырнын; А-Б — линия геологического разреза; 8 — линия разлома; основные тектонические элементы: Центрально-Мангышлакская система дислокаций: I — Каратауская мегаантиклиналь, зоны: II — Тюб-Караганская антиклинальная, III — Чакырганская синклиальная, IV — Беке-Башкудукская антиклинальная; Южно-Мангышлакский прогиб: V — Карагинское поперечное поднятие; синклинали: VI — Сегендыкская, VII — Жазгурлинская

гипотезы б[происхождения. Однако этот вопрос долгое время оставался открытым. И лишь спустя много лет после обнаружения месторождений были выяснены палеотектонические и палеогеографические условия формирования пластовых залежей, а также механизм накопления столь громадных масс ископаемых остатков рыб [23, 24]. В этих работах показано, что формирование рудных залежей органогенно-фосфатных месторождений урана Мангышлака генетически связано с конседиментационным Карагинским поднятием, которое являлось основным источником сноса органогенного материала (рис. 2).

Что касается первичных источников урана и редких земель, связанных с костным детритом рыб, а также сульфидов железа и других элементов, фиксируемых в рудных залежах, то до последнего времени они оставались проблематичными [18, 24].

В предыдущих публикациях, при рассмотрении условий формирования рудных залежей и механизма накопления ураноносного костного детрита рыб, исследователи впервые предположили, что источником урана и редких земель являлся подводный вулканический очаг, из которого эти элементы и другие компоненты поступали в верхнеолигоценно-

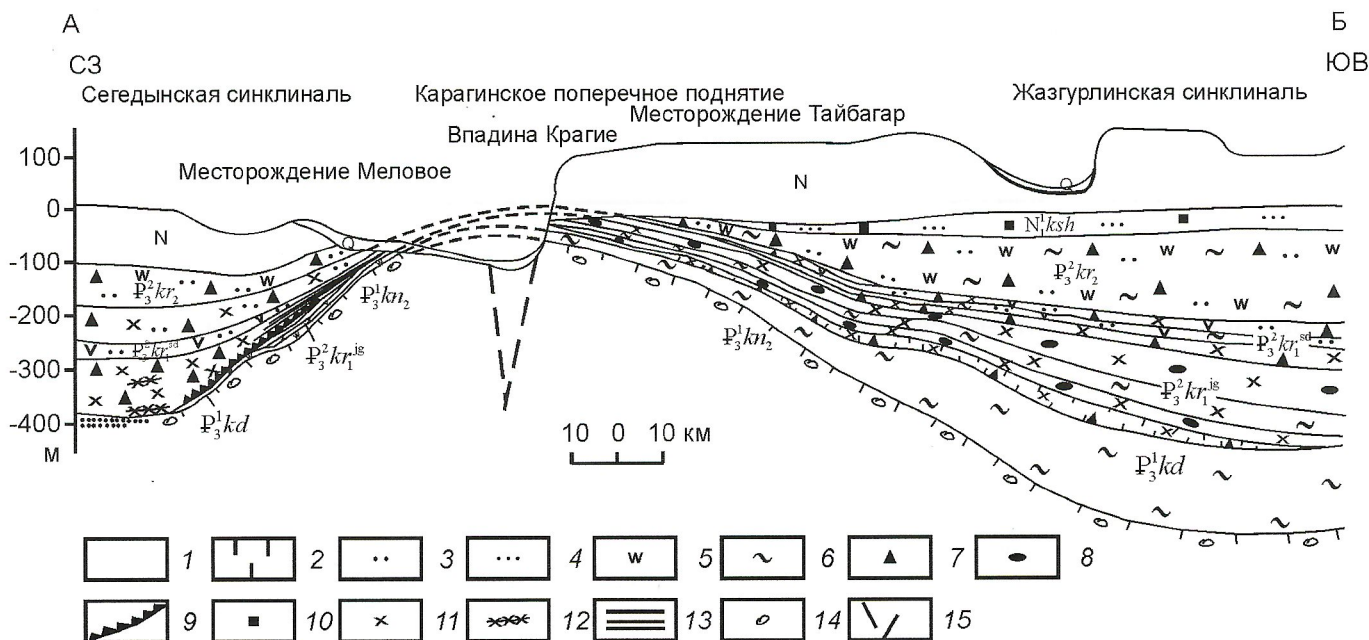


Рис. 2. Поперечный разрез через Карагинское поднятие (линия А—Б):

1 — глина; 2 — глина известковая; 3 — присыпки алевроита; 4 — глина алевроитистая; 5 — водорослевидные остатки; 6 — ходы илоедов; 7 — тонкодисперсный пирит; 8 — пятнистые выделения пирита; 9 — сульфидный прослой (СП₂); 10 — выделения кристаллического пирита; 11 — рассеянные остатки рыб; костный детрит рыб; 12 — прослои, 13 — рудные залежи; 14 — остракоды; 15 — зона разлома; нижний олигоцен: P₃kd — каундинские слои; верхний олигоцен: P₃kr — карагинская свита; P₃kr₁ — нижняя (рыбная) подсвита (горизонты: P₃kr₁^{is} — жазгурлинский, P₃kr₁^{sd} — сегендыкский); P₃kr₂ — верхняя подсвита; нижний миоцен: N₁ksh — кашкартинская свита, N — неоген нерасчлененный, Q — четвертичные образования; положение разреза см. рис. 1

вый морской бассейн [24, 25]. И только в последние годы, на основе углубленного всестороннего анализа фактических данных, автор пришел к чрезвычайно важному и достаточно обоснованному выводу, что образование рудных залежей органогенно-фосфатных месторождений урана и редких земель было обусловлено вулканической деятельностью, проявившейся в позднеолигоценовое время на Мангышлаке, в период формирования рудоносных отложений.

Поскольку их подробная характеристика и пластовых залежей костного детрита рыб изложена ранее [24, 25], то здесь кратко остановимся лишь на тех основных чертах и признаках, которые в той или иной степени отражают вулканическую деятельность в процессе формирования металлоносных отложений и образования рудных залежей.

Основные характерные черты строения и литологического состава рыбной подсвиты. Сравнительно однородная толща рыбной подсвиты (>400 м) разделяется по внутриформационному перерыву в осадконакоплении на два различных горизонта: жазгурлинский (подрудный) и сегендыкский (рудный).

Жазгурлинский горизонт характеризуется частым чередованием разных по цвету, составу и текстуре прослоев глин (0,2—1 м) с рассеянными в них мелкими остатками рыб, чешуйками органического вещества и распыленным тонкодисперсным пиритом. Среди этих отложений довольно резко выделяются прослой светло-серых (белесых) массивных глин (0,1—0,4 м), в которых часто встречаются только ходы илоедов, выполненные пиритом. Содержание урана в темных глинах колеблется от 0,001 до 0,004%, а в светлых — около 0,0005%.

На территории Мангышлака отложения жазгурлинского горизонта распределяются весьма неравномерно. Общая минимальная мощность их наблюдается в северо-западной части района (1—2 м), где на них с размывом залегает маломощный (0,1—0,3 м) сульфидный прослой (СП₂). К юго-востоку и югу осадки жазгурлинского горизонта испытывают значительные фациальные изменения. В этих направлениях происходит постепенное увеличение в разрезе количества прослоев светло-серых глин с ходами илоедов (4—25), а также уменьшение содержания в темных глинах остатков рыб, бурых чешуек органического вещества и тонкодисперсного пирита, вследствие чего они приобретают светлую окраску в наиболее погруженной зоне Жазгурлинской синклинали, где мощность отложений в общем возрастает до 180 м (см. рис. 2).

Для отложений подрудного горизонта наиболее характерными чертами являются: 1) сравнительно однородный гидрослюдистый состав глин; 2) ритмичное строение; 3) присутствие в глинах только мелких рассеянных остатков рыб, не образующих каких-либо скоплений; 4) наличие определенных сочетаний признаков, указывающих на изменение геохимической обстановки и условий осадконакопления; 5) минимальная мощность отложений в северо-западной части района (1—2 м) и максимальная (180 м) на юго-востоке в пределах Жазгурлинской синклинали; 6) низкое фоновое содержание урана (0,002%).

Сегендыкский горизонт. Отложения рудного горизонта, по сравнению с подрудным, распространены более широко на территории Мангышлака. Они простираются к северо-западу и юго-востоку от Карагинского поперечного поднятия, в пределах которого их мощность не превышает 1—5 м и достигает максимальных величин в Сегендыкской (230 м) и Жазгурлинской (75 м) синклиналях (см. рис. 2).

Глинистая толща рудного горизонта довольно резко выделяется на фоне подстилающих ее пород более темной окраской, значительным содержанием органогенного материала и тонкодисперсного пирита, а также наличием многочисленных скоплений и прослоев ураноносного костного детрита рыб, образующих рудные залежи.

Сегендыкский горизонт подразделяется на три пачки (нижняя, средняя и верхняя). Нижняя (собственно рудная) рыбная пачка включает в себе все известные на Мангышлаке органогенно-фосфатные месторождения урана и редких земель [24]. Она представлена наиболее темными глинами, обогащенными органическим веществом, остатками рыб и тонкодисперсным пиритом, в которых часто встречаются линзовидные включения халцедона вблизи от Карагинского поперечного поднятия.

В северо-западной части района рудоносные отложения залегают несогласно со значительным размывом на различных по возрасту породах жазгурлинского горизонта или на более древних породах верхнего олигоцена. Здесь почти повсеместно в основании рудной пачки присутствует сульфидный прослой (СП₂), который прослеживается на расстояние 100—200 км (см. рис. 2).

В районе Карагинского поперечного поднятия на тех участках, где сульфидный прослой отсутствует, на размытой поверхности подстилающих глин, обычно залегают прослой костной брекчии (0,1—0,3 м). Нижний прослеживается в пределах месторождения Меловое в северо-западном направлении на расстоянии 10 км, а верхний — на 5 км. Среди грубообломочного материала в этих прослоях довольно часто встречаются очень крупные кости (до 12 см) и позвонки морских млекопитающих животных (до 15—25 см), многочисленные зубы акул (1—5 см) разного возраста, слуховые кости китов, стяжения и окатанные гальки фосфоритов (до 3 см) и редкие кости птиц (до 5 см). Обычно такая порода вблизи Карагинского поперечного поднятия пропитана смесью барита и целестина, вследствие чего она приобретает массивный облик и очень резко выделяется на фоне костного детрита рыб.

По вещественному составу отложения нижней рыбной пачки в значительной степени отличаются от подстилающих глин жазгурлинского горизонта более высоким содержанием тонкодисперсного пирита (в 2 раза), остатков рыб (в 4 раза), а также урана, содержание которого колеблется в них от 0,004 до 0,01% [24].

Рудоносные отложения претерпевают значительные фациальные изменения как к северо-западу, так и юго-востоку от рассматриваемого поднятия. В этих направлениях в темных (бурых) глинах наблюдается постепенное уменьшение содержания остатков рыб, органического вещества и тонкодисперсного пирита, в результате чего глины приобретают светлую окраску в пределах Сегендыкской и Жазгурлинской синклиналей. Также отмечается существенное уменьшение содержания урана в глинах по мере удаления от указанного поднятия в северо-западном и юго-восточном направлениях (до 0,0018%).

Одна из основных характерных черт рудной пачки — весьма неравномерное распределение ее отложений на территории Мангышлака. Это обстоятельство было обусловлено значительными тектоническими нарушениями, которые привели к образованию крупного глубинного разлома типа грабена в ядре антиклинальной структуры.

Рудовмещающие отложения в центральной зоне Карагинского поперечного поднятия полностью отсутствуют

(см. рис. 2), а вблизи его свода мощность их не превышает 1—5 м, тогда как в Сегендыкской и Жазгурлинской синклиналях она возрастает соответственно до 120 м и 30 м. Столь значительная разница в мощности (в 4 раза) рудоносных отложений, наряду с другими факторами, убедительно свидетельствует о наличии тектонического разлома в ядре Карагинского поднятия, которое протягивается с погружением в юго-западном направлении на 70 км.

Данное поднятие относится к мангышлакским складчатым дислокациям, заложенным в начале юрского периода [26]. В последующие эпохи они продолжали унаследованно развиваться. Однако в отличие от других максимальное развитие конседиментационной карагинской структуры произошло в конце позднеолигоценного времени, а точнее в сегендыкский период осадконакопления, когда в области шельфа морского водоема возникла обширная подводная отмель [24].

Тектонический анализ мощности отложений рыбной подсытки позволяет предположить, что глубинный разлом в ядре Карагинского поперечного поднятия произошел в дорудный период осадконакопления и впоследствии играл большую роль в формировании и развитии подводного вулканического очага. Существование его во время накопления рудоносных отложений подтверждается фактическими материалами, приведенными ниже.

Признаки вулканической деятельности в рудоносных отложениях. Наиболее характерная черта собственно рудной рыбной пачки — локализация в ее составе всех пяти месторождений урана и редких земель [24], приуроченных к единому горизонту. Расположены они вблизи свода Карагинского поднятия (см. рис. 1), где пластовые скопления костного детрита рыб имеют компактное строение (0,2—0,7 м) и выходят на дневную поверхность в крутом обрывистом юго-восточном борту впадины Карагие (месторождения Тайбагар, Садырнын), а также в более пологом северо-западном (месторождения Меловое, Томак, Тасмурун).

В рудных залежах, крупных месторождений, обычно выделяются четыре разновозрастных пласта, которые в

противоположных направлениях от Карагинского поперечного поднятия постепенно расслаиваются на протяжении 20—30 км, достигая общей мощности 8—10 м (Меловое, Тайбагар).

По составу и строению рудные залежи очень сходны, но отличаются между собой по содержанию основных компонентов (табл. 1), что указывает на некоторое различие условий их образования. Не останавливаясь на подробном рассмотрении этого вопроса, отметим — пластовая залежь месторождения Тайбагар формировалась в сравнительно мелководных условиях, а накопление огромных масс костного детрита на месторождении Меловое одновременно происходило в относительно глубоководной обстановке [23, 24]. Данные табл. 1 показывают, что содержания урана и редких земель в рудных пластах различных зон бассейна практически одинаковые.

Такое равномерное распределение редких элементов в костном детрите рыб разных пластовых залежей, расположенных в приразломной зоне, определенно свидетельствует о наличии единого эндогенного источника, из которого в процессе подводных извержений редкие металлы, наряду с гидроксидами железа и другими элементами выносились гидротермальными растворами в морской бассейн, где редкие металлы сорбировались на костном детрите рыб, а другие расходовались на образование сульфидов железа и некоторых аутигенных минералов.

Этот единый эндогенный источник указанных элементов, по нашему мнению, находился в пределах Карагинского поднятия, что подтверждается весьма различной концентрацией основных элементов в остатках рыб и многочисленных скоплениях костного детрита рыб, а также сопутствующих сульфидов железа и элементов-примесей в рудных залежах, расположенных на различном расстоянии от указанного поднятия.

В первую очередь следует обратить внимание на значительную разницу между содержанием урана в отдельных рассеянных остатках рыб в глинах погруженной зоны месторождений (0,001—0,01%) и костном детрите из компактной части рудных залежей, расположенных на скло-

1. Сравнительная характеристика среднего состава рудных пластов месторождений Меловое и Тайбагар

Месторождение, пласт	Содержание, %		Вещественный состав, %				
	U	ΣTR	Глина	Пирит	Костный детрит	Карбонат	Терригенный материал
Меловое, юго-восточная часть							
IV	0,05	0,21	52,0	32,0	15,0	1,0	0,4
III	0,045	0,18	46,0	37,0	16,0	1,0	0,6
II	0,04	0,22	38,0	36,0	22,0	2,0	2,0
I	0,035	0,14	34,0	37,0	24,0	2,4	2,6
Тайбагар, северо-западная часть							
IV	0,05	0,22	30,0	10,2	29,4	30,0	0,4
III	0,05	0,21	46,0	17,0	24,6	12,0	0,4
II	0,035	0,18	63,0	15,0	15,6	6,0	0,4
I	0,04	0,20	66,5	11,0	20,5	1,6	0,45

нах Карагинского поднятия (0,2—0,5%). Подобное обстоятельство объясняется главным образом продолжительностью времени непосредственного контакта остатков рыб и костного детрита с морской водой в процессе извлечения из нее редких элементов. Если минимальное содержание урана и редких земель в рассеянных остатках рыб было обусловлено их быстрым захоронением в глинистых осадках и полной изоляцией от воздействия придонных морских вод, то максимальная концентрация этих элементов в мелкораздробленном костном детрите связана с многократным длительным перебиванием и перетолжением дезинтегрированных остатков рыб.

Важным признаком влияния вулканической деятельности на формирование рудных залежей также является состав редкоземельных элементов в ископаемых остатках ихтиофауны, который характеризуется преобладанием четырех элементов (Ce, Zr, Y, Nd) и наличием европия (табл. 2). Содержание европия в них более чем в 30 раз выше кларка.

Ранее исследователи установили наличие положительной европиевой аномалии в редкоземельных элементах древних фосфоритов морского происхождения на континентах [1]. Как утверждает Г.Н.Батуринов, редкоземельные элементы, содержащиеся в гидротермах, несут на себе четкую гидротермальную метку в виде положительной европиевой аномалии. Факт наличия в костном детрите месторождений Мангышлака европиевой метки — один из основных аргументов, свидетельствующий о вулканогенно-гидротермальном источнике редкоземельных элементов.

Характерной особенностью состава рудных залежей, отражающей вулканическую деятельность, является также обильная сульфидная минерализация пластовых скоплений костного детрита рыб. Содержание сульфидов железа в них обычно составляет в среднем 35%, а на отдельных месторождениях 50—60% (Тасмурун). Такое необычное явление на протяжении нескольких десятилетий было загадкой. Вопрос о происхождении и накоплении подобных огромных масс железа (десятки миллионов тонн) в рудных залежах до сих пор оставался нерешенным.

В более ранней публикации автор впервые предположил, что источник гидроксидов железа располагался в пределах

Карагинского поперечного поднятия и указал на вероятную локализацию сульфидов железа в присводовой части поднятия после гибели рыб [25]. В дальнейшем это мнение полностью подтвердилось. Следует подчеркнуть, что максимальная концентрация сульфидов железа (до 50—60%) фиксируется в рудных залежах, расположенных вблизи свода антиклинального поднятия, а по мере удаления от него в противоположных направлениях, содержание сульфидных компонентов в пластовых скоплениях костного детрита рыб постепенно снижается и далее за пределами месторождений быстро рассеивается в глинах.

Наряду с этим надо особо отметить, что по составу и текстуре сульфидные компоненты из рудных залежей и сульфидного прослоя СП₂, фиксирующем поверхность внутриформационного перерыва, в значительной степени отличаются, что указывает на различные источники и условия их образования. Так, если гидроксиды железа накапливались в северно-западной части района на поверхности суши, в процессе выветривания подрудных отложений [24], то в период формирования рудных залежей они поступали в морской бассейн из подводного вулканического очага с гидротермальными растворами. Об этом свидетельствуют минеральный состав и форма сульфидных образований, а также сопутствующие элементы-примеси.

Сульфиды железа в рудных залежах представлены в основном пиритом, в меньшей степени марказитом и незначительно — моносulfидом. В компактных частях всех залежей наиболее широко развит сажистый скрытокристаллический пирит, на долю которого приходится свыше 85% от общего содержания сульфидов железа в рудах. Обычно в смеси с глинистым веществом тонкодисперсный пирит цементирует костно-детритовую массу и реже образует гнезда и линзы в глинистых прослоях. В погруженных зонах содержание тонкодисперсного пирита повсеместно уменьшается, а количество кристаллического пирита увеличивается. При этом возрастает роль марказита. Пирит и марказит образовались из коллоидных растворов. Моносulfид железа встречается в рудах лишь в виде включений в костных остатках, в которых он образует тонкую вкрапленность игольчатых или пластинчатых кристаллов, обладающих магнитными свойствами [14].

2. Состав редкоземельных элементов в костном детрите из майкопских отложений п-ва Мангышлак (усредненные данные)

Число анализов, источник	Материал	Zr	Ce	P ₂	Nd	Sm	Eu	Cd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Y
5, по А.В.Коченову, %	Костный детрит	14,9	25,0	5,3	13,1	5,3	0,2	5,0	0,3	4,5	0,3	4,2	3,2	18,8
10, по А.В.Коченову, %	«	14,8	26,7	5,3	12,5	5,4	0,2	5,0	0,4	4,6	0,3	4,2	3,2	18,3
1, по Г.Н.Батуринову, г/т	Зубы акул	430	570	73,1	313	64	14,6	85,5	12,0	72,7	19,0	43,9	40,8	—
1, по Г.Н.Батуринову, г/т	Слуховая кость кита	118	129	182	777	15,0	3,4	22,4	2,8	17,9	5,0	11,1	9,6	—
1, по Г.Н.Батуринову, г/т	Реберная кость кита	660	820	105	441	78,8	19,7	110	1,6	99,4	27,3	66,3	60,2	—

По составу первичный коллоидный сульфид железа был, по-видимому, сложным, на что указывают постоянно присутствующие в пирите элементы-примеси: Zn, Cu, Ni, Co, Mo, Cr, As, среднее содержание которых в рудах приведено в табл. 3, а в сульфидном концентрате оно увеличивается в три раза.

В рудной массе отмечаются очень мелкие включения сфалерита, халькопирита и галенита, наблюдающиеся только под микроскопом в полированных шлифах. Наряду с сульфидами железа, в приподнятой части месторождения Меловое, были обнаружены магнетит и самородное железо в виде небольших шариков (доли миллиметра). Такая своеобразная форма выделений оксидного и самородного железа, наряду с рядом малых элементов, фиксируемых в сульфидах, указывает на весьма специфические условия их формирования при поступлении в морской бассейн с гидротермальными растворами.

Для подтверждения влияния вулканической деятельности на процесс сульфидизации пластовых скоплений костного детрита рыб приведем конкретные данные по элементному составу и степени концентрации различных примесей в современных рудоносных осадках Красного моря [4] и рудных залежах месторождений Мангышлака (см. табл. 3).

Набор элементов в гидротермальных осадках Красного моря и сульфидах железа из руд месторождений п-ва Мангышлак практически один и тот же. Тем не менее, степень обогащения сульфидного компонента некоторыми элементами (Pb, Ni, Co, Mo, Cr) в рудных залежах костного детрита рыб более высокая по сравнению с рудоносными осадками Красного моря. Отсюда следует, что сульфиды железа и сопутствующие элементы в пластовых скоплениях костного детрита рыб генетически связаны с подводным эндогенным (вулканогенным) источником.

Таким образом, в настоящее время установлено, что костный детрит рыб и сульфиды железа в рудных залежах на месторождениях п-ва Мангышлак накапливались одновременно, но под влиянием совершенно разных источников: биогенного для костного детрита рыб и эндогенного (вулканогенного) для сульфидов железа, находившихся в одном и том же районе, т.е. в пределах Карагиинского поперечного поднятия.

Именно такое чрезвычайно редкое в природе стечение обстоятельств предопределило тесную пространственную связь в рудных залежах костного детрита рыб и сульфидов железа.

Наконец главное доказательство проявлений вулканической деятельности во время образования ураново-редкометалльных месторождений п-ва Мангышлак — туффитовые прослои, которые встречаются исключительно в рудоносных отложениях нижней рыбной пачки. Они характеризуются небольшой мощностью (0,1—0,15 м), значительной выдержанностью (десятки километров) и достаточно широким распространением на рассматриваемой территории.

В разрезе рудной пачки туфогенные прослои наблюдаются на четырех уровнях, синхронных по времени образования четырем рудным пластам, выделенным в крупных пластовых залежах костного детрита рыб различных месторождений (Меловое, Тайбагар, Томак).

В северо-западной части района на обширных площадях, расположенных к северу и западу от месторождения Меловое на расстоянии 5—30 км, во вмещающих глинах было зафиксировано несколько прослоев вулканического пепла, приуроченных к определенным стратиграфическим уровням. Такие типичные эндогенные образования встречаются в глинистых осадках на разном удалении от свода Карагиинского поперечного поднятия, т.е. от зоны глубинного разлома, где размещался подводный вулканический очаг (рис. 3).

Первый прослой залегает в нижней части рудной пачки и прослеживается по скважинам в пределах южного и северного бортов, а также в осевой части Сегендынской синклинали в северо-западном направлении на 25—30 км. Второй и третий расположены выше по разрезу и занимают небольшие площади (5×10 км) в 10 км к северу от месторождения Меловое, а четвертый наблюдается в верхней части рудной пачки, в 35 м от ее подошвы. Этот прослой протягивается широкой полосой (10—15 км) вдоль оси Жетыбайского поднятия на северо-запад почти на 40 км. Аналогичные прослои туфогенного материала были установлены и в юго-восточной части района в пределах Жазгурлинской синклинали, где они также залегают на четырех уровнях в разрезе рудной пачки и прослеживаются на

3. Сопоставление среднего содержания элементов в рудоносных осадках Красного моря и рудных залежах месторождений п-ва Мангышлак

Район; тип осадка, руды	Содержание, %									
	Fe	Mn	Ti	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Mo	Cr
Красное море; железорудный	49,3	0,45	0,054	0,1863	0,1059	0,0059	0,0041	0,0043	—	0,0022
Красное море; железомарганцеворудный	18,7	16,9	0,11	0,4233	0,0431	0,0236	0,0052	0,0037	—	0,0031
Красное море; металлоносный	9,0	1,6	0,30	0,0819	0,0115	0,0034	0,0075	0,0025	—	0,0047
Мангышлак; сульфиды железа	25,0	0,14	0,41	0,23	0,035	0,010	0,10	0,02	0,04	0,0070
Мангышлак; концентрат	48,0	0,45	0,90	0,60	0,10	0,030	0,30	0,06	0,12	0,21

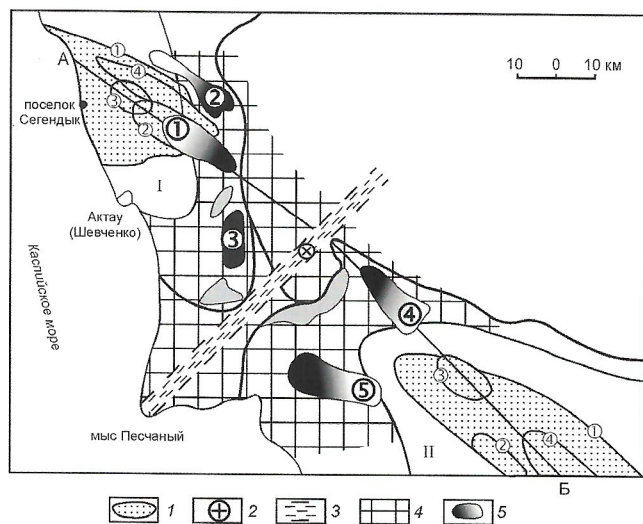


Рис. 3. Схема распространения вулканогенного материала в рудоносных отложениях нижней рыбной пачки Южного Мангышлака:

1 — контуры размещения туффовых прослоев, их номера; 2 — предполагаемое местонахождение подводного вулканического очага; 3 — зона глубинного разлома; 4 — область Карагинского поперечного поднятия; 5 — расположение рудных залежей в районе Карагинского поднятия, их номера; А—Б — линия поперечного разреза; синклиналь: I — Сегендыкская, II — Жазгурлинская

значительных площадях, удаленных на 10—15 и 60—70 км к юго-востоку от месторождения Тайбагар (см. рис. 3).

В общем, туфогенные прослои довольно четко выделяются на фоне темных глин фиолетово-серой окраской и массивным обликом. Они представлены однородной пелитоморфной массой монтмориллонита, образованной за счет разложения вулканического стекла, сохранившегося в виде реликтовых мелких (до 0,1 мм) угловатых игольчатых осколков типичных для пепловых частиц. Следует подчеркнуть, что фиксируемая в разрезах видимая мощность туффовых прослоев (3—15 см) не отражает мощность первоначальной исходной массы осаждавшегося пепла, так как в процессе гальмиролиза основная часть его была преобразована в монтмориллонит.

Приведенные фактические данные дают нам полное основание сделать вывод о том, что источником пеплового материала служил подводный вулканический очаг, располагавшийся в приразломной зоне в пределах Карагинского поперечного поднятия. Отсюда после многократных извержений подводного вулкана пепел выбрасывался в атмосферу и разносился ветром на окружающем пространстве морского водоема в радиусе до 70—120 км (см. рис. 3).

Завершая рассмотрение признаков, отражающих проявление вулканической деятельности в период формирования рудоносных отложений сегендыкского горизонта, остановимся кратко на особенностях строения и состава двух других пачек. Средняя пачка, залегающая выше по разрезу горизонта, представлена зеленовато-серыми глинами с водорослевидными растительными остатками. Главная характерная черта этих пород — почти полное отсутствие остатков рыб. Минимальная мощность отложений <1 м в пределах описываемого поднятия, а максималь-

ная 20—25 м в Сегендыкской и Жазгурлинской синклиналях. Содержание урана в зеленовато-серых глинах не превышает 0,002%. Верхняя рыбная пачка по внешнему облику и вещественному составу наиболее сходна с нижней рудоносной и отличается от нее только наличием маломощных (1—3 см), реже до 10—15 см, разрозненных прослоев костного детрита рыб. Весьма симптоматично, что в темных глинах верхней пачки совершенно отсутствуют какие-либо признаки туфогенного материала. Это определенно указывает на затухание вулканической деятельности в конце сегендыкского периода осадконакопления на территории п-ва Мангышлак.

Отложения верхней рыбной пачки в пределах Карагинского поперечного поднятия на большей части площади полностью отсутствуют. Они фиксируются на склонах поднятия лишь вблизи месторождений Тасмурун и Тайбагар, т.е. в 25—30 км от его осевой части. Здесь эта пачка сложена темными глинами (1—5 м), обогащенными остатками рыб, органическим веществом и тонкодисперсным пиритом, которые залегают на размытой поверхности рудоносных пород. В противоположных направлениях от указанного поднятия в темных глинах наблюдается постепенное рассеивание органогенного материала и тонкодисперсного пирита. В Сегендыкской и Жазгурлинской синклиналях они приобретают более светлую окраску, а мощность их возрастает соответственно до 80 м и 30 м. Состав глин верхней пачки в основном гидрослюдистый с примесью монтмориллонита. Содержание урана в них 0,003%.

Таким образом, для отложений сегендыкского горизонта наиболее характерно: 1) преимущественно монтмориллонитовый состав глин рудной пачки и в основном гидрослюдистый двух верхних пачек; 2) максимальное содержание органогенного материала и сульфидов железа в рудоносных отложениях нижней рыбной пачки; 3) присутствие сульфидного прослоя в подошве горизонта; 4) наличие рудных залежей костного детрита рыб; 5) локализация туфогенного материала в отложениях рудной пачки; 6) неравномерное распределение осадков на территории Мангышлака: минимальная мощность их в пределах Карагинского поднятия (1—5 м) и максимальная в Сегендыкской (230 м) и Жазгурлинской (75 м) синклиналях; 7) относительно повышенное содержание урана в глинах рудной пачки (до 0,01%).

Итак, главными факторами, обусловившими накопление рудоносных отложений и ураноносного костного детрита рыб являлись: активный тектонический режим, подводная вулканическая деятельность, а также гидродинамика и палеорельеф дна морского бассейна.

Активный тектонический режим выразился до начала периода формирования отложений рудной пачки интенсивным развитием конседиментационного Карагинского поднятия и образованием в его ядре линейного глубинного разлома типа грабена, в пределах которого возник подводный вулканический очаг.

Подводная вулканическая деятельность отразилась в основном в поствулканическую стадию, когда в морской бассейн начали поступать гидротермальные растворы. В их составе в морскую воду вносились основные рудные и малые элементы, а также кремнезем, сера, фосфор и другие компоненты.

Гидродинамика и палеорельеф дна морского бассейна имели большое значение в процессе дезинтеграции скелетных частей погибшей ихтиофауны, разноса костного дет-

рита на значительные расстояния и локализации его в мульдообразных углублениях дна бассейна.

Принимая во внимание, что вулканизм играл чрезвычайно важную роль в процессе формирования уникальных месторождений урана, остановимся более подробно на вопросах, связанных с происхождением этих грандиозных скоплений металлоносных остатков ихтиофауны.

Влияние вулканизма на жизнедеятельность морских организмов. Прежде всего необходимо подчеркнуть, что в результате оживления тектонической деятельности в области Карагинского поднятия, на рубеже раннего и позднего олигоцена в его ядре возник глубинный разлом, из которого впоследствии в процессе формирования осадков жазгурлинского (дорудного) горизонта происходила кратковременная импульсивная подача в морской бассейн ювенильного сероводорода. Это явилось основной причиной возникновения сероводородного заражения в придонных слоях морского бассейна. В дальнейшем его уровень периодически повышался, что приводило через определенные промежутки времени к полному заполнению сероводородом всей водной толщи и проникновению его в наиболее мелководную северо-западную часть позднеолигоценового бассейна на п-ве Мангышлак [13]. Именно данное обстоятельство вызывало отмирание рыб, обитавших в прибрежной зоне морского водоема, располагавшейся в дорудный период (жазгурлинское время), на северо-западе Южного Мангышлака.

На протяжении всего периода накопления осадков дорудного горизонта глубинный разлом продолжал развиваться по унаследованному плану. Главная его особенность на этом этапе — импульсивное выделение из земных недр преимущественно сернистых газов, в т.ч. сероводорода, в результате чего сформировалась мощная толща осадков с ритмичным чередованием прослоев темных и светлых глин, отражающих нестабильность газового режима в жазгурлинское время и частую смену условий аэрации наддонных вод.

В конце жазгурлинского времени обширная мелководная область шельфа в северо-западной части Мангышлака была выведена из под уровня моря и превращена в довольно плоскую низменную сушу, покрытую древесной растительностью. На поверхности возникшего островного архипелага происходило интенсивное химическое выветривание пород жазгурлинского (подрудного) горизонта, обогащенных тонкодисперсным пиритом, что обусловило высвобождение значительных масс гидроксидов железа и накопление их на этой территории.

Таким образом, из приведенных материалов следует, что в жазгурлинский (дорудный) период главной причиной периодического отмирания ихтиофауны являлось сероводородное заражение. В это время из глубинного разлома в морской бассейн поступали только сернистые газы, а редкие элементы не привносились, на что определенно указывает низкое фоновое содержание урана в отложениях жазгурлинского горизонта (0,002%).

Переход к сегендыкскому периоду осадконакопления произошел при весьма резком усилении разнонаправленных тектонических движений в районе Карагинского поднятия и в области островной суши, существовавшей в дорудный период на северо-западе п-ва Мангышлак.

Впоследствии интенсивное развитие Карагинской антиклинальной структуры и глубинного разлома в начале рудного периода предопределило зарождение в его пределах подводного вулканического очага, который в дальней-

шем играл главную роль в формировании металлоносных отложений и образовании рудных залежей. На самой ранней стадии накопления осадков сегендыкского горизонта на фоне резкого воздымания Карагинского поднятия, началось быстрое (в геологическом отношении) погружение области низменной суши, что привело к трансгрессии моря и полному ее затоплению, в результате чего здесь, в мелководной зоне морского бассейна, возникли благоприятные биологические условия для жизнедеятельности и развития прибрежной ихтиофауны [24]. Затем через достаточно продолжительный промежуток времени в бассейне седиментации усилилась подача сероводорода из глубинного разлома, что способствовало резкому изменению газового режима в мелководной зоне, гибели ихтиофауны и образованию сульфидного прослоя $СП_2$ в пределах обширного пространства бывшей суши. Вскоре после образования сульфидного прослоя в результате значительной активизации тектонических процессов в области Карагинского поперечного поднятия произошло его максимальное воздымание, которое привело к возникновению в данном районе довольно обширной подводной отмели.

Во время формирования рудоносных отложений эта отмель периодически выходила из под уровня моря, образуя низменную сушу, покрытую крупной древесной растительностью, о чем свидетельствуют многочисленные обломки и стволы деревьев, сохранившиеся как в подошве, так и на размытой поверхности отдельных пластов в рудной залежи [24].

Именно на этом этапе в прибрежной зоне островного архипелага проявились наиболее благоприятные условия жизнедеятельности огромных скоплений самых разнообразных видов ихтиофауны, акул и морских млекопитающих животных — зубатых китов [5].

Общеизвестно, что количество свободно плавающих организмов (в частности рыб), на площади бассейна определяется, в первую очередь, присутствием планктона. Развитие его связано с наличием биогенных элементов, в особенности фосфора, содержание которого в воде и определяет обилие в морском водоеме планктона и ихтиофауны.

Для интенсивного развития и размножения ихтиофауны и фитопланктона требуется небольшая глубина и хороший прогрев водной массы, но наиболее важно непрерывное возобновление концентраций фосфора и других биоэлементов в морской воде. Совокупность подобных условий сложившихся в районе островного архипелага обеспечила пышный расцвет придонной растительности и планктона, что привлекло в этот район большое количество различного вида рыб, идущих на откорм или нерест, а вслед за ними устремились крупные морские хищники — акулы и зубатые киты [5]. К тому же надо учитывать еще одно очень важное обстоятельство, которое в значительной степени оказывало благоприятное влияние на среду обитания морских организмов. Как известно, при подводной разгрузке гидротерм, морская вода заметно нагревается в определенном радиусе от очага, что способствует размножению ихтиофауны. Исследования в современных морях и океанах показывают, что максимальное скопление ихтиофауны обычно наблюдается на подводных банках или отмелях, которые, как правило, представляют собой промысловые зоны.

Не вызывает сомнений, что в мелководной зоне в районе Карагинского поперечного поднятия на протяжении длительного периода времени существовала устойчивая

кислородная обстановка с нормальным газовым режимом в наддонных водах бассейна, которая также благоприятствовала развитию морских организмов. Что касается источника фосфора, то этот вопрос до сих пор оставался дискуссионным.

К вопросу об источнике фосфора. На ранней стадии изучения месторождений урана на п-ве Мангышлак некоторые исследователи утверждали, что фосфор выносился из глубоких горизонтов морского бассейна восходящими течениями, поднимавшимися по подводному материковому склону к внешней окраине шельфа [8, 12]. Однако анализ фактических материалов показал, что эта точка зрения не подтверждается конкретными данными: 1) подрудные отложения жазгурлинского горизонта характеризуются довольно низким содержанием в среднем $P\ 0,13\%$, а в рудоносных не превышает в среднем $P\ 0,37\%$; 2) глубоководная область сероводородного заражения наддонных вод, прилегавшая к шельфу олигоценового бассейна не могла служить поставщиком питательных биогенных элементов и фосфора, поскольку в его пределах существовали неблагоприятные фации для образования фосфоритов [12], что подтверждается наличием здесь незначительного количества галек и стяжений; 3) рудные залежи тяготеют именно к Карагинскому поднятию, где находился подводный вулканический очаг, а не к внешней окраине шельфа (см. рис. 3). К тому же восходящие воды характеризуются пониженной температурой, что могло отрицательно сказываться на условиях обитания ихтиофауны в прибрежной зоне островного архипелага. И наконец, согласно исследованиям З.В.Пушкиной, фосфор поступающий в морскую воду с гидротермальными растворами не способен мигрировать на значительные расстояния [15]. В связи с этим возникает довольно сложный вопрос — из какого источника фосфор поступал в морской бассейн в сегендыкское время и каким образом этот источник мог обеспечивать развитие колоссальных масс ихтиофауны и фитопланктона на протяжении длительного периода (десятки тысяч лет) в одной и той же биоzone?

До настоящего времени данный вопрос практически не обсуждался в публикациях. В последние годы появились многочисленные работы, посвященные распределению фосфора в осадках современных морских бассейнов и в древних отложениях [2, 19, 20]. На основе изучения поведения фосфора в современном и древнем гидротермальном процессах ученые пришли к выводу, что фосфор не принимал активного участия в высокотемпературных гидротермальных процессах образования месторождений фосфоритов. В то же время высказывается мнение, что роль эндогенного фосфора для образования древних фосфоритов несомненно более значительна, чем это трактуется [16].

Сравнительный анализ содержаний фосфора в осадках современных морских бассейнов и древних отложений п-ва Мангышлака показал, что они тождественны. Так, в отложениях жазгурлинского (дорудного) горизонта содержание P_2O_5 в среднем $0,13\%$, а в рудоносных отложениях сегендыкского $P_2O_5\ 0,37\%$. В современных отложениях Красного моря количество P_2O_5 в среднем $0,28\%$. Кроме того, в олигоценовых осадках окраинных бассейнов Тихого океана содержание фосфора также не превышает $0,1—0,4\%$ [19].

Изложенные фактические материалы показывают, что фосфор поступал в олигоценовый морской бассейн в се-

гендыкский период, вероятнее всего, из эндогенного источника, находившегося в приразломной зоне Карагинского поднятия. Однако в дальнейшем при значительном снижении температуры гидротерм этот биогенный элемент играл чрезвычайно большую роль в обеспечении жизнедеятельности и развитии огромного количества ихтиофауны и планктона, а также в процессе сорбции редких элементов на фоссилизированных остатках рыб. При этом основная масса его поглощалась морскими организмами и только незначительная часть расходовалась на образование фосфоритовых галек и стяжений, о чем убедительно свидетельствует практически ничтожное количество хомогенных диагенетических фосфоритовых галек, по сравнению с грандиозными скоплениями биогенных фосфатов.

Как уже упоминалось, для интенсивного развития морских организмов требуется постоянное присутствие фосфора и необходимых биоэлементов в водной среде. Это непереносимое условие выполнялось в данной обстановке в процессе периодической разгрузки гидротермальных растворов, обогащенных фосфором и смешиванием их с морской водой в прибрежной зоне островного архипелага в течение всего периода формирования рудоносных отложений. Тем не менее, возникает новый вопрос — какая могла быть температура гидротермальных растворов при выходе их из подводного очага?

Этот вопрос может быть решен на основе данных по содержанию фосфора в гидротермах современных источников Курило-Камчатского региона [19]. В указанной работе авторы подробно рассматривают поведение фосфора в термальных водах, характеризующихся разнообразными температурными параметрами. В приведенных ими материалах четко проявляется тенденция к повышению концентрации фосфора в источниках с температурой воды до $100^\circ C$ ($1—1,8\text{ мг/л}$) и понижению его содержания ($0,15—0,39\text{ мг/л}$) в водах, температура которых превышает $100^\circ C$.

Подобное обстоятельство в определенной степени позволяет предположить, что в начале периода формирования рудоносных отложений сегендыкского горизонта на п-ве Мангышлак, фосфор поступал в морской бассейн исключительно с низкотемпературными гидротермальными растворами, не оказывающими пагубного влияния на жизнедеятельность и развитие морских организмов. Именно этот фактор, а также другие благоприятные условия обусловили периодический пышный расцвет ихтиофауны и фитопланктона в прибрежной зоне Карагинского островного архипелага в течение длительного периода времени.

Причины массовой гибели рыб. Рассмотрим самый загадочный вопрос, который 50 лет стоял перед всеми исследователями, занимавшимися изучением уникальных месторождений урана — в результате чего происходила периодическая массовая катастрофическая гибель рыб на протяжении более 20 тыс. лет, которая привела к столь грандиозным накоплениям ураноносных остатков ихтиофауны?

По самым приблизительным подсчетам только на одном месторождении (Меловое) сконцентрировано более 70 млн. т костного детрита рыб. Чтобы образовалось такое огромное количество ископаемых скелетных остатков морских организмов, требовалась живая масса исходной ихтиофауны 500 млн. т. Для сравнения отметим, что суммарные запасы в современном Каспийском и Азовском морях определяются всего в $2,5—3$ млн. т. Совершенно

очевидно, что обитание такого количества рыб в древнем морском бассейне не могло явиться следствием какого-либо одноактного процесса. Для того чтобы дать исчерпывающий и наиболее обоснованный ответ на поставленный вопрос, кратко рассмотрим основные точки зрения и гипотезы, изложенные в публикациях различных авторов.

Одни исследователи объясняли гибель рыб сезонными эпидемиями (В.П.Смирнов, 1936), другие связывали с сероводородным заражением наддонных вод Майкопского бассейна (П.Г.Данильченко, 1960) и проявлениями «цветения вод», обусловленными массовым развитием фосфоресцирующих ядовитых водорослей (Brongersma-Sanders, 1957). Однако ни один из примеров, приведенных указанными авторами, не имеет однозначного толкования в духе развиваемых ими концепций вообще, и, тем более, применительно к массовой гибели рыб на п-ве Мангышлак.

Во-первых, гибель рыб вследствие сероводородного заражения придонных вод в прибрежной зоне островного архипелага, не могла произойти хотя бы потому, что в этой биоzone, в период пышного расцвета ихтиофауны, существовала кислородная обстановка с хорошей аэрацией морской воды. Во-вторых, сероводород в сегендыкский период являлся не столько причиной, сколько следствием поступления в осадок значительных масс органического вещества, в т.ч. и остатков рыб [11, 12]. В-третьих, сероводородное заражение осадков и придонных вод в заливе Уолфиш происходило в процессе отмирания биомассы планктона и рыб [8]. В четвертых, «цветение вод» также не находит удовлетворительного объяснения, поскольку это явление могло привести только к частичной гибели рыб и в сравнительно небольших масштабах.

Следовательно, в течение 50 лет причина катастрофической гибели рыб в верхнеолигоцене морском бассейне оставалась проблематичной. И только в настоящее время, на основе углубленного анализа фактических материалов, удалось решить этот довольно сложный вопрос и установить истинную причину массовой гибели ихтиофауны на Мангышлаке.

Изложенные данные убедительно доказывают, что внезапная гибель различных морских организмов, обитавших в прибрежной зоне островного архипелага или в районе подводной отмели, происходила в результате вулканической деятельности, максимально проявившейся в верхнеолигоцене время, в период формирования рудных залежей уникальных, по своей экзотической природе, месторождений урана и редких земель. Все это подтверждается двумя главными факторами: 1) одновременной гибелью разнообразных видов ихтиофауны, крупных морских хищников — акул и зубатых китов; 2) присутствием в рудных залежах ископаемых скелетных остатков, принадлежавших как взрослым, так и молодым возрастным категориям морских животных, а также костей птиц.

Итак, главными причинами катастрофической массовой гибели морских организмов в майкопском бассейне на п-ве Мангышлак являлись перегретые газы, вырывающиеся при взрыве подводного вулкана и высокотемпературные гидротермальные растворы, поступавшие в морской водоем в поствулканическую стадию. Причем, гибель рыб происходила периодически при многократных извержениях подводного вулкана, возникавших в течение довольно продолжительного (в геологическом измерении) периода времени.

Роль вулканизма в образовании рудных залежей.

Как показывают приведенные материалы, предпосылки для возникновения подводного вулканического очага в пределах Карагинского поднятия были созданы еще на ранней стадии заложения глубинного разлома, в развитии которого четко выделяются три продолжительных по времени этапа: 1) в процессе активизации тектонической деятельности, произошло зарождение глубинного разлома, откуда выделялись в морской бассейн преимущественно сернистые газы H_2S , SO_2 , S [3]; 2) после образования сульфидного прослоя и значительного усиления тектонических движений, из разлома начали поступать в водоем низкотемпературные гидротермальные растворы, обогащенные фосфором и другими биоэлементами; 3) в результате максимальной активизации тектонических процессов, в пределах Карагинского поднятия возник подводный вулканический очаг, из которого во время извержений выбрасывались в атмосферу газы и пепел, а затем в поствулканическую стадию из него разгружались в морской бассейн высокотемпературные гидротермы, в значительной степени обогащенные рудными элементами U, TR, Fe и микроэлементами Zn, Cu, Pb, Ni, Co, Mo, Cr, а также Ba, Sr, Si и F. В дальнейшем, по мере снижения температуры растворов, вносился фосфор и другие биоэлементы.

Перед тем как перейти к рассмотрению механизма образования рудных залежей напомним, что в их составе на всех крупных месторождениях п-ва Мангышлак четко выделяются четыре разновозрастных пласта [24], которые характеризуются ритмичным строением и различным распространением (рис. 4). Такое неравномерное распределение рудных компонентов во времени и пространстве полностью отражает влияние тектонических и вулканических процессов, а также гидродинамику морского бассейна при образовании этих уникальных месторождений [25].

Первая фаза вулканической деятельности проявилась на фоне максимального воздымания Карагинского поперечного поднятия, в начале которой произошел взрыв подводного очага, вызвавший выброс газов вместе с пеплом в атмосферу (рис. 5). Впоследствии основная масса пепла осела на дне водоема вблизи разлома, а остальная часть его развеялась ветром на значительные расстояния в направлении Сегендыкской и Жазгурлинской синклиналей, где туфогенный материал накопился в осадках на определенном стратиграфическом уровне.

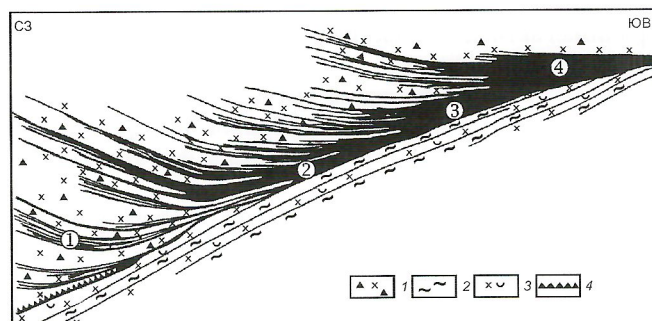


Рис. 4. Продольный разрез рудной залежи месторождения Меловое:

глины: 1 — темные обогатненные остатками рыб и тонкодисперсным пиритом, 2 — светлые (белесые) с ходами илоедов, 3 — темные с редкими рассеянными остатками рыб; 4 — рудные пласты (цифры в кружках); 5 — сульфидный прослой СП₂

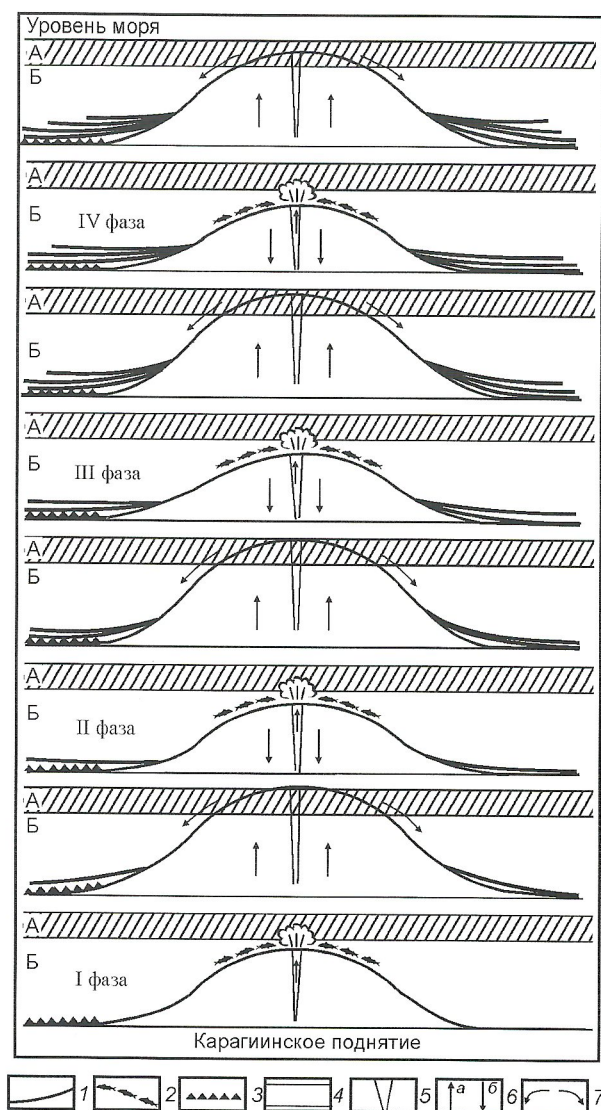


Рис. 5. Генетическая модель формирования рудных залежей органично-фосфатных месторождений п-ва Мангышлак:

1 — рудные пласты; 2 — погибшая ихтиофауна; 3 — сульфидный прослой SP_2 ; 4 — прослой глины, обогащенных остатками рыб; 5 — вулканический очаг; 6 — тектонические движения: а — восходящие, б — нисходящие; 7 — разнос костного детрита рыб; зона: А — взмучивания, Б — оседания

Первый туффовый прослой, зафиксированный в разрезе рудной пачки на обширных площадях по обе стороны от Карагинского поперечного поднятия (см. рис. 3), четко отражает нижний возрастной предел извержения подводного вулкана в раннюю фазу. По-видимому, оно было наиболее сильным, на что указывает интенсивность воздымания данного поднятия, и в то же время кратковременным.

Гидротермальная деятельность в поствулканическую стадию в первой фазе проявилась слабо, и это выразилось в сравнительно небольших масштабах процесса гибели рыб и незначительно отразилось на образовании первого рудного пласта (см. рис. 4).

Как было установлено [24], в результате периодически повторявшейся массовой гибели рыб, происходило захоронение большого количества органического материала в илах на поверхности подводной отмели, что и обусловило образование в этом районе сапропелевых осадков. В даль-

нейшем в процессе разложения отмершей биомассы, в морском бассейне возникло сероводородное заражение, уровень которого временами достигал верхних слоев водоема. При усилении воздымания Карагинского поднятия и вывода поверхности подводной отмели в зону активной гидродинамики, сапропелевые осадки размывались. Причём, в первую очередь выносилась основная масса органического материала (главным образом мягкие ткани рыб), которая поступала преимущественно в интенсивно погружавшуюся северо-западную часть бассейна и в меньшем количестве юго-восточную.

Устойчивая аноксидная обстановка в погруженных частях морского бассейна, сложившаяся на ранней стадии формирования рудоносных отложений, способствовала сохранению дезинтегрированных остатков рыб и накоплению в них редких элементов, а также образованию сульфидов железа в рудных залежах.

Привнос в морской водоем редких элементов с высокотемпературными гидротермами был сравнительно небольшим, о чем можно судить по их минимальному содержанию в костном детрите первого пласта. Вместе с тем, малая мощность этого рудного пласта свидетельствует о кратковременной разгрузке гидротермального подводного источника.

После завершения первой фазы активной вулканической деятельности, в районе Карагинского поднятия наступило затишье, которое продолжалось длительное время, на что указывают явные признаки существования на островном архипелаге крупной многолетней древесной растительности.

В процессе затухания вулканического очага в области Карагинского поперечного поднятия проявились нисходящие тектонические движения, обусловившие погружение островного архипелага и затопление его обширной поверхности. В районе подводной отмели морского бассейна восстановился нормальный газовый режим, что наряду с привносом фосфора и питательных биоэлементов с низкотемпературными гидротермальными растворами, поступающими в водоем из глубинного очага, обеспечило жизнедеятельность и интенсивное развитие ихтиофауны и планктона.

В дальнейшем, в результате значительной активизации тектонических движений, предопределивших очередное воздымание поднятия, наступила вторая фаза интенсивной вулканической деятельности подводного вулкана (см. рис. 5). Вновь произошел взрыв и выброс пепла с газами в атмосферу. Это явление мгновенно отразилось на катастрофической гибели ихтиофауны и морских животных, а также привело к накоплению основной массы туфогенного материала вблизи источника и концентрации его в осадках на обширных площадях Сегендыкской и Жазгурлинской синклиналей (см. рис. 3).

В пределах Карагинского поднятия вулканический пепел в процессе гальмиролиза был почти полностью преобразован в монтмориллонитовые глины, а на удаленных от него участках сохранился в виде маломощных туффовых прослоев (3—7 см), которые синхронны по времени образования второму рудному пласту (см. рис. 4). Вулканическая деятельность, проявившаяся во вторую фазу, в значительной степени отличалась от первой тем, что подводное извержение было менее сильным в начальную стадию, но весьма продолжительным в поствулканическую, о чем свидетельствует большая мощность второго пласта (до 2,5 м) и максимальное его распространение в пределах

месторождения (см. рис. 4). В период формирования и накопления металлоносного костного детрита рыб наиболее ярко проявилась эффективность процесса высокотемпературной гидротермальной деятельности, которая наиболее четко отразилась на его ритмичном строении и высокой концентрации редких элементов (среднее U 0,06% и ΣTR 0,22%).

В III и IV фазы интенсивность подводной вулканической деятельности постепенно снижалась с уменьшением амплитуды тектонических колебаний в области Карагинского поперечного поднятия (см. рис. 4), вследствие чего верхние пласты на различных месторождениях смещались в сторону свода поднятия, где располагался эндогенный источник рудных элементов (см. рис. 3).

Итак, анализ конкретных разрезов по рудным залежам всех ураново-редкометалльных месторождений п-ва Мангышлак показывает, что в период интенсивной вулканической деятельности отчетливо выделяются четыре фазы. В начале каждой из них происходило извержение подводного вулкана, сопровождаемое взрывом и выбросом пепла с газом в атмосферу, что вызывало катастрофическую гибель морских организмов в пределах подводной темели и частично птиц, обитавших на островной суше.

В дальнейшем в поствулканическую стадию в определенные циклы активизировалась гидротермальная деятельность, которая проявлялась крайне неравномерно как по времени разгрузки подводного очага, так и по изменению температуры и состава растворов.

В начале каждого цикла в морской бассейн импульсивно поступали высокотемпературные гидротермы. Эти растворы, с одной стороны, вызывали массовую гибель ихтиофауны и морских животных, а с другой, одновременно способствовали обогащению морской воды редкими металлами, гидроксидами железа и др. Причем гидроксиды железа вступали во взаимодействие с сероводородом биогенного происхождения и выпадали в осадок в виде огромных масс сульфидных соединений в рудных залежах, располагавшихся вблизи подводного вулканического источника. Впоследствии, по мере снижения активности подводного очага, в бассейн поступали уже охлажденные низкотемпературные растворы, с которыми в морские воды привносились фосфор и другие биоэлементы. В завершение цикла наступал период относительного покоя, когда накапливались только глинистые осадки с рассеянными остатками рыб.

Особое внимание следует обратить на ритмичное строение рудных пластов, максимально отражающее импульсивный характер разгрузки высокотемпературных гидротерм из очага [24]. При этом наиболее высокая концентрация костного детрита фиксируется в нижней части ритма, а сверху число рудных прослоев постепенно уменьшается.

На фоне многократных повторений ритмов в разрезе рудных пластов увеличивается число и мощность глинистых прослоев, что определенно указывает на снижение активной деятельности вулканического очага, а значительное увеличение мощности глин, разделяющих рудные пласты, несомненно свидетельствует о наступлении периода его относительного покоя.

Поэтому возникает естественный вопрос — сколько времени могло продолжаться формирование рудоносных отложений в общем и собственно рудных залежей в частности? Этот вопрос решается на основе сравнительного анализа мощностей металлоносных осадков в современ-

ном морском бассейне и рудоносных отложений в древнем майкопском водоеме.

Если условно принять за основу данные, приведенные по впадению Гуаймас в Калифорнийском заливе, заполненной мощным (400—500 м) чехлом осадков, где скорость седиментации 1—2 м в 1000 лет [9] и сравнить их с глинистой толщей, наиболее полно представленной в пределах Сегендыкской синклинали (230 м) на Мангышлаке, то по самым приблизительным расчетам период накопления отложений сегендыкского горизонта составлял 115 тыс. лет. Из них на формирование рудоносных отложений (мощность 110 м) приходится 55 тыс. лет. Что касается собственно рудных залежей (мощность 54 м), то они образовались при максимальной активизации вулканического очага, отраженной прослоями туффов, за 27 тыс. лет. Причем, первая фаза с учетом относительного покоя подводного вулкана (мощность отложений 6 м) продолжалась 3 тыс. лет, вторая (24 м) — 12 тыс. лет, третья (14 м) — 7 тыс. лет и четвертая (10 м) — 5 тыс. лет.

В последнюю завершающую фазу, значительно ослабленной гидротермальной деятельности, на п-ве Мангышлак происходило накопление преимущественно мелкого костного детрита рыб, который по мере заполнения и выколаживания мультиметрических углублений в палеорельефе дна бассейна, рассеивался на обширных площадях, образуя лишь маломощные прослои вблизи осевой части Карагинского поднятия.

В конце периода формирования рудоносных отложений резко сократилось поступление из подводного очага в морской бассейн низкотемпературных гидротерм, обогащенных фосфором и питательными биоэлементами. В результате этого возникли неблагоприятные условия для жизнедеятельности и развития ихтиофауны в мелководной зоне водоема. К тому же смена аноксической обстановки на кислородную способствовала восстановлению нормального газового режима в наддонных водах и расцвету только фитопланктона, преимущественно диатомовых водорослей. Во время накопления осадков с водорослевидными остатками средней пачки совершенно прекратилась разгрузка гидротерм в морской бассейн и наступил период полного покоя вулканического очага, который, судя по мощности отложений (20 м), продолжался 10 тыс. лет.

В дальнейшем при возобновлении активной деятельности подводного вулкана в морской водоем снова начали поступать низкотемпературные гидротермальные растворы с повышенной концентрацией фосфора, в результате чего восстановились благоприятные условия жизнедеятельности и развития ихтиофауны. В процессе затухания вулканического подводного очага, происходившая многократная кратковременная разгрузка высокотемпературных гидротерм, вызывала периодическую гибель рыб, что отражалось на продолжительном сероводородном заражении, существовавшем в погруженных зонах морского бассейна. Как и в предыдущее время, в мелководной зоне в глинистых илах накапливался органогенный материал, который подвергался дезинтеграции и разносу костного детрита на значительные расстояния от Карагинского поперечного поднятия. Однако количество поступавших в область седиментации остатков рыб было несоизмеримо по сравнению с периодом формирования рудоносных отложений.

В связи с этим в осадках верхней рыбной пачки образовались лишь единичные маломощные (до 0,15 м) прослои костного детрита рыб, фиксируемые в глинах только на

площади расположенных в непосредственной близости от очага разгрузки гидротерм, что объясняется затуханием вулканической деятельности и значительным погружением области Карагинского поднятия. В то же время концентрация рудных элементов в гидротермах, поступавших в морской бассейн в период накопления остатков верхней пачки была незначительной, что отразилось на их низком содержании в прослоях костного детрита и во вмещающих глинах.

На заключительном этапе формирования отложений сгендлыкского горизонта совершенно прекратилась разгрузка гидротермальных растворов в морской бассейн и подводный вулканический очаг окончательно затух. В последующее позднеолигоценное время осадконакопление происходило в спокойной гидродинамической обстановке, обеспечившей нормальную аэрацию наддонных вод. Это отразилось на характере осадков, в которых присутствуют только растительные остатки и следы жизнедеятельности илоедов.

Таким образом, в настоящее время стало очевидно, что вулканизм играл чрезвычайно большую роль в образовании органогенно-фосфатных месторождений урана и редких земель. Это несомненно благоприятствовало концентрации таких элементов в костном детрите рыб, а также накоплению огромных масс сульфидов железа в рудных залежах. В результате проведенных исследований разработана генетическая модель формирования грандиозных пластовых скоплений металлоносных остатков ихтиофауны.

В заключение отметим, что подобные ураноносные залежи костного детрита рыб установлены и в другом крупномасштабном районе — Ергенинском на Северном Кавказе. Однако из-за недостаточной изученности их генезис до сих пор остается неясным [18].

Автор посвящает свою работу памяти Героя Социалистического Труда Романа Владимировича Нифонтова, открывшего крупную Прикаспийскую ураново-редкометалльную провинцию, которая служила многие десятилетия источником уранового сырья для атомной промышленности СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батурин Г.Н., Люка Ж., Прево-Люка Л. Европийская аномалия в океанских фосфоритах // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 5. С. 647—650.
- Батурин Г.Н. Фосфатонакопление в океане. — М.: Наука, 2004.
- Бутузова Г.Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. — М.: Наука, 1969.
- Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. — М.: ГЕОС, 1998.
- Дуброво И.А., Шарков А.А. Кит из верхнего олигоцена Мангышлака // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198. № 6. С. 1403—1406.
- Зеленов К.К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Вып. 81. — М., 1963. С. 30—85.
- Коченов А.В., Зиновьев В.В. Распределение редкоземельных элементов в фосфатных остатках рыб из Майкопских отложений // Геохимия. 1960. № 8. С. 714—725.
- Коченов А.В., Мстиславский М.М., Столяров А.С. Ископаемые металлоносные залежи костного детрита рыб // Состояние и задачи советской литологии. — М.: Наука, 1970. С. 165—171.
- Коченов А.В., Столяров А.С. Проблема генезиса марганцевых и ураново-редкометалльных руд в майкопской формации // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 2. С. 182—195.
- Машковцев Г.А., Коченов А.В., Халдей А.Е. О гидротермально-осадочном образовании стратиформных урановых месторождений в фанерозойских депрессионных структурах // Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. — М.: Наука, 1995. С. 37—51.
- Мстиславский М.М., Коченов А.В. Майкопские костные брекчии и гибель рыб в красных водах // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134. № 5. С. 3—15.
- Мстиславский М.М., Коченов А.В. Об условиях образования скоплений остатков рыб в майкопских отложениях // Изв. вузов. 1961. № 3. С. 3—15.
- Недумов Р.Н. Об изменениях уровня сероводородного заражения наддонных вод майкопского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 4. С. 371—382.
- Полушкина А.П., Шарков А.А. О природе магнитной восприимчивости ископаемых остатков рыб // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 9. С. 110—116.
- Пушкина З.В. Железо, марганец, кремний, фосфор, бор, алюминий в морской воде района вулкана Санторин (Эгейское море) // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 2. С. 87—96.
- Соколов А.С., Фролов А.А., Белов С.В. Закономерности размещения и особенности генезиса месторождений фосфатных руд // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 2. С. 169—180.
- Столяров А.С., Шарков А.А. О некоторых особенностях седиментации в морском олигоценном бассейне Южного Мангышлака // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1976. № 6. С. 20—32.
- Столяров А.С., Ивлева Е.И. Верхнеолигоценные отложения Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака (Центральная часть Восточного Паратетиса). Сообщение 3. Металлоносность и условия формирования залежей костного детрита рыб и сульфидов железа // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 5. С. 504—522.
- Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Фосфор в гидротермальном процессе // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 3. С. 227—243.
- Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Проблемы геохимии железа и фосфора в докембрии // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 339—352.
- Шарков А.А. Литология рыбной подсвиты верхнего олигоцена Южного Мангышлака // Литология и полезные ископаемые. 1963. № 2. С. 262—272.
- Шарков А.А. К вопросу о генезисе месторождений урана органогенно-фосфатного типа полуострова Мангышлака // Мат-лы по геологии и методам изучения минер. сырья. — М., 1963. Вып. 45. С. 22—40.
- Шарков А.А. Литолого-фациальные особенности ураноносной рыбной подсвиты верхнего олигоцена и условия образования органогенно-фосфатных месторождений урана Южного Мангышлака. Автореф. дис..... канд. геол.-минер. наук. — М., 1967.
- Шарков А.А. Особенности строения и условия формирования органогенно-фосфатных месторождений урана и редких земель Южного Мангышлака // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 3. С. 290—307.
- Шарков А.А. Уникальные месторождения урана // Природа. 2002. № 3. С. 3—12.
- Шлезингер А.Е., Плещеев И.С. История формирования рельефа Мангышлака и связь его с основными тектоническими структурами // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. XXXIV (3). С. 61—74.

Признаки золотоносности осадочного чехла центральной части Русской платформы

В.П.ФИЛИППОВ, Е.В.МАТВЕЕВА, С.В.ЯБЛОКОВА, Н.М.ИВАНОВ, О.А.АГИБАЛОВ, А.В.КОНДРАТЬЕВ (ФГУП ЦНИГРИ), Н.В.КАЗАКОВ (ДПР Новгородской области), В.И.ЧЕРНЫШЕВ (ДПР Вологодской области)

На территории центральной части Русской платформы уже с XIX в. известны проявления россыпного золота, достаточно широко распространенные. Тем не менее, по-прежнему остается дискуссионным вопрос о происхождении россыпной золотоносности на большей части рассматриваемой территории. Долгое время считалось (А.В.Хабаков и др., 1923), что основным поставщиком тонкого и мелко-го золота, преобладающего в четвертичных россыпепоявлениях, были плейстоценовые ледники, которые привнесли золотосодержащий материал с прилегающих кристаллических выступов. Однако при этом не учитывался тот факт, что ледниковые и водно-ледниковые толщи на 70—90% состоят из «местных» терригенно-карбонатных отложений, подстилающих дочетвертичные осадки, а материал донной морены, по данным Ю.А.Лаврушина и Е.В.Рухиной, перемещается ледником на незначительное расстояние (первые километры). Кроме того, кластогенное золото часто встречается в породах осадочного чехла широкого возрастного диапазона от терригенно-вулканогенных осадков раннедевонского возраста до содержащих комплексные титано-циркониевые россыпи и фосфориты терригенных формаций юрско-мелового возраста [14, 16, 19].

Золото накапливалось в промежуточных коллекторах различных фациальных типов: аллювиальных, прибрежно-морских и прибрежно-озерных, карстовых. Поступление золота происходило за счет денудации внутриплатформенных выступов, а также обрамляющих платформу кристаллических массивов и складчатых областей, вмещающих золотое оруденение. В результате многократного переотложения и длительной транспортировки золото испытало интенсивное механическое воздействие и изменение в зоне гипергенеза. При этом следует ожидать, что, во-первых, все золото будет нести следы глубоких преобразований, во-вторых, участки с наиболее высокой частотой встречаемости повышенных содержаний россыпного золота и крупных его фракций должны располагаться ближе к областям питания, т.е. по периферии Балтийского щита, Воронежского кристаллического массива, в Предуралье. Однако в действительности наблюдается более сложная картина.

Так, например, средние содержания россыпного золота в аллювии рек южного Прионежья 5—10 мг/м³ (до 70 мг/м³), в то время как в водно-ледниковых отложениях Смоленской области (более удаленной от предполагаемой области питания — Балтийский щит) они составляют 60—65 мг/м³ (до 370 мг/м³). Кроме того, значительная часть россыпного золота, выделенного из песчано-гравийного материала и характерного для Смоленской области, представлено хотя и мелкими и тонкими классами, но имеет массивное комковатое строение и, следовательно, высокую гидравлическую крупность, что также не отвечает представлениям о дальнем его переносе. И такие примеры не единичны. Можно вспомнить результаты работ по Ленинградской области, где средние содержания россыпного золота в рыхлых отложениях составляют первые миллиг-

раммы на метр кубический, в то время как в районе пос.Икша уже в начале XX в. были выявлены россыпные проявления со средними содержаниями 350 мг/м³ [5].

Анализ россыпного золота Вологодской области, проведенный авторами, показал, что для западной ее части (непосредственно примыкающий к Балтийскому щиту северо-западный борт Московской синеклизы) характерно главным образом мелкое золото (доля частиц приуроченных к фракциям –0,25+0,1 мм составляет 56%), преимущественно пластинчатой формы и покрытое железистыми пленками, что косвенно может свидетельствовать о поступлении его из размытой коры выветривания. Золото восточной части Вологодской области (центральная часть Московской синеклизы) отличается большей крупностью (доля частиц крупнее +0,25—50%), а в ряде проб отмечено золото рудного облика, представленное неправильными интерстициальными пленочными угловатыми и комковидными выделениями, сростками лентовидных и нитевидных кристаллов, доля такого золота в пробах 28%.

Конечно, наличие золота дальнего привноса не подвергается сомнению. По данным исследователей, работавших в Прикамье (В.А.Наумов, 1988, и др.) прослежены пути переноса тонкого и мелкого золота и платиноидов от Уральского горного сооружения в Верхнекамскую впадину, но при этом подчеркивается значение гравитационной дифференциации, в результате которой верховьев современных рек Вятка и Кама достигали только мелкие (<0,25 мм) и сильно уплощенные частички кластогенного золота. По данным других авторов [12], весьма мелкое и тонкое золото в благоприятных геолого-геоморфологических условиях способно концентрироваться в результате многократного перемиыва промежуточных коллекторов. Тем не менее, как показывает анализ значительного числа проб, полученных авторами в результате многолетних работ в центральной части Русской платформы, аномальные содержания для рассматриваемой территории встречаются в основном в тех пробах, где отмечено золото двух типов: 1) со следами гипергенных преобразований, 2) рудного облика.

Золото со следами гипергенных преобразований наиболее распространено. К этому типу относится окатанное, с признаками сильного износа. Форма золотин комковидная (рис. 1, А), толстопластинчатая и тороидальная (см. рис. 1, Б), оно характеризуется глубокой коррозией поверхности, которая приводит к образованию коррозионной мелкозернистой высокопробной оболочки практически полностью замещающей первичное золото, иногда сохраняющееся в виде незначительных реликтов (рис. 2). Проба преобразованного золота 960—985.

Золото рудного облика представлено неокатанными, трещинно-прожилковидными частицами (рис. 3) в сростках с кварцем и сульфидами (рис. 4), иногда отмечаются практически идеальные кристаллы (рис. 5), на которых заметны ступени роста. Золото рудного облика обладает зернистой или монокристаллической структурой (рис. 6), его проба относительно низкая 750—850. По данным ОЖЕ-спек-

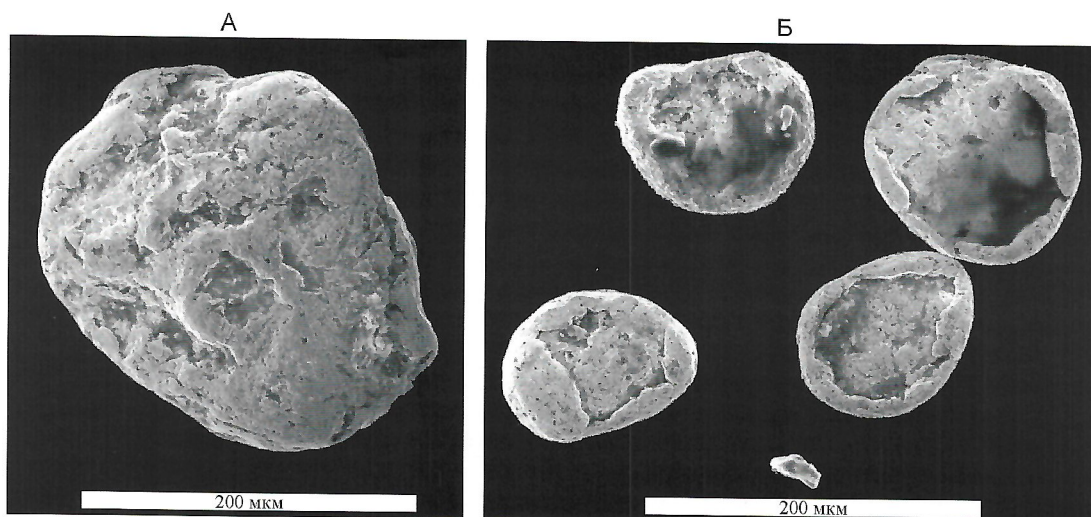


Рис. 1. Золото хорошо окатанное, преобразованное из промежуточных коллекторов:

А — комковидное; Б — толсто-пластинчатое и то-роидальное

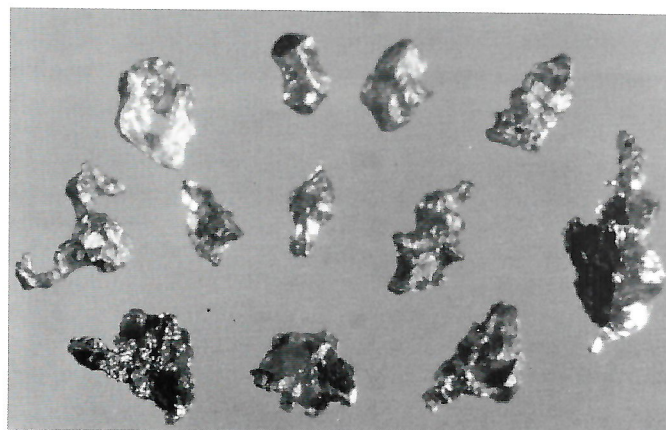
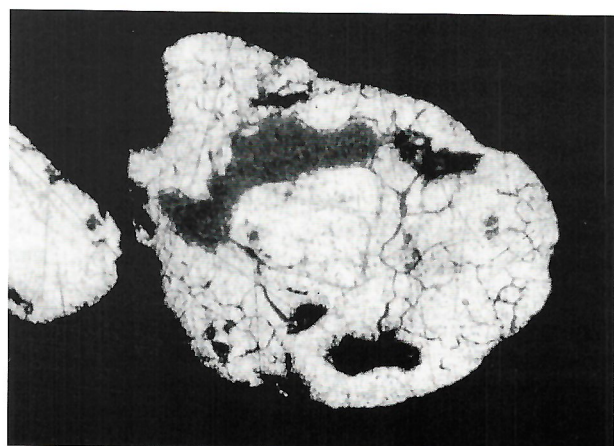


Рис. 2. Разнозернистое строение высокопробного золота с признаками грануляции (белое), с реликтами остаточного золота (серое). Полированный шлиф; травление $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$. Галичская площадь. Ув. 250

Рис. 3. Золото рудного облика. Ув. 20

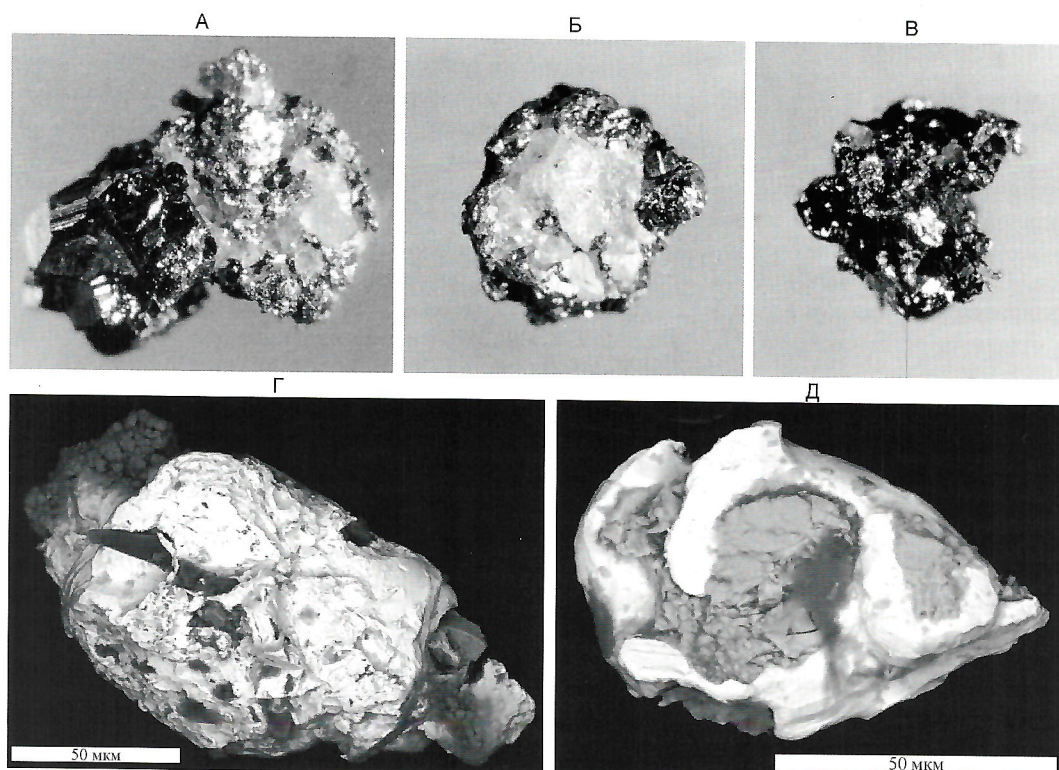


Рис. 4. Сrostки золота:

А, Б — с кварцем и пиритом, ув. 20; В — с галенитом и сфалеритом, ув. 20; Г — с кварцем (черный) и пиритом (серый справа и на дальнем плане слева вверху); снято в излучении отраженных электронов; Д — сложный сrostок самородного золота с антимонитом (волокнистые частицы в центре — углеродистое вещество); снято в излучении отраженных электронов

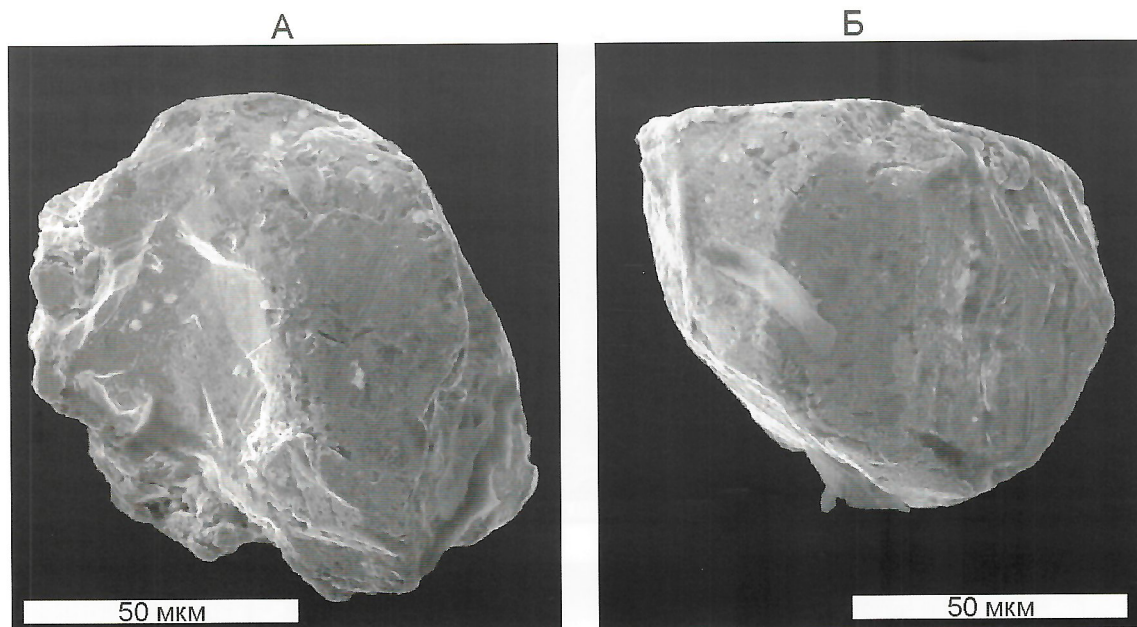


Рис. 5. Кристаллы самородного золота:

проба: А — 820 ед.; Б — 850 ед; снято в излучении вторичных электронов

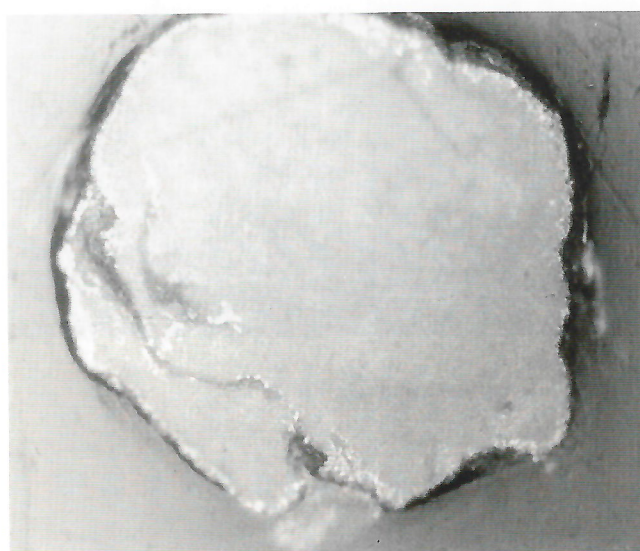


Рис. 6. Внутреннее строение слабоокатанного золота, сохраняющее первичную монокристаллическую структуру

троскопии на поверхности рудного золота установлено се ребро, в преобразованном типе оно отсутствует. К данному типу золота можно, по-видимому, отнести, так называемое, золото агрегатного типа [12]. Авторы отмечают, что для золота характерно повышенное содержание Ag (нередко >12%), Hg (до 24,5%), отмечены примеси Pt, Pd, Rh, Cu и др.

Анализ геолого-металлогенической позиции центральной части платформы показывает, что участки с признаками золотого оруденения пространственно тяготеют к зонам авлакогенов. Важную роль авлакогенов (палеорифтов) в формировании оруденения на платформе отмечали многие исследователи [4, 6, 7, 11]. В пределах платформенного чехла зоны авлакогенов проявляются рядом признаков: системами разрывных нарушений и их пересечений, в виде сгущения трещин и микросмещений по всему разрезу осадочного чехла и приуроченных к долгоживущим глубинным разломам в бортах авлакогенов и глубоко погребенных грабен; пликативными нарушениями осадочного чехла в виде валов, флексур и куполов; геохимически-

ми, геофизическими и минералогическими аномалиями; спецификой морфоструктурной позиции территории, подчеркивающей наиболее крупные сквозные линейменты, концентрические структуры и сводовые сооружения; повышенной интенсивностью экзогенных процессов (усилением глубинной эрозии и связанной с ней перестройкой речной сети, карстовыми процессами), наличием тектонически спрямленных речных долин, концентрическим рисунком гидрографической сети и т.д.; следами эндогенных процессов в породах чехла (прослойки изверженных пород, примеси пирокластического материала, ртутная, флюоритовая, редкоземельная, полиметаллическая и другие виды минерализации, трубки взрыва и связанные с ними находки алмазов и минералов-спутников). Кроме перечисленных особенностей, отмечаются такие свойства авлакогенов как сложное горсто-грабенное строение земной коры, высокая плотность разломов (мантийных и коровых), повышенная проницаемость литосферы для магм и флюидов, неоднократное возобновление развития: обычно выделяют 3 наиболее ярко выраженных периода тектоно-магматической активизации: 1) рифейско-раннекембрийский, 2) среднепалеозойский, 3) познепалеозойский-раннемезозойский. С палеорифтовыми структурами (Балтийский щит, Сибирская платформа) связано формирование сложных магматических формаций и комплексных уникальных полигенных и полихронных месторождений.

Наиболее типичные образцы рудного золота получены авторами в зоне сочленения Главного девонского поля и Карбонового уступа — на площадях, отвечающих системам крупных разломных структур фундамента (рис. 7): Крестцовский авлакоген (Валдайский участок), Новгородская область и Онежский грабен (Онежский участок), Вологодская. В Новгородской области (Н.В.Казаков, 1999) на фоне слабо золотосодержащих (до 5—10 мг/м³) отложений ледникового комплекса был локализован участок (около 100 км²) с повышенными концентрациями Au до 200 мг/м³ (максимально до 2 г/м³) и высокой частотой встречаемости его частиц рудного облика (см. рисунки 3; 4, А, Б, В). Золото (максимальный размер 4,5 мм) нередко находится в сростках с кварцем и сульфидами продуктивной золото-рудной ассоциации — галенитом, пиритом, сфалеритом, антимонитом, т.е. минералами неустойчивыми при дли-

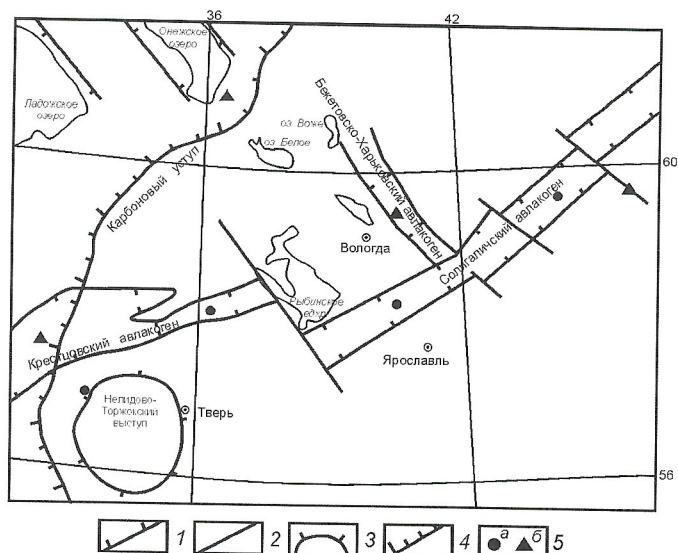


Рис. 7. Схема размещения площадей с признаками золотого оруденения в структурах платформенного чехла. Использованы материалы В.Б.Зверевой, 2003:

разломы: 1 — ограничивающие рифейские авлакогены и грабены, 2 — поперечные; 3 — поднятия в осадочном чехле; 4 — Карбоновый уступ; 5 — места находок: а — алмазов, б — рудного золота

тельной транспортировке. В большинстве шлиховых проб, отобранных на участке, отмечен светлый неокатанный пирит. На местное происхождение золота рудного облика указывает и тот факт, что извлечено оно из проб, отобранных из элювия органогенных известняков визейского яруса каменноугольной системы.

В южном Прионежье в аллювии р. Куржекса (Онежский участок) авторами установлено золото (см. рисунки 4, Г, Д; 5), поступившее, несомненно, из местного коренного источника (возможно золотосульфидно-кварцевого типа). Золото представлено неокатанными частицами в сростаниях с кварцем и сульфидами — пиритом и антимонитом (содержание россышного золота в пробе — 70 мг/м³). Долина реки пересекает зону глубинных разломов, ограничивающих Онежский грабен, современный рельеф контрастный, представлен резко ограничивающимся уступом Андомской возвышенности. Рассматриваемый участок расположен на границе Карбонового уступа и Главного девонского поля, в формировании минеральных ассоциаций терригенных пород которого кроме традиционно известной области питания — Балтийского щита, принимали участие и локальные источники, поставлявшие пирокластический материал в ограниченных количествах [17]. Остроугольная форма обломков вулканогенного материала свидетельствует о том, что они не переносились на большие расстояния, а аккумуляровались на месте. Аналогом таких источников может служить структура центрального типа в борту Пашско-Ладожского грабена, где бурением были выявлены вулканогенно-осадочные образования кратерных фаций и отложения флюидно-катаклизических брекчий [1]. В непосредственной близости от рассматриваемого участка установлены [13] минералогические признаки кимберлитовых трубок; с шлиховыми ореолами минералов-спутников алмазов пространственно

сопряжены ореолы шлихового золота, минералов меди, сфалерита, галенита, платины, киновари.

Таким образом, все три рассмотренных участка с находками рудного золота расположены в зоне Карбонового уступа в местах сочленения его со структурами зон авлакогенов (см. рис. 7). Поля развития пород верхнего девона и нижнего карбона в зонах влияния указанных тектоническими ореолами рассеяния золота, галенита, сфалерита, церуссита, азурита, халькопирита, киновари и других, которые можно рассматривать в качестве индикаторов различного типа рудных формаций (в палеозойском чехле платформы). По данным И.П.Игнатова и др., в визейских отложениях Боровичского района, также относящихся к зоне Карбонового уступа в местах сочленения его со структурами Крестцовского авлакогена, установлена обширная геохимическая аномалия повышенных концентраций золота и платиноидов, которая, по мнению авторов, отражает пластовые скопления рудного вещества. В целом для отложений визейского яруса (И.П.Игнатов и др., 1998), приуроченных к угленосным и углисто-глинистым толщам, характерна урановая минерализация (чернь, настуран, коффеинит), бокситы, отмечено обогащение Ag, V, Co, Pb и др. С каледонским циклом тектогенеза на восточном склоне Балтийского щита [4] по геофизическим (и не только) данным выявлены поля массивов центрального типа, аналогичные известным каледонским массивам Карело-Кольского региона, с ожидаемым титано-магнетитовым, апатитовым, флогопит-вермикулитовым и редкоземельным оруденением. В зоне сочленения Среднерусского авлакогена и Балтийского щита [4] выявлены молибденовые «роллы» (Псковская область). Ряд авторов в последнее время дает новую трактовку [18] происхождения алеврит-песчано-глинистых слоев веневского, тарусского и стешевского горизонтов нижнего карбона широко распространенных в пределах Карбонового плато и Карбонового уступа (на примере детального изучения Пикалевского месторождения бентонитовых глин). По мнению исследователей, формирование бентонитов, кварцевых алевритов и песков произошло во время поздневизейской—раннесерпуховской тектонической активизации, сопровождавшейся излиянием на морское дно алюмосиликатных растворов — «белых курильщиков». Этому процессу предшествовала взрывная деятельность, приведшая к накоплению карбонатных брекчий. Активная гидротермальная деятельность вызывала гибель бентосных организмов (отмечена в стратиграфической колонке). В районе месторождения активизация проявилась в формировании зон повышенной трещиноватости, пространственно расположенных над массивами ультраосновных пород. Позднепалеозойско-мезозойская тектоническая активизация и связанные с ней возможные проявления щелочно-ультраосновного магматизма подтверждается выделением в юго-восточном «плече» Крестцовского авлакогена перспективного на алмазы Осташковского поля [3]. Наряду с находками алмазов и их парагенетических спутников здесь установлено золото со свежими сульфидами. Перспективная площадь контролируется кольцевой магнитометрической аномалией, современной концентрической морфоструктурой и купольным поднятием в осадочном чехле, имеющем посткарбоновый возраст. Подчеркивается, что «местное» происхождение найденного алмаза не вызывает сомнений.

Еще один район с находками золота рудного облика расположен в центральной части Московской синеклизы и приурочен к системе глубинных разломов Среднерусского авлакогена (Вологодская область, Никольский район). Для данной территории (Никольский участок) характерен комплекс признаков благоприятных для выявления золоторудных проявлений и имеет много общего в структурно-формационном строении с описанными территориями. К глубинным разломам Рослятинского грабена, входящим в систему грабенов Среднерусского авлакогена, приурочены положительные структуры, выраженные в чехле Солигаличско-Сухонского мегавала восток-северо-восточного простирания, в пределах которых породы пермского возраста смяты в складки, и амплитуда их превышает амплитуду, характерную для большинства областей центральной части Русской платформы [10]. В терригенных отложениях верхней перми и нижнего триаса, составляющих данную структуру, отмечена значительная примесь вулканогенной составляющей (в некоторых разрезах до 25—30% — угловатые и угловато-окатанные обломки туфов андезитового состава и вулканического стекла, иногда вулканогенные отложения достигают гравийной размерности). По данным А.Л.Буслович [2], отложения сухонской свиты верхней перми формировались в водном бассейне в условиях активной вулканической деятельности. При этом вулканизм сопровождался подъемом в зону осадконакопления термальных вод, обогащенных карбонатами, кремнеземом, в меньшей степени железом, марганцем и другими компонентами. Имеющиеся к настоящему времени материалы позволяют предполагать неоднократную активизацию тектоно-магматических процессов в пределах Среднерусского авлакогена. Известно [4], что в раннедевонское время происходило оживление глубинных разломов Солигаличского сегмента авлакогена, где вскрыты габбро-диабазы, базальты и туфобрекчии. В верхней части фанерозоя прослеживаются вертикальные жилы пирита с борнитом и флюоритом. Одной из скважин близ Чухломы подсечены дайки долеритов, рвущие ордовикские отложения. К северу от Никольского района в пределах Вологодской области при заверке бурением двух магнитных аномалий трубчатого типа были установлены проявления мезозойского вулканизма (кратерные образования трубчатого типа?), выходящие на дочетвертичный срез [7]. Любопытный факт уже нашего времени: при бурении в 1964 г. опорной скв.3, расположенной в районе Солигалича в интервале глубин 70—128 м, на протяжении 5 суток отмечалось интенсивное нагревание (до 70°) глинистого раствора и выделение пара над устьем скважины. Предполагается [10], что скважина вскрыла трещинную зону с термальными водами.

Находки рудного золота расположены в пределах умеренно поднятой кольцевой морфоструктуры, сопровождаются шлихогеохимическими аномалиями редкоземельных и ряда рудных элементов, частой встречаемостью в шлихах сульфидов — галенит, сфалерит, халькопирит, церуссит и др. (Е.А.Глазов, 1994). Наконец, к ним приурочены наибольшие (для территории Вологодской области) содержания шлихового Au до 300 мг/м³. В геоморфологическом отношении данная территория, примыкающая к северному ограничению возвышенности Северные Увалы, характеризуется глубоко врезанной и сильно расчлененной речной сетью (по сравнению с прилегающими площадями), имеющей четко выраженный концентрический рисунок и наследующей систему глубоко врезанных (до 150—200 м) погребенных и полупогребенных речных долин, возможно

карстово-тектонического заложения. Среди других признаков рудоносности отложений чехла восточной части Вологодской области можно отметить присутствие в ассоциации с золотом знаков молибденита, азурита, халькопирита, ковеллина, хромшпинелида, хромдиопсида, шеелита, пиропса, перовскита и некоторых других минералов. В отдельных пробах совместно с золотом встречаются мелкие пластинки серебра размером 0,12×0,15 мм, ярко-красные агрегатно-зернистые включения киновари размером 0,21×0,20 мм [9].

В целом находки золота рудного облика пока достаточно редки из-за редкой сети опробования на золото, и в силу того, что практически вся рассматриваемая территория покрыта мощным слоем ледниковых отложений (в среднем 20—30 м, до 100—150 м). Тем не менее, перечисленные примеры далеко не исчерпывают всех случаев для центральной части Русской платформы. Можно отметить уже упоминавшееся агрегатное золото Верхнекамской впадины [12], которое, по мнению авторов, образовалось в результате циркуляции низкотемпературных флюидов по зонам глубинных разломов. При этом укрупнение золота происходило в близповерхностных условиях, чему способствовало значительное содержание ртути в таких флюидах. Этим и объясняется повышенное содержание ртути в агрегатах золота и их специфическое строение. Следует отметить, что присутствие ртути в золоте в качестве элемента-примеси одна из особенностей его для центральной части Русской платформы и неоднократно отмечалось авторами настоящей статьи. Описываемая территория тяготеет к зоне Казанско-Кажимского авлакогена, где отмечены разломы фундамента, активизированные в мезозое и кайнозое, зоны разуплотнения осадочного чехла. В герцинский цикл тектогенеза Волго-Уральская антеклиз, в пределах которой расположен авлакоген, испытывала дифференцированные движения сопровождавшиеся излияниями андезитобазальтовых лав и эксплозиями туфов [4].

Совместное нахождение повышенных концентраций золота и интерметаллидов на территории Воронежской антеклизы объясняется (А.Д.Савко, Л.Т.Шевырев, В.В.Лоскутов, 1999; В.В.Лоскутов, 2002) в рамках модели экстагмационно-осадочного рудообразования золота, в которой рассматривается поступление флюидов из верхней мантии или нижней части коры в верхние части осадочного чехла, где происходит сорбция и консервация рудного вещества.

Таким образом, имеющиеся геологические предпосылки создают реальную основу выявления нетипичных для осадочных бассейнов древних платформ рудопроявлений золота в пределах территорий, тяготеющих к авлакогенам центральной части Русской платформы (Среднерусский, Крестцовский, Бекетовско-Харовский, Казанско-Кажимский, Пачелмский и др.), и связанных с ними зонам глубинных разломов, на которых выявлены гео- и гидрохимические аномалии, а также рудопроявления [6] Cu, Pb, Zn, Mo, являющиеся одним из источников россыпного золота.

Следует отметить, что роль коренных источников в повышении уровня золотоносности на изученных участках, по-видимому, весьма существенна. Места находок золота рудного облика характеризуются в целом повышенными содержаниями (до максимальных) россыпного золота, что указывает на тесную связь выявленных концентраций россыпного золота с золоторудными проявлениями. Эта закономерность, вполне заурядная для традиционных рудно-россыпных районов, на наш взгляд, наиболее важный

признак наличия золоторудных проявлений в отложениях платформенного чехла на рассматриваемой территории.

В заключение можно привести слова Ю.А.Билибина, который, рассматривая те случаи, когда россыпи есть, а их коренных источников не выявлено (на примере Ленского района), отмечал: «Отсутствие концентрированных коренных месторождений является чрезвычайно простым фактом, не требующим какого-либо научного обоснования. Оно лишь показывает, что поиски велись неумело, количество произведенных работ и затраченных времени и средств не доказывает ничего. В том, что такие месторождения существуют, не может быть никаких сомнений» («Основы геологии россыпей», 1955, с. 451).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасов М.Н., Николаев В.А. Перспективы алмазоносности Карельского перешейка (Западное Приладожье) // Региональная геология и металлогения. 2003. № 18. С. 116—121.
2. Буслович А.Л. О мезозойской тектонической и магматической активизации севера Московской синеклизы (в пределах Московской области) // Геология и минеральные ресурсы Вологодской области / Сб. научных статей. — Вологда: Русь, 2000. С. 74—77.
3. Ваганов В.И., Варламов В.А., Голубев Ю.К. и др. Центральная часть Восточно-Европейской платформы — новая алмазоперспективная территория // Руды и металлы. 1996. № 8. С. 11—17.
4. Валеев Р.Н., Чайкин В.Г., Ситдииков Б.С., Урасин М.А. Магматические формации и эндогенная минерализация Восточно-Европейской платформы / Обзор: Общая и региональная геология. Геологическое картирование. — М., 1980.
5. Вестник золотопромышленности и горного дела. 1901, 1905, 1906.
6. Горжеский Д.И., Ручкин Г.В., Володин Р.Н., Донец А.И. Месторождения цветных и благородных металлов осадочных бассейнов чехлов древних платформ и геологические предпосылки их открытия на Русской платформе // Руды и металлы. 1996. № 2. С. 17—25.
7. Зверева В.Б. Новые данные о перспективах алмазоносности Среднерусской системы авлакогенов // Разведка и охрана недр. 2003. № 9. С. 21—24.
8. Игнатов П.А., Болонин А.В., Тихонова Н.В. Концентрирование редких, рассеянных и благородных металлов в визейских отложениях Боровичского района // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 1. С. 5—6.
9. Киселев И.И., Глазов Е.А. Поиски древних и современных россыпей золота в Вологодской области // Геология и минеральные ресурсы Вологодской области / Сб. научных статей. — Вологда: Русь, 2000. С. 114—120.
10. Кичигин А.Н. Тектонический фактор формирования рельефа Вологодской области // Геология и минеральные ресурсы Вологодской области / Сб. научных статей. — Вологда: Русь, 2000. С. 81—91.
11. Малич Н.С., Мирошник Е.П., Туганова Е.В. и др. Эволюция древних платформ севера Евразии // Региональная геология и металлогения. 1997. № 7. С. 137—155.
12. Наумов В.А., Илалтдинов И.Я., Осовецкий Б.М. и др. Золото Верхнекамской впадины / Кудымкар. — Пермь, 2003.
13. Макарьев А.А., Макарьева Е.Н., Погорельский А.И., Серов Е.К. Перспективы полезных ископаемых прибрежной зоны Онежского озера // Разведка и охрана недр. 2002. № 9. С. 61—64.
14. Матвеева Е.В., Филиппов В.П. Типовые геологические обстановки формирования россыпных проявлений центральной части Русской платформы // Отечественная геология. № 3. 1998. С. 34—40.
15. Матвеева Е.В., Филиппов В.П., Яблокова С.В. и др. Экзогенная золотоносность северо-востока Русской платформы: предпосылки освоения // Руды и металлы. 2002. № 4. С. 16—26.
16. Кальниченко С.С., Иванов Н.М., Каримова Н.А. др. Основные типы золотосодержащих месторождений осадочного чехла центральной части Восточно-Европейской платформы // Руды и металлы. 1995. № 6. С. 5—15.
17. Панова Е.Г., Казак А.П., Якобсон К.Э. Терригенное осадконакопление на Главном девонском поле // Литосфера. 2003. № 4. С. 19—31.
18. Харлашин А.П., Шатков Н.Г. Бентониты северо-запада России: особенности регионального распространения, условия локализации месторождений, проблемы генезиса // Региональная металлогения. 2003. № 8. С. 122—132.
19. Яблокова С.В., Полканов Ю.А., Иконников Н.И. Золотоносность титановых и титано-циркониевых россыпей Русской платформы и других регионов // Древние и погребенные россыпи СССР. Ч. 2. — Киев, 1977.

Золото в фосфоритах Кингисеппского месторождения Русской платформы

В.М.КОНСТАНТИНОВ, А.А.КАЗАКОВ (ВНИИХТ Федерального агентства по атомной энергии), **В.М.НОВИКОВ, Н.В.ТРУБКИН** (ИГЕМ РАН)

В последние годы большое внимание обращается на комплексное освоение фосфоритовых месторождений, что является обязательным разделом программы технологической оценки сырья [2]. В числе сопутствующих полезных компонентов фигурируют неметаллические — кварц, глауконит и металлы — золото, платиноиды, редкие земли и др. [1, 9, 11, 15]. Золотоносность фосфоритов связывается главным образом с месторождениями юрского, мелового и палеогенового возрастов, расположенных в центральной части Русской платформы [8, 18]. Авторами самородное золото установлено в ордовикских фосфоритах Кингисеппского месторождения (северо-запад платформы).

Месторождение приурочено к Прибалтийскому фосфоритовому бассейну, прослеживающемуся на сотни километров вдоль юго-восточного побережья Финского залива. Оно расположено в нескольких километрах западнее г.Кингисепп Ленинградской области на междуречье Луги и Нарвы.

В структурно-тектоническом отношении месторождение локализуется на границе Балтийского щита и краевой части северо-западного крыла Московской синеклизы. Фосфориты распространены в базальной части тремадокского яруса ордовика, выделяемого под названием пакерортского горизонта. В разрезе преобладают песчаные породы с обломками фосфатных раковин брахиопод (оболочные пески). Кингисеппскому месторождению свойственен наиболее полный разрез фосфатоносных отложений мощностью 2—3 м, состоящий из четырех (I—IV) пачек [4].

Нижняя IV пачка представлена крупнозернистыми плохосортированными песками с примесью фосфатного раковинного материала. Пачка III характеризуется мелкозернистыми тонкослоистыми кварцевыми песками, иногда алевролитами. В песках присутствует мелко раковиный детрит. Пачка II сложена среднезернистыми косослоистыми песками с большим количеством (20—30%) раковин брахиопод и их обломков и доминирует в промышленном освоении фосфоритов месторождения. Верхняя I пачка распространена фрагментарно и в ней наблюдаются пески со створками раковин, иногда образующие ракушечник. Формирование оболочной толщи протекало на фоне регрессивного цикла осадконакопления в условиях сокращающегося по площади мелководного морского бассейна.

В рудах месторождения содержится (в %): фосфорит (обломки раковин) — 19; кварц и полевой шпат — 73; доломит — 6; гидроксиды железа — 1,4; глауконит, гидрослюда, дикий сланец — 0,6. Хвосты флотации легкообогащаемых ракушечных руд Кингисеппского месторождения представляют собой кварцевое сырье для производства стекла, стеклопластиков, формовочных смесей. Из них может быть выделен также глауконитовый концентрат для изготовления пигментов и других целей [2].

Авторы настоящей статьи изучили пробу флотоконцентрата массой 3 кг. Она сложена разнозернистым полимиктовым песком с большим количеством (до 20%) обломочного материала, главным образом фосфатизированными створками брахиопод (оболид) и зубами рыб. Кроме орга-

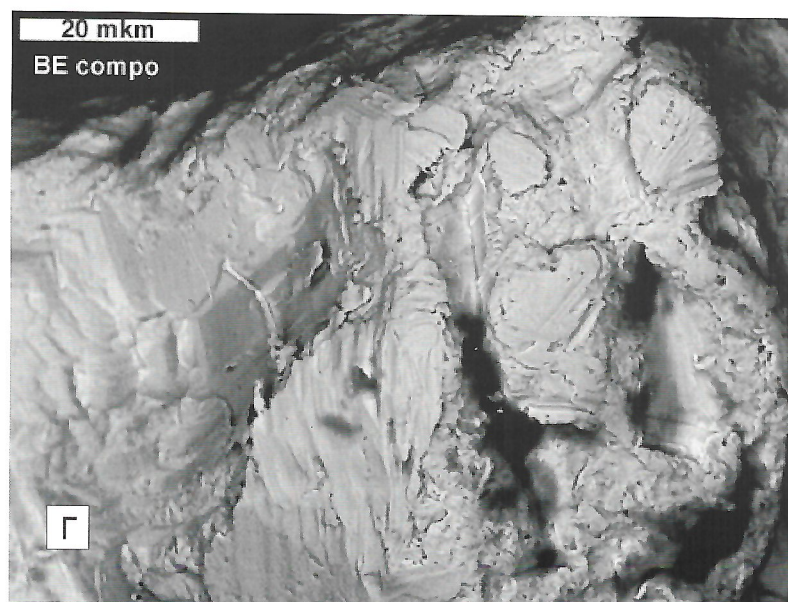
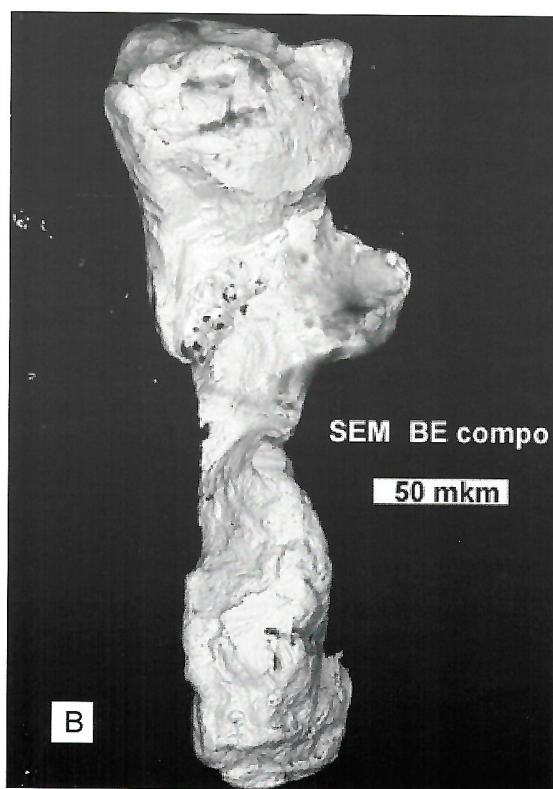
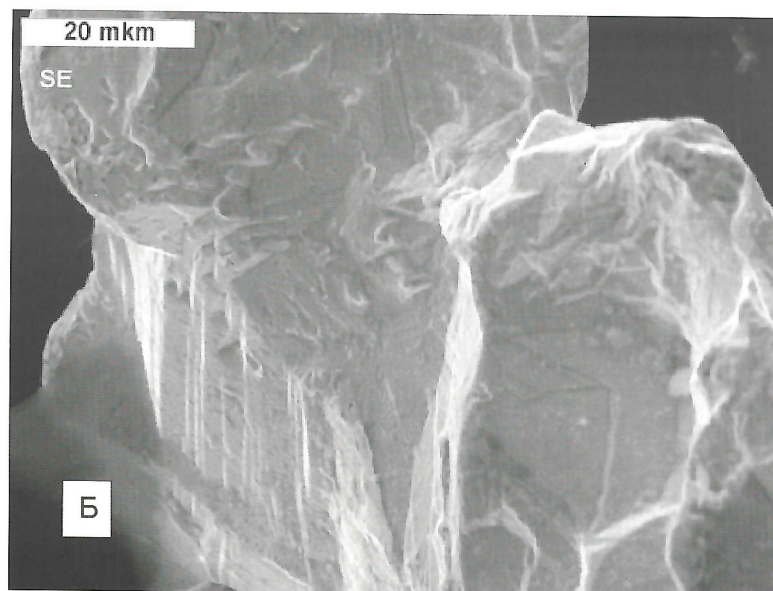
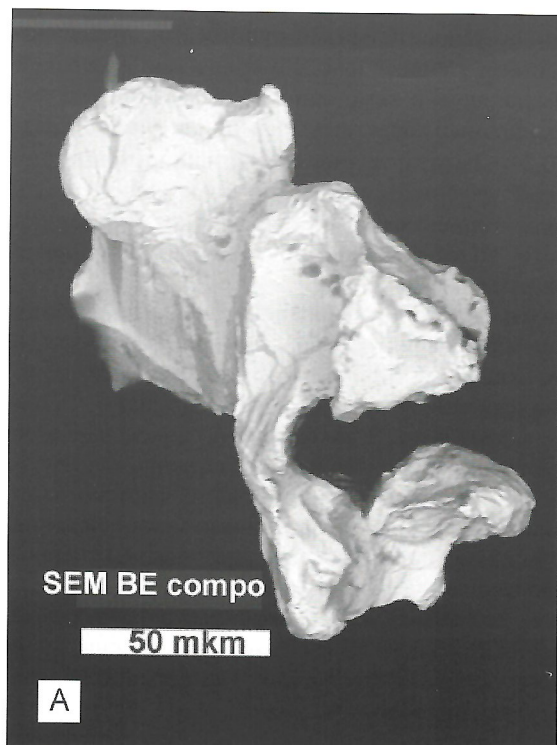
нических остатков, песок и фрагменты обломочного материала включают зерна кварца различной окатанности от совершенно прозрачного до мутновато-серого (35%), глауконит разной окраски от светло-зеленой до темно-зеленой, почти черной (30%). Остальная песчаная часть пробы представлена зернами полевых шпатов, циркона, апатита, турмалина, дистена, ставролита, карбоната, гипса, монацита, лопарита, пирохлора, ксинотима, граната, пирита, арсенопирита, оксидов и гидроксидов железа, фрагментами углистого вещества. Кроме того, из просмотренного под биноклем материала было извлечено 10 зерен самородного золота.

Химический состав фосфатизированного обломочного материала пробы изучался методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) с использованием квадрупольного масс-спектрометра PLASMA QUAD PQ2+TURBO (ИГЕМ РАН). Проанализировано 5 образцов. В четырех из них обнаружено Au от 0,1 до 0,5 г/т. Следует также отметить наличие в анализах (в г/т): Se 2,3—3,7, в одном Ag 2, в двух Cu 2,6 и 3,4, а также высокие содержания Sr до 1763, Y до 147 и редкоземельных элементов, в сумме максимально достигающие 1026.

Самородное золото из фосфоритов Кингисеппского месторождения представлено выделениями различной степени окатанности. Форма золотинок, как правило, комковидно-угловатая, комковидно-удлиненная, в одном случае проволоочная. Цвет металла желтый и желтовато-зеленый. У девяти золотинок поверхность чистая отпрепарированная. И только в одном случае в золоте, обнаруженном в магнитной фракции флотоконцентрата, отмечены включения гидроксидов железа.

Изучение морфологии поверхности и состава зерен золота проводилось в сканирующем электронном микроскопе JSM-5300, снабженным рентгеновским энергодисперсионным спектрометром Link ISIS (ИГЕМ РАН). По размерам частиц самородное золото относится к мелкому (0,05—2 мм). В поперечнике золотинок порядка 0,1 мм, а в длину около 0,3 мм (см. рисунок). Неокатанным зернам свойственна бугристая поверхность без пустот и дырок (см. рисунок, А). Местами на ней наблюдаются гладкие гранные формы, характерные отпечаткам ступеней роста кварца (см. рисунок, Б). Для окатанных золотинок типичен волнистый относительно выровненный рельеф (см. рисунок, В). При большом увеличении видно, что краевые участки таких зерен золота интенсивно корродированы и имеют губчатый облик. Одновременно на их поверхности наблюдается нарастание микропластинчатых агрегатов металла. На пластинках отчетливо прослеживаются следы волочения (см. рисунок, Г).

Состав анализировался на неполированных образцах естественного облика. Выбирались точки, в которых сумма определяемых элементов не очень отклонялась от 100%, и тем самым достигалось достоверное взаимное соотношение их содержаний. Ниже представлены содержания элементов в атомных долях процента. Состав частиц золота от точки к точке изменяется в пределах Au



Самородное золото в обратнорассеянных электронах растрового микроскопа:

А — неокатанное зерно; Б — полигональные отпечатки минералов — сростков (кварца?) в золоте; В — частично окатанное комковидно-удлиненное зерно; Г — пластинчато-губчатый характер поверхности окатанной золотины

78—91%, составляя в среднем 85%. В этом высокопробном самородном золоте фиксируется также Ag, Cu и Se. Содержание Ag составляет 10—16%, а концентрация Cu не превышает 5,2%. В точках с повышенным количеством Cu отмечается и Se, доля которого достигала 0,6—1,2% (см. таблицу).

Золотосеребро-медные фазы в самородном золоте довольно редки. На Урале происхождение такого золота связывается с прогрессивным метаморфизмом гипербазитов рифейских и палеозойских комплексов [10]. В литературе мало сведений о селенистом золоте. Самородное золото с содержанием Se до 2,84% описано для месторождений

Состав изученных зерен самородного золота из фосфоритов Кингисеппского месторождения

Точки проб	Содержание, %			
	Cu	Se	Ag	Au
1	2,17	—	10,08	87,75
2	2,85	—	11,11	86,04
3	3,53	—	13,15	83,33
4	3,56	0,62	12,09	83,73
5	5,2	1,17	16,05	77,55
6	3,13	0,84	13,45	83,58
7	—	—	12,91	87,09
8	—	—	14,57	85,43
9	—	—	14,48	85,52
10	1,76	—	12,86	85,39
11	—	—	12,50	87,50
12	3,09	—	7,29	89,62
13	1,77	0,96	8,41	87,88
14	—	—	9,25	90,75
15	2,51	0,91	11,32	85,26
16	1,27	—	11,12	83,58
17	—	—	12,91	87,60

Средней Азии. Отмечается, что селен (наряду с Sm, Ra, Th, U и др.) в матрице золота распределяется равномерно, не образуя каких-либо иных фаз. При этом состав золота изменяется от высокопробного (84—99%) до электрума [16].

Вместе с тем, растворимость селена в золоте очень мала и не превышает 0,1%. При температуре 750°C в системе золото—селен известно одно стехиометрическое соединение AuSe, которое образуется при 350°C. Существует также ряд соединений Cu и Se, отвечающих формулам: Cu₅Se₄, Cu₂Se, CuSe₂, Cu₃Se₂ и др. [7]. Возможно, именно присутствием приповерхностных мелких включений каких-либо из этих фаз объясняется аномально высокое содержание селена в некоторых точках опробования исследованных частиц золота.

На генезис золота в фосфоритах центральной части Русской платформы (Егорьевское, Верхнекамское и другие месторождения) имеются различные точки зрения. По мнению А.В.Мельниковой, золото поступало вместе с обломочным материалом с приподнятых участков суши в прибрежную зону шельфа — зону апвеллинга [8]. А.П.Ясырев также считает, что золото присутствует в фосфоритах в виде механической примеси [18]. В.М.Турлычкин и Н.Л.Горенков предполагают, что происхождение этого металла в фосфоритах Уколовского месторождения связано с

сорбционно-восстановительными процессами, протекающими с участием хлорида золота и коллоидов в морской воде. По их данным, о хемогенном образовании свидетельствует пленочный характер выделений золота, его размерность (0,3×0,2 мм) и полное отсутствие на золотинах механической деформации [17]. На реакционную роль морской воды в процессах растворения и переотложения терригенного золота в фосфоритах указывал ранее И.С.Рожков с соавторами [13].

Источником золота Кингисеппского месторождения фосфоритов могли являться породы кристаллического фундамента Балтийского щита, что подтверждается составом акцессорных минералов фосфоритовых руд — лопарит, гранат, апатит и др. В докембрии и раннем палеозое предполагаемая область сноса непосредственно примыкала к зоне формирования сланцево-песчаной формации нижнего ордовика, при этом фосфоритовые месторождения ее локализуются вблизи границы рассматриваемых территорий северо-запада Русской платформы [5].

В пределах Балтийского щита коренные золоторудные месторождения и проявления известны как в России, так и в прилегающих районах Финляндии. Самородное мелкое (0,2—1 мм) высокопробное (Au — 95%, Ag — 5%) золото обнаружено в протерозойских и палеозойских интрузиях пикритовых порфиритов Карело-Кольского региона [3]. Золото с примесью меди от 0,48 до 9,17% описано для докембрийских железистых кварцитов Оленегорского месторождения Кольского полуострова. Золото мелкое (в среднем 0,2—0,5 мм), пластинчатой, крючковидной и проволоочной формы, образует сростания с кварцем, магнетитом, сульфидами [6]. А.В.Синицин и Л.А.Ермолаева, отмечая широкое распространение золота в четвертичных отложениях юго-восточной части Балтийского щита, предполагают наличие коренных источников в породах его кристаллического фундамента. При их размыве золото могло накапливаться в терригенных верхнепротерозойских и нижнепалеозойских породах осадочного чехла северной окраины Русской платформы. Золото в шлихах представлено зернами и пластинчатыми выделениями, размером 0,1—0,3 мм [14]. В последнее время золото впервые обнаружено в четвертичных отложениях Ленинградской области. Его происхождение объясняется экзарацией коренных золотоносных пород Балтийского щита и переотложением металла в зоне аккумуляции ледниковых отложений [12].

В Финляндии золото также связано как с коренными источниками кристаллического фундамента, так и установлено в переотложенном состоянии в глинистых ледниковых отложениях. Золото мелкое (преобладают зерна размером 0,1—0,3 мм), высокопробное (Au до 95%), содержит Bi около 0,2% и Cu 0,03—0,09% [19].

Таким образом, проведенные исследования позволили впервые установить наличие самородного золота в древних (ордовикских) фосфоритах северо-западной части Русской платформы. Судя по различной степени окатанности, золото не претерпело значительного механического преобразования и имеет первично терригенную природу. Данное обстоятельство может также свидетельствовать о близости коренного источника. Формирование фосфоритов Кингисеппского месторождения протекало в условиях мелководного шельфа. Терригенный материал поступал с прилегающей суши Балтийского щита. Обилие органики и резкие колебаниями кислотно-щелочных условий среды

зоны апвеллинга способствуют образованию фосфоритов и осаждению золота [8].

Вместе с тем, неоднородный состав и особенности морфологии поверхности окатанных частиц золота возможно объясняются воздействием на них фосфорных и органических кислот, высвобождаемых в результате коррозии желваков фосфоритов в морской среде, при наличии в донных осадках ионов хлора. Эти процессы могли сопровождаться частичным растворением и переотложением золота [13].

Металлоносность фосфатоносных отложений — один из основных направлений работ на Русской платформе [9]. Нахождение самородного золота и повышенные содержания редкоземельных элементов в фосфоритах Кингисеппского месторождения требуют дальнейшего их комплексного изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин Г.И., Большагин В.В., Заварзин А.В. и др. О Находке платиноидов в фосфоритах Центральной части Русской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 5. С. 88—89.
2. Ангелев А.И., Левин Б.В., Черненко Ю.Д. Фосфатное сырье. Справочник. — М.: Наука, 2000.
3. Багдасаров Э.А., Симаков С.К. О находке самородного золота в ультрамафитах Карело-Кольского региона // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 3. С. 715—716.
4. Ванчугов В.С. Литолого-фациальная зональность фосфоритоносных отложений восточной части Прибалтийского бассейна // Геологические проблемы фосфоритонакопления. — М.: Наука, 1987. С. 124—127.
5. Горжесевский Д.И., Ручкин Г.В., Володин Р.Н., Донец А.И. Месторождения цветных и благородных металлов осадочных бассейнов чехлов древних платформ и геологические предпосылки их открытия на Русской платформе // Руды и металлы. 1996. № 2. С. 17—27.
6. Иванюк Г.Ю., Голиков Н.Н., Горяинов П.М. и др. Золотоносность железистых кварцитов Оленегорского месторождения (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 2. С. 162—170.
7. Малышев В.М., Румянцев Д.В. Золото. — М.: Metallurgy, 1979.
8. Мельникова А.В. Золотосодержащие фосфориты центральной части Русской платформы — своеобразный тип промежуточного коллектора золота // Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий. XII Международное совещание по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Москва 25—29 сентября 2000 г. Тез. докл. — Москва, 2000. С. 234.
9. Мигачев И.Ф., Клюквин А.Н., Сычкин Н.И., Ручкин Г.В. Основные результаты исследований рудоносности чехла Восточно-Европейской платформы и приоритетные направления геологоразведочных и научно-исследовательских работ // Руды и металлы. 1996. № 2. С. 5—9.
10. Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Происхождение оруденения с медистым золотом в альпинотипных гипербазах Урала // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 6. С. 797—798.
11. Набиль Фаттах. Распределение и концентрация редкоземельных, радиоактивных элементов и кадмия в фосфоритах месторождения Метлауи (Тунис) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 3. С. 48—52.
12. Печниковский А.А. О перспективах золотоносности четвертичных отложений Ленинградской области // Полезные ископаемые России и их освоение. Ежегодная научная конференция молодых ученых. Тезисы докладов. 15—16 апреля 1998 г. — СПб., 1998. С. 21.
13. Рожков И.С., Никитин Н.М., Ясырев А.П. Россыпное золото в мезо-кайнозойских отложениях центральной части Русской платформы // Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 72. С. 185—199.
14. Ситинин А.В., Ермолаева Л.А. О перспективах золотоносности юго-восточной части Балтийского щита // Разведка и охрана недр. 1970. № 5. С. 1—4.
15. Столяров А.С., Ивлева Е.И. Комплексные осадочные сульфидно-фосфорные ураново-редкометалльные месторождения Ергенесского рудного района // Материалы к литологическому совещанию «Литология и полезные ископаемые Центральной России». — Воронеж, 2000. С. 81.
16. Тимофеева Т.С., Сисенгалиева А.В., Мусаева М.М. Селенистое самородное золото из золоторудных ассоциаций Средней Азии // Узбекский геологический журнал. 1990. № 1. С. 37—43.
17. Турлычкин В.М., Горенков Н.П. Фосфориты — адсорбенты золота и восстановители до свободного — металлического // Геологический вестник центральных районов России. 1999. № 3. С. 14—17.
18. Ясырев А.П. Золото и серебро в фосфоритах Русской платформы // Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 72. С. 200—203.
19. Geological Survey of Finland Current Research 1988. Geologian tutkimuskeskus. Espoo, 1988.

Геология и рудоносность массива Падос-Тундра на Кольском полуострове

В.П.МАМОНТОВ, В.С.ДОКУЧАЕВА (ОАО «Мурманская ГРЭС»)

Массив Падос-Тундра, расположенный в западной части Кольского полуострова (рис. 1), входит в состав Нотозерского гипербазитового комплекса [3, 10], приуроченного к надвигу палеопротерозойского пояса Лапландских гранулитов Кольско-Мезенского геоблока на Беломорский геоблок архейских гранито-гнейсов. По данным региональных исследований эта зона рассматривается как юго-восточное продолжение зеленокаменного пояса Танаэльв [18, 23]. Геотектоническая позиция Нотозерского комплекса и именно его положение на границе складчатого пояса и геоблока архейской кратонизации, сопоставима с положением ряда хромитоносных стратиформных массивов (Кампо-Формозу, Кеми и др.) по классификации, предложенной В.И.Николаевым [15]. Массивы Нотозерского комплекса вместе с массивами горы Ляварака [6], Фалалей на Кольском полуострове и Северо-Карельского гипербазитового пояса были выделены как раннепротерозойские дунит-гарцбургитовые формации [14]. Определений изотопного датирования интрузий Нотозерского комплекса в настоящее время не существует, приблизительное время (2,5—2,4 млрд. лет) становления массива Падос-Тундра определено по палеомагнитным данным [20]. Нотозерский комплекс в виде цепочки интрузивов — Ханлаут-Варака, Падос-Тундра, Чапес-Варака, Ягельная Варака, Лотмвара, Кыйбушк Варака и другие — протягивается в широтном направлении на 40 км.

Массив Падос-Тундра (см. рис. 1), занимающий центральное положение в комплексе, имеет наиболее крупные размеры и более детально изучен. В 90-е годы прошлого века ОАО «Мурманская геологоразведочная экспедиция» на данном массиве выполнила геологические исследования с целью поисков полезных ископаемых. При этом были проведены геофизические, горные и буровые работы (скважины глубиной до 200 м). Результаты таких исследований изложены в данной статье.

Гипербазитовый массив Падос-Тундра на уровне современного эрозионного среза (см. рис. 1) представлен телом, вытянутым в северо-восточном направлении (65°), с моноклинальным, преимущественно северо-западным падением пород ($<45-80^\circ$). Длина массива около 6 км, предполагаемая мощность 1,5—2,1 км, площадь 13,41 км². По данным геофизических исследований по направлению падения массив прослеживается на глубину более 3 км. Вмещающие породы сложены архейскими гранито- и гранодиорито-гнейсами северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углами $20-45^\circ$. Южный и западный контакты массива носят интрузивный характер, северный — тектонический, восточный не изучен. В его экзоконтакте по гранито- и гранодиорито-гнейсам развиты плейчатые биотит-хлорит-амфиболовые сланцы и милониты (1—5 м). Массив подвергся воздействию Карельского тектогенеза, с которым связано формирование надвига Лапландского гранулитового пояса на Беломорский геоблок, развитие процессов складчатости, разрывной тектоники и проявлений кислого магматизма. В результате всех этих процессов произошли значительные изменения первоначальной формы и геологического строения массива: подворот флангов, развитие наложенной дизъюнктивной и

пликативной тектоники, вторичных аллометаморфических процессов замещения пород и изменение пологих элементов залегания слоев пород на крутые ($45-80^\circ$). В обобщенном геологическом разрезе массива (рис. 2), в направлении от южного контакта к северному, выделяются: эндоконтактная зона, расслоенная серия и предполагаемая верхняя зона.

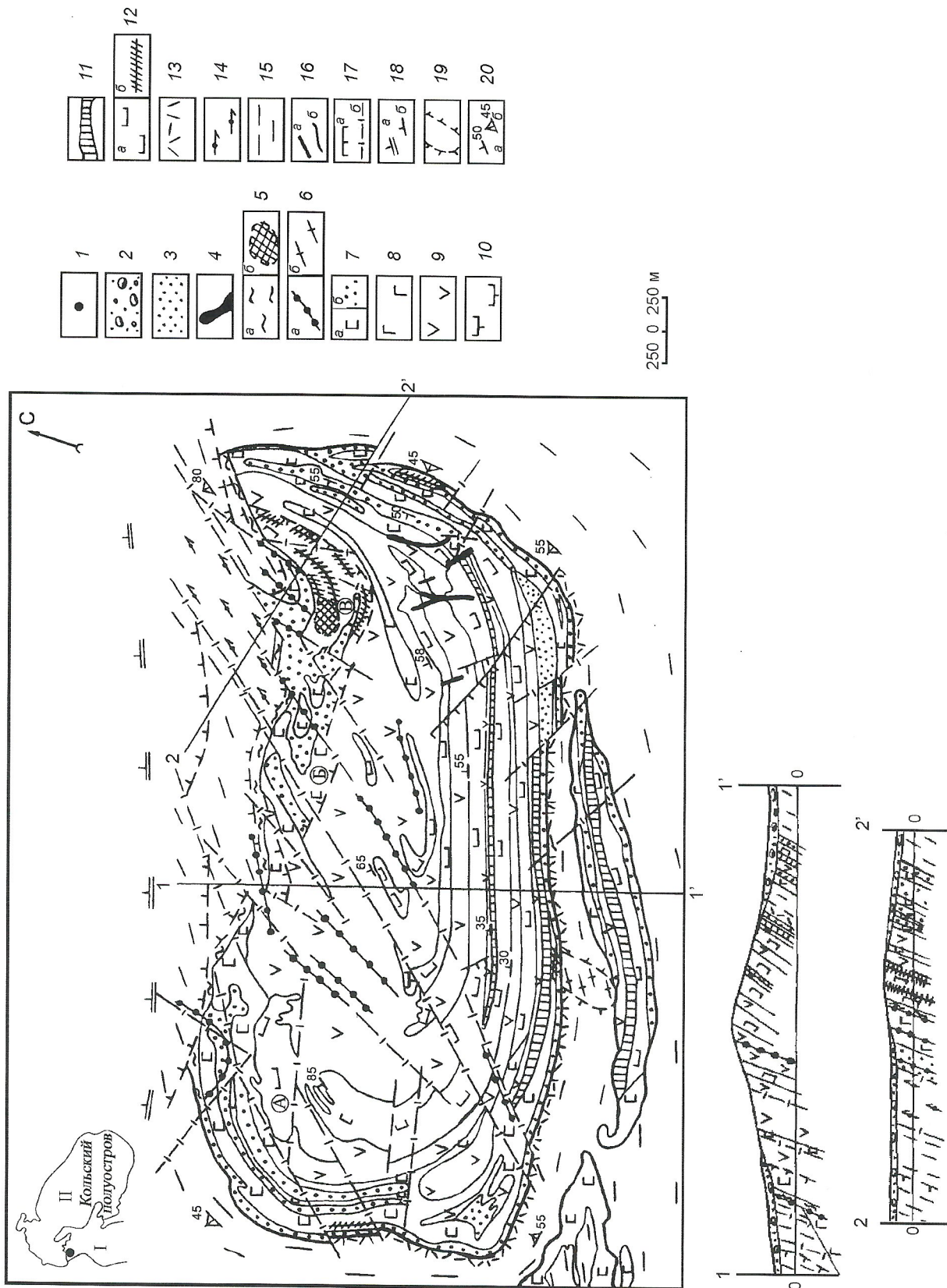
Эндоконтактная зона мощностью 10—20 м развита у южного контакта массива. Она представлена тонкорассланцованными амфиболовыми породами, образованными в процессе метаморфизма пород основного состава. Преобладающие минералы — тремолит и гедрит, в интерстициях которых наблюдаются агрегаты пластинок хлорита и, значительно реже, талька.

Ритмично-расслоенная серия, представленная сингенетическим рядом пород дуниты—гарцбургиты—ортопироксениты, составляет основной объем массива. На уровне современного эрозионного среза преобладают ортопироксениты и дуниты, незначительно распространены гарцбургиты. В обобщенном разрезе массива, от южного контакта к северному, выделяется 7 ритмов (см. рис. 2). Каждый ритм начинается с дунитов и завершается ортопироксенитами, границы между слоями пород отчетливые. В южной части массива в направлении от южного контакта к северному в ненарушенных условиях, наблюдается стабильное увеличение мощности ритмов и ортопироксенитов. В результате воздействия наложенной тектоники, южная часть массива сдвинулась в западном направлении по контакту между дунитами и ортопироксенитами четвертого ритма. В плоскости сдвига развиты динамосланцы мощностью 20—30 м. В центральной и северной частях массива в результате таких процессов произошло интенсивное нарушение первоначального строения 5—7 ритмов. Седьмой ритм представлен отдельными блоками дунитов, среди которых крупные — северо-западный, северный и северо-восточный. Предполагается, что этот ритм состоял из наиболее мощного (200—350 м) слоя дунитов и весьма незначительного по мощности — ортопироксенитов. Гарцбургиты наблюдаются в основном в средних частях 1 и 3 ритмов, мощность их 25—50 м.

Дуниты — мелкозернистые массивные породы, состоящие из оливина (90—95%), хромшпинелидов (2—3%) и незначительного количества ортопироксена ($<1\%$). Дуниты — хромит-оливиновые кумулаты. Идиоморфный оливин относится к пограничной области форстерита и хризолита (Fe_2SiO_4 9—14%), ксеноморфный ортопироксен — к бронзиту (FeSiO_3 10—12%). Акцессорные хромшпинелиды расположены преимущественно в интерстициях оливина.

Гарцбургиты — мелко- и среднезернистые массивные породы, сложенные оливином (60—70%), ортопироксеном (40—60%) и акцессорным хромшпинелидом (0,5—3,0%), относятся также к хромит-оливиновым кумулатам; идиоморфный оливин — также к форстериту-хризолиту (Fe_2SiO_4 9—13%), ортопироксен-бронзит (FeSiO_3 10—12%) выполняет интерстиции оливина. Мелкие кристаллы хромшпинелидов рассеяны в межзерновых пространствах оливина или включены в ортопироксен.

Рис. 1. Геологическая карта массивов Палос-Тундра и Малый Падос:



геологические разрезы по линиям А—Б, В—Г; 1 — массив Палос-Тундра (геоблоки: 1 — Беломорский, 11 — Колско-Мезенский); 2 — морена; 3 — деинтегрированные ультраосновные, 4 — тальк-магнезитовые; 5 — милониты (а), магнетит-хромитовые линзовидные и столбовые тела (б); 6 — дайки плагиогранитов (а), гранитный купол (б); 7 — серпентиниты (а), тремолитовые породы по ортопироксенитам (б); 8 — габбро; 9 — ортопироксениты; 10 — ортопироксениты оливиновые; 11 — гарцбургиты; 12 — дуниты (а), хромититы (б); 13 — хлорит-биотит-амфиболовые породы зоны экзоконтакта; 14 — амфиболиты гранатовые; архей; 15 — гранито- и гранодиорито-гнейсы; 16 — границы: а — массивов, б — петрографических разновидностей пород; 17 — тектонические нарушения; а — установленные, б — предполагаемые; 18 — надвиги: а — локальные; 19 — предполагаемый контур гнейсо-гранитного купола; 20 — элементы залегания: а — гнейсовидность, б — контакты пород массива; дунитовые блоки (буквы в кружках): А — северо-западный, Б — северный, В — северо-восточный

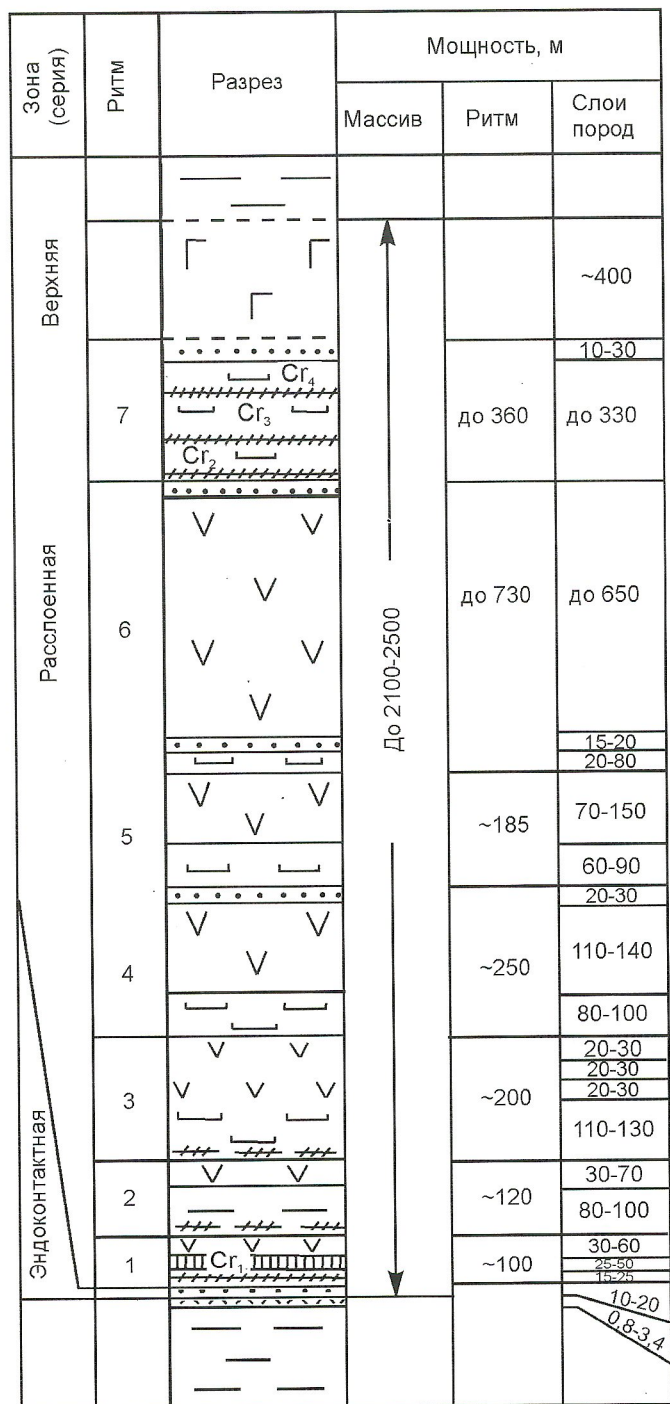


Рис. 2. Обобщенный геологический разрез массива Падос-Тундра:

см. услов. обозн. к рис. 1

Ортопироксениты — средне-, крупнозернистые, массивные породы, состоящие на 97—98% из призматических кристаллов ортопироксена-бронзита (FeSiO_3 10—12%). В незначительном количестве присутствуют ксеноморфные зерна клинопироксена и акцессорные хромшпинелиды. Среди почти мономинеральных бронзититов в ограниченном количестве встречены оливковые ортопироксениты с содержанием оливина 5—20%.

В результате процессов автометаморфизма по первичным минералам ультраосновных пород развиты серпентин, антофиллит, тремолит, тальк, магнезит, вторичный магнетит. По

дунитам преимущественно в эндоконтактной зоне массива развиты серпентиниты, состоящие из спутанно-волокнистого и радиально-лучистого хризотила. В их составе отмечается равномерная вкрапленность хроммагнетита, сульфидов (пирротин и халькопирит 1—2%), а также мелкие просечки и скопления пылевидных выделений вторичного магнетита. Амфиболовые породы, развитые по ортопироксенитам, широко распространены в краевых частях массива. Они состоят на 90—100% из призматических и волокнистых агрегатов тремолита с примесью хлорита и талька и мелких зерен хроммагнетита.

Дуниты, гарцбургиты и ортопироксениты по классификации А.Н.Заварицкого [9] относятся к нормальному петрохимическому типу ($\text{Na}+\text{K}<\text{Al}<2\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}$). Их характерная петрохимическая особенность — высокая магнезиальность или низкая железистость ($F=9,7\text{—}10,8\%$, табл. 1), а также низкие содержания алюминия, кальция и щелочей, при резком преобладании натрия над калием.

Геохимическая особенность пород массива — высокое содержание Cr (0,41—1,1%), превышающее кларковое значение (0,16%) для ультраосновных пород, который концентрируется в основном в хромшпинелидах. Для пород массива характерны низкие содержания Ti и Mn, невысокие — Ni. В реальном составе пород Ti и Mn входят в хромшпинелиды, а Ni присутствует в силикатной форме, входя в оливин. Характерно также незначительное содержание в породах S и P, количество же CO_2 колеблется в значительных пределах в зависимости от степени метаморфизма пород. В процессе метаморфизма происходит уменьшение содержания в породах MgO и SiO_2 , увеличение Al и Fe (III) (см. табл. 1) при уменьшении Fe (II), а также частичное перераспределение Cr из хромшпинелидов во вторичные силикатные минералы.

В породах ритмично-расслоенной серии развиты дайки мезо- и лейкократовых габбро, диоритов и горнблендитов, которые залегают в основном согласно с простиранием вмещающих их пород. Дайки габбро и диоритов прослежены на западном фланге массива в дунитах 4 и 7 ритмов. Мощность этих даек 0,1—0,8 м. В зоне контактов (10—20 см), по вмещающим породам, развиваются хлорит, амфибол, тальк, а вдоль самой линии контакта наблюдается интенсивное ожелезнение. Горнблендиты прослежены на северо-западе массива в ортопироксенитах 6 ритма, а на северо-востоке — в дунитах 7 ритма. Вокруг даек горнблендитов по ортопироксенитам или амфиболовым (тремолитовым) породам развиваются хлоритовые оторочки мощностью 0,2—2,8 м, а в дунитах эти оторочки измеряются первыми сантиметрами.

Предполагаемая Верхняя зона фрагментарно наблюдается на северо-востоке массива. Вблизи от контакта с породами 7 ритма канавами вскрыты габбро-амфиболиты, состоящие из амфибола, биотита и хлорита. Общий объем и взаимоотношения пород этой зоны с подстилающими (7 ритм) и перекрывающими (вмещающими) породами не установлены. Ориентировочная мощность Верхней зоны около 400 м. Предполагается, что в результате надвига основной ее объем был перекрыт вмещающими породами.

В 200—450 м к югу от массива Падос-Тундра (см. рис. 1) расположен небольшой (протяженность 3,5—4,0 км и мощность до 400 м) массив, называемый Малым Падосом. По-видимому, он сателлит описываемого массива. Малый Падос был изучен с применением большого объема буровых работ в 1956—1960 гг. (В.А.Климов и

1. Химический состав пород, %

Компоненты	Дунит слабо измененный	Серпентинит по дуниту	Гарцбургиты		Ортопироксениты	
			Слабо измененный	Сильно серпентинизированный	Свежий	Измененный
SiO ₂	38,44	37,40	44,86	41,05	54,83	52,88
TiO ₂	0,05	0,13	0,17	0,12	0,09	0,07
Al ₂ O ₃	0,99	2,60	2,46	3,65	1,89	2,58
Fe ₂ O ₃	3,32	6,68	3,14	5,04	0,82	1,33
FeO	7,25	4,34	6,51	3,95	6,26	5,28
MnO	0,14	0,12	0,13	0,12	0,15	0,10
MgO	44,65	35,88	34,50	32,84	32,31	30,27
CaO	0,55	0,62	1,79	1,90	1,20	1,42
Na ₂ O	0,11	0,06	0,06	0,09	0,08	0,07
K ₂ O	0,07	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03
H ₂ O ⁻	0,25	0,46	0,34	0,55	0,13	0,32
П.п.п.	2,32	9,62	4,69	9,53	1,25	4,62
Cr ₂ O ₃	1,43	1,04	0,61	0,84	0,80	0,74
NiO	0,30	0,31	0,17	0,18	0,10	0,12
CO ₂	0,02	0,66	0,42	0,07	0,09	0,11
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
SO ₃	0,07	0,03	0,04	0,03	0,00	0,02
Сумма	99,96	99,98	99,99	100,00	100,03	99,96
$F = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100\%$ (молекулярное содержание)	9,9	10,3	10,8	9,5	10,3	9,7
Число анализов	16	9	4	4	14	7

др., 1960). Было установлено, что рассматриваемый массив дифференцирован от дунитов до габброидов. По аналогии с массивом Малый Падос и с учетом предполагаемой Верхней зоны с некоторой степенью условности можно предположить, что и массив Падос-Тундра в первоначальный период его консолидации также был дифференцирован от дунитов до габброидов.

В результате процессов Карельского тектогенеза в массиве развиты *дайки плагиогранитов*, представленные мелкозернистыми полосчатыми породами, приуроченными к крутопадающим тектоническим нарушениям северо-восточного направления. Мощность их 0,2—35 м, протяженность 250—1000 м. Наиболее насыщена гранитными дайками предполагаемая Верхняя зона. Здесь вокруг гранитных даек встречаются: сульфидно-кварцевые жилы мощностью до 2 м, полевошпатовые и биотит-хлоритовые тонкие прожилки (до 3—5 см) с единичными хорошо ограниченными кристаллами черного турмалина. При внедрении даек плагиогранитов был нарушен контакт между Верхней зоной и Рассло-

енной серией, а породы Верхней зоны претерпели мощную метасоматическую переработку. Вокруг гранитных даек развиты контактово-метасоматические породы (оталькованные тонкорассланцованные серпентиниты, тальк-хлорит-актинолитовые, хлорит-тальковые и тальковые сланцы, спутанно-волокнистые актинолититы). Вне зоны прямого контакта с гранитами — гидротермально-метасоматические породы (хлорититы, тальк-магнезитовые породы, талькиты-стеатиты и бирбириты). По палеомагнитным данным определено время (1,95—1,9 млрд. лет) проявления кислого магматизма в пределах массива и его обрамления, которое соответствует возрасту регионального метаморфизма и карельского диастрофизма [20].

В пределах массива установлены запасы тальк-магнезитовых руд, прогнозные ресурсы тальк-магнезитовых руд и огнеупорных дунитов, а также рудопроявления хромитов. *Тальк-магнезитовые руды* представлены пятью жилами (мощность 4—76 м и длина 100—1100 м), секущими породы Расслоенной серии в северо-западном направлении.

Средневзвешенные содержания в руде: талька 34,4, магнезита 23,5%. Предварительными лабораторными технологическими исследования установлено, что из руды можно получить тальковый и магнезитовый продукты [11]. Дуниты 2 и 3 ритмов по результатам лабораторных технологических испытаний — высококачественное сырье для производства форстеритовых огнеупоров [1]. Все выявленные рудопроявления хромитов приурочены к дунитам или аподунитовым серпентинитам. В настоящее время в массиве известны 4 вкрапленных хромитовых горизонта (Cr_1 , Cr_2 , Cr_3 , Cr_4) пластового морфологического типа, а также ряд линзовидных и столбообразных тел (см. рис. 1).

Первый хромитовый горизонт Cr_1 мощностью 0,04—0,5 м фрагментарно прослежен в подошве аподунитовых серпентинитов первого ритма. Хромшпинелиды метаморфизованы и представлены хроммагнетитом и черным пластинчатым хлоритом. Максимальное содержание Cr_2O_3 8,59%.

Второй, третий и четвертый горизонты, а также линзовидные и столбообразные тела прослежены в пределах наиболее детально изученного северо-восточного дунитового блока седьмого ритма (см. рис. 1). Показатели рудопроявлений хромитов северо-восточного блока массива Падос-Тундра приведены в табл. 2.

Второй горизонт Cr_2 развит в лежащем боку описываемого блока. На поверхности массива контакт данного горизонта с подстилающими ортопироксенитами характеризуется незначительным понижением в рельефе и осложнен складчатыми и блоковыми формами. Горизонт вскрыт расчисткой и двумя скважинами.

Предполагается, что второй горизонт длиной 1400 м, на всем протяжении его по поверхности склона наблюдаются многочисленные валуны размерами 0,1—0,6 м в поперечнике с густовкрапленным и массивным хромитовым оруденением.

Третий горизонт Cr_3 расположен в центральной части данного блока и прослежен расчистками на 320 м. На северо-востоке блока на протяжении 140 м горизонт представлен линзовидными телами длиной 1—5 м и мощностью

0,13—0,45 м, соединенными между собой прожилками хромита. Далее на юго-запад на протяжении 180 м горизонт разбит на отдельные блоки сдвинутые относительно друг друга на 1—2 и до 15 м. Контакты хромитового горизонта с вмещающими дунитами отчетливые.

Четвертый горизонт Cr_4 находится в висячем боку дунитового блока и прослежен расчистками по простиранию на 85 м. Этот горизонт также характеризуется неоднородностью строения, наблюдаются раздувы мощностью 0,2—1,75 м, которые соединяются минерализованными прожилками. Контакты горизонта с вмещающими дунитами резкие.

В хромитовом оруденении пластового морфологического типа (Cr_2 , Cr_3 , Cr_4) по густоте вкрапленности хромшпинелидов выделены бедные и сравнительно богатые руды [19]. Бедные руды с содержанием хромшпинелидов 30—40% имеют равномернозернистую вкрапленную текстуру с локальными участками густовкрапленной, структура их сидеронитовая и аллотриоморфнозернистая. Богатые руды содержат хромшпинелиды в количестве 60—85%, обладают густовкрапленной и массивной текстурой, а также гипидиоморфнозернистой и идиоморфнозернистой структурой. Хромшпинелиды указанных типов руд представлены кристаллами округлой и неправильной формы, иногда с сохранившимися гранями октаэдра, размер их 0,1—2 мм. В бедной руде кристаллы хромшпинелидов преимущественно включены в межзерновые пространства оливина, в богатой — интерстиции хромшпинелидов выполнены серпентином, хлоритом, тремолитом (по оливину). Кристаллы хромшпинелидов нередко пересечены микротрещинами, выполненными также вторичными минералами. В богатой руде в незначительном количестве встречены сульфиды, представленные мельчайшими эмульсионными вкрапленниками пентландита и халькопирита. По содержанию Cr_2O_3 (см. табл. 2) эти руды подразделяются на убогие и бедные [13].

В западной части дунитового блока на продолжении третьего и четвертого горизонтов вкрапленных хромитовых руд были вскрыты расчистками разобценные крутопадающие магнетит-хромитовые тела линзо-

2. Основные показатели рудопроявлений хромитов северо-восточного дунитового блока

Морфологический тип рудопроявления	Положение в блоке	Направление, угол падения	Предположительная длина, м	Мощность, м	Содержание, %		$\frac{Cr_2O_3}{FeO_{вал}}$	Прогнозные ресурсы руды P_1 , тыс. т
					Cr_2O_3	$FeO_{вал}$		
Пласт 2 (Cr_2)	Лежащий бок	C-3, <57°	до 1400	3,8	<u>18,9—33,11</u> 26,01	<u>26,93</u> —	1,23	2406,0
Пласт 3 (Cr_3)	Центральная часть	C-3, <65°	>320	0,28	<u>27,91—44,64</u> 36,88	—	—	38,0
Пласт 4 (Cr_4)	Висячий бок	C-3, <60—70°	>85	0,8	<u>19,6—27,67</u> 22,16	<u>13,3—29,17</u> 17,86	<u>0,95—1,5</u> 1,3	—
Линзовидные и столбообразные тела	Западная часть блока, на продолжении 3 и 4 горизонтов	C-3, C-B, от 30—34° до 65—90°	Площади поперечных сечений от 30 см ² до 1,4 м ²		<u>24,68—42,51</u> 31,58	<u>22,03—31,07</u> 27,73	<u>1—1,74</u> 1,15	219,0
					<u>18,85—36,6</u> 26,23	<u>26,09—53,21</u> 37,82	<u>0,38—0,93</u> 0,71	

Примечания. 1. В числителе — от—до, в знаменателе — среднее арифметическое. 2. Прогнозные ресурсы оценены на глубину 100 м, ресурсы неутвержденные

видной и столбообразной формы. Всего было вскрыто 120 подобных тел, площади их поперечных сечений изменяются от 30 см² до 1,4 м², в разрезе такие тела изучены на глубину до 1 м. Магнетит-хромитовые тела представлены средне- и густовкрапленными, массивными и сливными рудами. По содержанию Cr₂O₃ и соотношению его с железом, руда бедная. Она имеет неравномерно зернистое сложение, где более крупные (0,2—0,8 мм) изометричные и округлые кристаллы хромшпинелидов окружены скоплениями мелких кристаллов хроммагнетитов. Магнетит-хромитовые тела залегают среди серпентинизированных и рассланцованных дунитов, насыщенных мелкими прожилками талькита, магнезита, магнетита и кварца.

Хромшпинелиды вкрапленных пластовых руд, как бедных, так и более богатых, характеризуются неоднородностью состава, проявленного в их зональном строении. В отраженном свете центральные части зерен хромшпинелидов отличаются от краевых, образующих тонкие оторочки, более низкой отражательной способностью. В проходящем свете большая их часть имеет красновато-буроватую окраску в отличие от черной в краевых частях. Неоднородно-зональное строение подтверждается при изучении их состава на микрозонде. В табл. 3 приведены подсчитанные средние составы хромшпинелидов по типам руд.

На диаграмме классификации хромшпинелидов, по Н.В.Павлову (рис. 3), состав их центральных частей обра-

3. Химический состав хромшпинелидов

Компоненты	Пластовые вкрапленные руды						Линзовидные и столбообразные тела			
	Бедные		Богатые и средние							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO ₂	0,32	0,29	0,24	0,55	0,18	0,20	0,11	0,33	0,58	0,07
Al ₂ O ₃	9,28	0,50	11,33	0,62	12,26	1,89	13,40	1,20	1,00	0,31
Cr ₂ O ₃	53,15	32,20	52,98	42,05	54,80	48,89	51,24	44,40	23,82	15,74
Fe ₂ O ₃	5,26	36,20	6,05	26,0	5,50	21,5	4,70	24,50	44,2	53,48
FeO	24,20	26,02	19,56	26,44	13,07	16,60	20,80	23,01	26,03	26,30
MgO	5,13	2,58	8,65	2,30	13,24	9,75	7,16	4,70	3,07	2,38
MnO	2,26	1,80	0,77	1,18	0,42	0,80	0,96	1,20	0,78	1,03
NiO	0,02	0,03	0,04	0,39	0,14	0,18	0,23	0,31	0,12	—
ZnO	—	—	0,28	0,47	0,18	0,19	1,21	0,35	0,23	—
V ₂ O ₅	0,36	0,34	—	—	0,21	—	0,20	—	—	0,2
Число проб	7	7	9	9	12	12	15	15	15	5

Число катионов в элементарной ячейке

Ti	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0
Al	3,2	0,2	3,6	0,2	3,8	0,4	4,2	0,4	0,3	0,1
Cr	11,5	7,6	11,2	9,8	11,2	10,9	10,8	10,2	5,3	3,8
Fe ³⁺	1,2	8,1	1,2	5,9	1,0	4,6	1,0	5,4	10,3	12,1
Fe ²⁺	5,4	6,4	4,3	6,5	2,8	3,8	4,6	5,6	6,4	6,7
Mg	2,1	1,2	3,5	1,0	5,2	4,0	2,9	2,0	1,3	1,0
Mn	0,5	0,4	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3
Ni	—	—	—	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	—
Zn	—	—	—	0,1	0,0	0,0	0,3	0,1	0,0	—
V	0,1	0,0	—	—	0,0	—	0,0	—	—	0,0

Примечание. 1. Центральные части зерен — 1, 3, 5, 7; краевые части — 2, 4, 6, 8; мелкие не зональные кристаллы — 9 и 10. 2. Химические анализы хромшпинелидов выполнены на микрозонде «Самеса» (КНЦ, г. Апатиты) и энергодисперсионном спектрометре фирмы «Тасог Х-гау» (ЗАО «Механобр-аналит», Санкт-Петербург). 3. Общее содержание железа (в форме FeO), полученное микрозондовым методом, рассчитано по методу работы [21].

зует довольно компактную группу в области субферриалюмохромитов-субферрихромитов. Данные хромшпинелиды характеризуются (см. табл. 3) достаточно высоким содержанием Cr_2O_3 52,9—54,8%, невысоким Fe_2O_3 5—8%, повышенным FeO 19,5—24,2% и элементами примесей Mn, Zn, Ni, V. Следует отметить, что хромшпинелиды бедных вкрапленных руд содержат меньшее количество Al_2O_3 и FeO и большее Mn по сравнению с богатыми рудами. По содержанию железа в двухвалентной группе охарактеризованные хромшпинелиды относятся к магнетиально-железистой разности, краевые тонкие оторочки зерен хромшпинелидов по составу — к феррихромиту и хроммагнетиту (см. табл. 3, рис. 3) с резко повышенным содержанием Fe_2O_3 и пониженным Al_2O_3 по сравнению с основной частью зерен. В меньшей степени снижается содержание хрома, характерно также наиболее высокое содержание Mn 2,26%. Изоморфизм при переходе от центральных частей хромшпинелидов к краевым происходит по линии замещения $\text{Cr}+\text{Al}$ на Fe^{3+} , а также Mg на Fe^{2+} .

В линзовидных и столбообразных рудных телах присутствует значительное количество зональных хромшпинелидов, центральные части которых также относятся к серии

субферриалюмохромитов, а краевые — феррихромитов. Следует отметить, что в данном типе руд краевые каймы более широкие, чем в хромшпинелидах вкрапленных пластовых руд. Для центральных частей данных хромшпинелидов характерны несколько повышенные содержания Al_2O_3 13,9% и пониженные Fe_2O_3 4,7%, а также повышенное содержание ZnO 1,2%. Для феррохромитов краевых частей таких хромшпинелидов характерны высокие содержания MnO 1,2%, повышенное NiO 0,31%. В этом типе руд наблюдается присутствие мелких изометрических кристаллов хромшпинелидов, расположенных или в интерстициях крупных зональных зерен, или нарастающих на их грани. В мелких кристаллах хромшпинелидов слабо выражена зональность, по составу они относятся к хроммагнетиту и пограничной области его с магнетитом (см. табл. 3, рис. 3). Для них характерно низкое содержание Cr_2O_3 15,7—23,8% и Al_2O_3 0,3—1,0%, высокое содержание Fe_2O_3 44—53,5%.

Для сравнения рудообразующих хромшпинелидов массива Падос-Тундра на диаграмму (см. рис. 3) были нанесены составы рудообразующих хромшпинелидов ряда известных гипербазитовых и гипербазит-базитовых интрузивов. Из диаграммы видно, что хромшпинелиды Па-

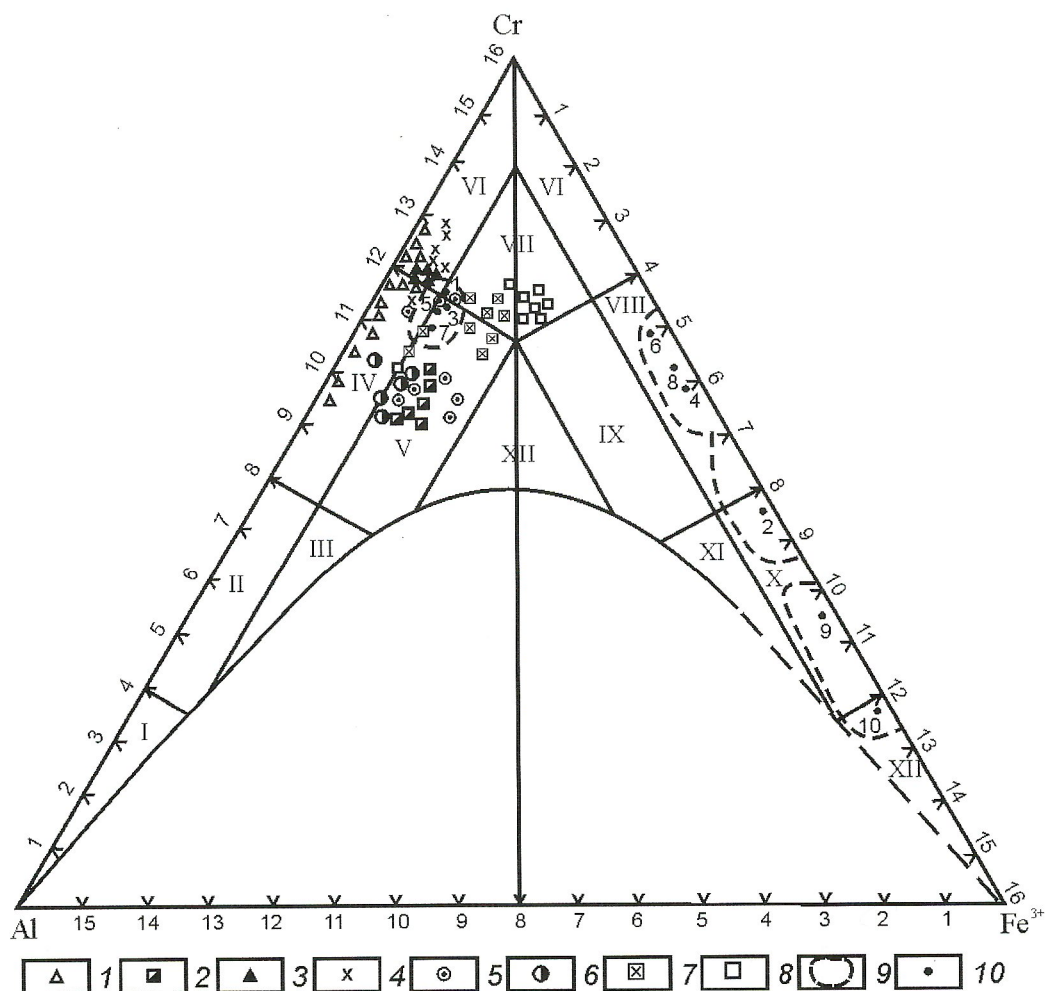
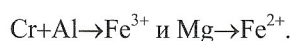


Рис. 3. Катионный состав хромшпинелидов на классификационной диаграмме [16]:

рудообразующие хромшпинелиды, массивы: 1 — Кемпирсайский [17], 2 — Сарановский [17], 3 — Мончегорский [7], 4 — Великая Дайка [2], 5 — Наранкавары [22], 6 — Кеми [24], 7 — Бураковский [12], 8 — Имандровский [8]; 9 — поля распространения составов рудообразующих хромшпинелидов массива Падос-Тундра; 10 — средние составы хромшпинелидов массива Падос-Тундра, номера в пределах полей соответствуют номерам табл. 3; I — пикотит, II — хромпикотит, III — субферрихромпикотит, IV — алюмохромит, V — субферриалюмохромит, VI — хромит, VII — субферрихромит, VIII — феррихромит, IX — субалюмоферрихромит, X — хроммагнетит, XI — субалюмохроммагнетит, XII — магнетит, XIII — ферриалюмохромит

дос-Тундры отчетливо отличаются от рудообразующих хромшпинелидов Кемпирсайского массива, являющегося представителем офиолитовых гипербазитовых массивов геосинклинальных областей Урала. Различие заключается в более низком содержании Fe_2O_3 , а также резко переменном содержании Cr и Al в хромшпинелидах Кемпирсайского массива. Эволюция состава данных хромшпинелидов в отличие от хромшпинелидов Падос-Тундры происходит по линии изоморфизма между Cr и Al при подчиненном участии Fe_2O_3 . Хромшпинелиды рудопроявлений Великой Дайки и Сопчеозерского (Мончегорский плутон) отличаются несколько большим содержанием Cr и меньшим Fe_2O_3 . Наиболее близки по составу к хромшпинелидам Падос-Тундры рудообразующие хромшпинелиды таких расслоенных массивов как Наранкавара (Финляндия) и Бураковского (Карелия), которые относятся также к серии субферриаломохромит-субферрихромит. Рудообразующие хромшпинелиды Имандровского расслоенного интрузива [8], приуроченные к норитовой зоне, отличаются более повышенным содержанием железа, а массивов Сарановского (Урал) и Кеми (Финляндия) более высоким алюминия. В целом же, несмотря на некоторое отличие в составе, хромшпинелиды Падос-Тундры аналогичны хромшпинелидам упомянутых расслоенных интрузивов по характерной направленности тренда эволюции их состава по линии



Атомно-абсорбционным методом было установлено, что хромиты по сравнению с породами расслоенной серии, более чем на порядок обогащены благородными металлами [4]. При этом содержание суммы металлов платиновой группы в хромитах, не превышает 0,6 г/т, Au 0,093 г/т, Ag 0,7 г/т. Содержания благородных металлов в хромитах приведены в табл. 4.

Для дунитов и хромитов массива выявлена геохимическая специализация, характеризующаяся триадой Os—Ir—Ru, т.е. преобладают тугоплавкие металлы [5], которые представлены равномерно распределенными в зернах хромшпинелидов включениями сульфидов Ru (лаурит) и Os (эрлихманит).

Приведенные данные в настоящей статье позволяют сделать следующие выводы:

1. Породы дунит-гарцбургит-ортопироксенитового массива Падос-Тундра по вещественному составу и геохимической специализации близки к ранним дифференциатам (дуниты, гарцбургиты, ортопироксениты) расслоенных интрузивов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации Карело-Кольского региона (Мончеплутон, Бураковский и др.), а также известных расслоенных интрузивов мира (Великая Дайка, Кеми, Стиллаутер и др.).

2. По аналогии с Малым Падосом, являющимся, вероятно, сателлитом массива Падос-Тундра, можно предположить, что в верхней части его разреза существовали породы основного состава (нориты, габбронориты и др.), перекрытые в настоящее время вмещающими породами в результате надвига Лапландских гранулитов. В этом случае возможен вариант отнесения данного массива к упомянутому формационному типу.

3. Хромитовое рудопроявление массива Падос-Тундра по морфологии и структурно-текстурным особенностям

4. Содержания благородных металлов в хромитах, г/т

Элементы	Разброс содержаний	Средние значения
Pt	0,0072—0,15	0,039
Ir	0,012—0,11	0,039
Os	0,0086—0,052	0,031
Pd	0,047—0,34	0,092
Rh	0,007—0,047	0,021
Ru	0,04—0,22	0,15
Au	0,003—0,093	0,021
Ag	0,15—0,70	0,38

Примечание. Средние значения вычислены по 25 анализам.

относится к типичному раннемагматическому сегрегационного типа, аналогичному месторождениям и рудопроявлениям хромитов в упомянутых расслоенных интрузивах. Оно представлено рудными пластами (горизонты Cr₁, Cr₂, Cr₃, Cr₄), которые, вероятно, развиты по всей латерали массива. В результате процессов Карельского тектогенеза и внедрения даек плагиогранитов массив был блокирован и при этом происходило частичное дробление и метасоматическое преобразование хромитовых пластов, что привело к формированию разобщенных крутопадающих магнетит-хромитовых тел столбообразной и линзовидной форм.

4. Хромитовое рудопроявление массива Падос-Тундра в настоящее время изучено недостаточно, оно вскрыто единичными, мелкими (до 200 м) скважинами только в пределах северо-восточного дунитового блока. С целью определения перспектив хромитовосности массива Падос-Тундра необходимо продолжить изучение хромитовых горизонтов в дунитах 7 ритма и провести целенаправленные поиски хромитового оруденения в дунитах других ритмов. Кроме того, рекомендуется изучение хромитовосности ряда массивов Нотозерского комплекса (Ягельная Варака, Чапес-Варака) и массива горы Ляварака, аналогичных по строению и составу массиву Падос-Тундра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белогурова О.А., Гришин Н.Н., Мамонтов В.П. Оценка дунитов месторождения Падос-Тундра в качестве огнеупорного сырья // Сборник научных трудов «Строительные и технические материалы из природного и техногенного сырья Кольского полуострова». — Апатиты, 2001. С. 45—53.
2. Бичан Р. Происхождение хромитовых пластов комплекса Хартли Великой Дайки (Родезия) / Магматические рудные месторождения. — М.: Недра, 1973. С. 86—98.
3. Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс) / Проблемы магматизма Балтийского щита. — Л.: Наука, 1971. С. 147—153.
4. Гавриленко Б.В., Скиба В.И., Кулаков А.Н., Мамонтов В.П. Благородные металлы в хромитовых рудах докембрийских интрузивных комплексов Кольского региона / Материалы конференции «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». — Петрозаводск, 1999. С. 33—34.
5. Гавриленко Б.В., Скиба В.И., Бакушкин Е.М. и др. Благородные металлы — геохимические индикаторы рудоносных формаций / Материалы конференции «Рифтогенез, магматизм,

- металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». — Петрозаводск, 1999. С. 34.
6. Докучаева В.С. Геология и оруденение массива г.Ляварака // Геология рудных месторождений Кольского полуострова. — Апатиты, 1981. С. 34—45.
 7. Докучаева В.С., Полежаева Л.И. Хромшпинелиды расслоенных интрузивов Мончегорского района / Новое в минералогии Карело-Кольского региона. — Петрозаводск, 1990. С. 5—25.
 8. Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. Геология и рудоносность Имандровского интрузива // Советская геология. № 10. 1992. С. 60—67.
 9. Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. — М.—Л.: АН СССР, 1950.
 10. Зак С.И. Нижнепротерозойская гипербазитовая формация Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1980.
 11. Кочеткова Т.В., Гришин Н.Н., Ракаев А.И., Мамонтов В.П. Магнезиальные огнеупоры из концентратов талько-карбонатных руд массива Падос-Тундра // Сборник научных трудов «Строительные и технические материалы из природного и техногенного сырья Кольского полуострова». — Апатиты, 2001. С. 22—29.
 12. Лавров М.М., Реженева С.А., Трофимов Н.И. Состав хромшпинелидов Бураковской расслоенной интрузии / Материалы по металлогении Карелии. — Петрозаводск, 1987. С. 138—151.
 13. Лисицин А.Е., Остапенко П.Е. Минеральное сырье. Хром. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999.
 14. Магматические формации северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. И.В.Белькова. — Л.: Наука, 1985.
 15. Николаев В.И. Хромитоносные геологические формации с крупными месторождениями и высококачественными рудами // Отечественная геология. № 4. 1998. С. 58—63.
 16. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных массивов // Труды ИГН АН СССР. Вып. 103. Серия рудные месторождения. № 13.
 17. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений / Под ред. В.И.Смирновой. — М.: Наука, 1979. С. 5—78.
 18. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. — Апатиты, 2002. С. 104—111.
 19. Поиски, разведка и оценка хромитовых месторождений / Под ред. Т.А.Смирновой, В.Н.Сегаловича. — М., Недра, 1987.
 20. Торемнов В.А., Смолькин В.Ф., Мысов С.В. Особенности магнитного поля и магнитных свойств ультраосновных пород из зон хромитового оруденения массива Падос-Тундра (Кольский полуостров) // Российский геофизический журнал. 2002. № 25—26. С. 65—67.
 21. Эпштейн Е.М., Данильченко Н.А., Фейгин Я.М. О методе расчета содержания двух- и трехвалентного железа в шпинелидах (на примере магнетита) // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1981. Ч. СХ. Вып. 4. С. 429—436.
 22. Alapieti T. The Kollismaa layered igneous complex, Finland — its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium // Bul. Geol., Surv. Finl. 1982. Vol. 319. P. 116.
 23. Barbey P., Convert I., Moreau B. et al. Petrogenesis and evolution of an early Proterozoic collisional orogenic belt: the granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. the Geol. Soc. of Finl. № 56. Part 1—2. 1984. P. 161—188.
 24. Kujanpää I. Geology of the Kemi chromite deposit // Precambrian ores in Finland, guide to excursions 078 A+C. Part 2 (Finl.) 1980. P. 6—13.

Геофизика и глубинное строение

УДК 911.2:553.98

© В.Н.Устинова, 2005

Морфологическая интерпретация сейсмических поверхностей

В.Н.УСТИНОВА (Томский государственный университет)

Методы интерпретации сейсмических данных стремительно развиваются. Перед интерпретаторами при построении геологических моделей месторождений нефти и газа возникают все новые задачи совершенствования способов и приемов геологического осмысления и истолкования геофизических данных. Широко распространена сейсмостратиграфическая и сейсмофациальная интерпретации. Однако достаточно редко применяются, включаются в интерпретационные графы морфоструктурные исследования. Геоморфология — ключ к познанию условий формирования поднятий, фаций, изучению роли тектонических напряжений в исторической изменчивости рельефа. Пространственная иерархия и геодинамическая выраженность полей тектонических напряжений в каждую фазу осадконакопления определяла зональное расположение фаций, и, что важно для формирования нефтегазоносных коллекторов в терригенных комплексах — повышенные мощности песчаных отложений (как результат эрозионных процессов в тектонически активных участках рельефа).

Рельеф как геолого-тектоническая и вещественно-структурная модель поднятия. Значительная часть генетической информации о структуре, в т.ч. и как потен-

циальной ловушке нефти и газа, запечатлена в ее форме. Обращаясь к А.Н.Ласточкину [7], А.С.Девдариани [3] и другим, можно не без основания утверждать, что интерпретационные схемы, применяемые для истолкования потенциальных геофизических полей, геофизических полей распределений, редко используются в интерпретации собственно рельефа. Рельеф, как справедливо отмечает А.Н.Ласточкин [7], может рассматриваться не только как топоповерхность, но и как физическое поле, к которому могут быть применены широко известные преобразования разделения и трансформаций полей. Важные сведения об истории формирования рельефа и содержащихся в нем фациях дают расчеты градиентов поверхности, кривизны. Максимальными величинами горизонтального и вертикального градиентов поверхности отмечаются бровки террас, врезы, уступы. Оценка величин градиентов поверхности 3D в сейсморазведке (погоризонтно) позволяет расширить представления интерпретатора о расположении зон активных тектонических нарушений на этапах аккумуляции осадка, положении и ориентировке основных тектонических напряжений, оценить области максимальных тектонических дислокаций и характер геодинамичес-

ких напряжений. Значительна роль при формировании поднятий и емких коллекторов, транспрессии и транстензии [10]. Транспрессивные и транстенсивные сдвиги при образовании осадочного чехла молодых платформ наблюдались в близрифтовых зонах, бортовых частях рифтовых структур, где сочетания вертикальных и горизонтальных напряжений [2] создали предпосылки формирования высокочастотных коллекторов. Существующие в рифтовых впадинах поля напряжений в близкой форме (облик которых в каждом осадочном бассейне сохраняется, в т.ч. в циклах разной длительности), в виде объемных упругих деформаций осадочных комплексов, в ходе формирования осадков чехла распространяются на своды поднятий, где, участвуя в образовании структур, создают области напряженно-деформированного состояния пород. Латеральное перераспределение упругих напряжений (колебательные движения поверхности) — один из механизмов компенсационного осадконакопления и линзовидно-чешуйчатого зонального дополнения песчаных фаций в разновозрастных горизонтах. Выклинивание, замещение песчаных пластов горизонта Ю₁ (основной продуктивный горизонт юго-востока Западно-Сибирской плиты), сформировавшихся в прибрежно-морских условиях и часто являющихся составной частью протяженных полосовидных зон палеоберега, в палеорельефе проявляется в виде локальных слабых контрастных приращений палеоповерхности, трассирующих в обрамлении палеобереговой зоны. Тектонические напряжения, активные тектонические трещины (существовавшие в т.ч. и на этапе осадконакопления) проявляются в палеорельефе в виде линейного облика локальных зон с аномальными значениями величин приращений палеоповерхности. Оценка поверхностных градиентов на поднятиях с опорой на мощность песчаных коллекторов по скважинным данным позволяет определять зональное расположение в пределах поднятия по сейсмической структурной поверхности напряженно-деформированных зон, чаще всего соответствующих и участкам высокочастотных коллекторов в продуктивных пластах.

Роль тектонических трещин в формировании высокопродуктивных коллекторов. Восстановление положения на поднятиях напряженно-деформированных зон и динамики изменчивости вектора направленности тектонических дислокаций, изучение временного перемещения в своде структуры тектонических деформаций (на основе анализа погоризонтных сейсмических структурных планов, изменяющегося облика структуры и степени проявленности в структурной поверхности разнопорядковых тектонических трещин) показывает, что они, проявляясь в палеорельефе в виде коррелирующихся встречных систем врезов, прямоугольных уступов, цепочек линейной последовательности впадин, устойчиво выделяются в полях сейсмических параметров. В зонах трещиноватости они характеризуются линейного облика контрастными аномалиями величин скорости, энергий отражений (и как следствие, в контуре нефтегазонасыщения — аномальными величинами расчетных эффективных параметров продуктивных пластов). Трещиноватость с использованием морфологических критериев, хорошо выявляется и коррелируется на сейсмических структурных картах. Методы «профилирования рельефа», изучения динамики «соосных уступов» [6, 8, 9, 15], разработанные и опробованные для наблюдения за особенностями развития неотектонических дислокаций, применимы и для изучения тектонически на-

пряженных участков рельефа по палеоповерхностям, сейсмическим структурным картам. Так, среди наиболее типичных линейных форм, характеризующих тектонические дислокации различного генезиса в рельефе, выявляются террасы, пережимы, уступы, врезы и другие, но тектонические трещины, обнаруживаемые в осадках чехла и фундамента, имеют разный порядок. Порядок тектонических трещин в рельефе может быть определен по степени их проявленности в палеорельефе. Тектоническая трещиноватость от первого до четвертого порядка [16] ранжируется по ширине интервалов поперечного профиля проявления в палеорельефе (от 300—400 м до 100—50 м, в соответствии с увеличением порядка). На особенности проявления в палеорельефе оказывает влияние также их динамико-кинематическая природа (сбросы, взбросы, сдвиги и др.) и степень открытости.

Система тектонических трещин, восстановленных с использованием структурной карты по отражающему горизонту II_а одного из месторождений Каймысовского свода юго-востока Западно-Сибирской плиты, представлена на рис. 1. Анализ степени открытости (скрытые, открытые, закрытые) трещин в разноориентированных системах трещиноватости Двуреченского месторождения (см. рис. 1) показывает наличие преимущественно скрытых, закрытых тектонических трещин в своде поднятия, увеличение открытости трещин в склоновой части и в понижениях. Эти отличия имеют место в расширении зон врезов (от 50—100 м в сводовой части структуры, до 100—200 м в ее обрамлении), увеличении градиентов склоновых поверхностей уступов. Зональный характер открытости трещин с уменьшением степени открытости в купольной части структуры может говорить о формировании свода и сводовых осложнений существенно в условиях сжатия, компакция вещества. Зоны повышенной трещиноватости вследствие высокой глинистости терригенных осадков разреза и преимущественно глинистого цемента песчаников — коллекторов песчаного горизонта Ю₁ анализируемого месторождения генетически могут быть охарактеризованы как результаты «тектонических течений» в сложных условиях склонов. Напряженно-деформированные зоны в своде структуры характеризуются повышенной степенью трещиноватости пород коллекторов, которые в керне проявляются в наличии трещин отдельно, кливажных трещин. Хотя подобные явления тяготеют к субвертикальным трещинным зонам (отмечаются на временных сейсмических разрезах аномалиями поглощения сейсмического сигнала, градиентов сейсмических параметров: скорости, энергий отражений и др.), в керне, шлифах редко явно обнаруживаются вертикальные тектонические трещины [13]. Однако часто выявляются пережимы, смещения, следы пластических течений как результаты приложения сдвиговых напряжений. Сдвиговый характер деформаций на поднятиях в продуктивных отложениях юры и мела Западно-Сибирской плиты отмечается и в работах Ю.В.Филипповича [14].

Плановый рисунок системы трещин в пределах сводовой части Двуреченского месторождения (см. рис. 1) с учетом периферийных склоновых сегментов поднятия имеет сигмоидный облик («диффузный сдвиг», по М.Л.Коппу, согласно публикации В.Е.Вержбицкого, О.В.Левченко [1]). Сигмоидный характер распределения на поднятии зон повышенной трещиноватости тесно связан с формированием поднятия в системе разноориентированных динамических напряжений. В своде поднятия дислокации северо-восточного, северо-за-

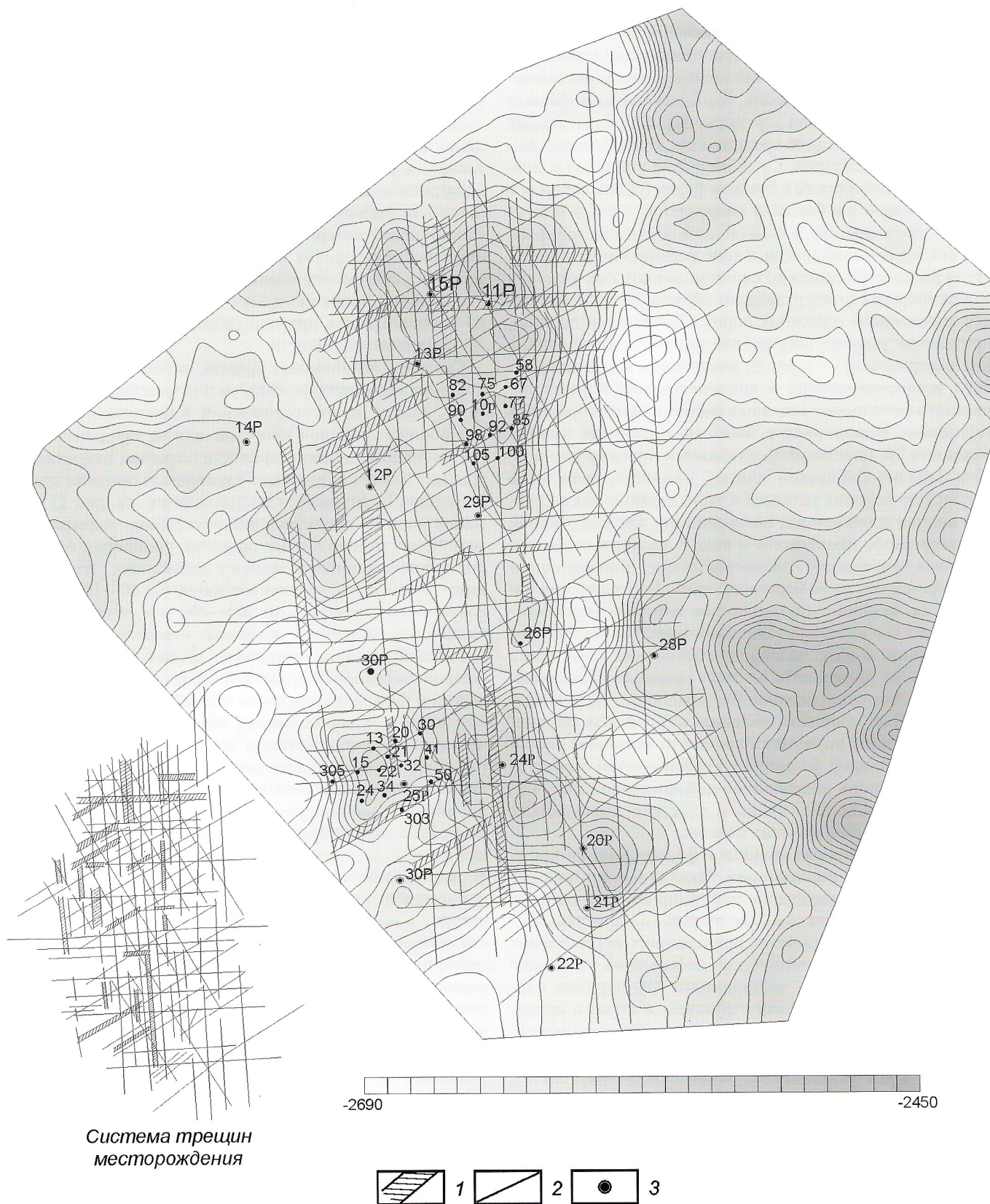


Рис. 1. Тектоническая трещиноватость верхнеюрских отложений в пределах одного из месторождений нефти Каймысовского свода:

трещиноватость макроуровня: 1 — с элементами сдвига, 2 — I, II порядка и транспрессивного типа; 3 — глубокие скважины; структурная карта по горизонту II_а месторождения в диапазоне глубин от -2450 до -2690 м

падного, меридионального и широтного простираний, преобладающие среди тектонических напряжений для нефтегазоносных территорий юго-востока Западно-Сибирской плиты [12], контрастно проявились в напряженно-деформированной зоне сигмоидного облика. Анализ разновозрастных структурных поверхностей позволил выявить также перераспределение напряжений (и подвижных зон) в различные фазы формирования осадка [11]. Особенности пространственного распределения подвижных систем напряженного тектонического состояния на поднятии таковы, что часто

выявляется ни один, а несколько фрагментов *сигмоидного* облика с повышенной трещиноватостью пород. Количество сдвиговых структурных осложнений сигмоидного типа тесно связано с формой поднятия, наиболее часто для верхнеюрских продуктивных комплексов имеет трех и четырехзональное сочетание. Масштабы сигмовидных сегментов также зависят от иерархического порядка рассматриваемых трещин в классификации С.С.Шульца: трещиноватость I и II порядка выявляется в глубоких впадинах и межструктурных понижениях, III и IV — в сводовых осложнениях. Тектони-

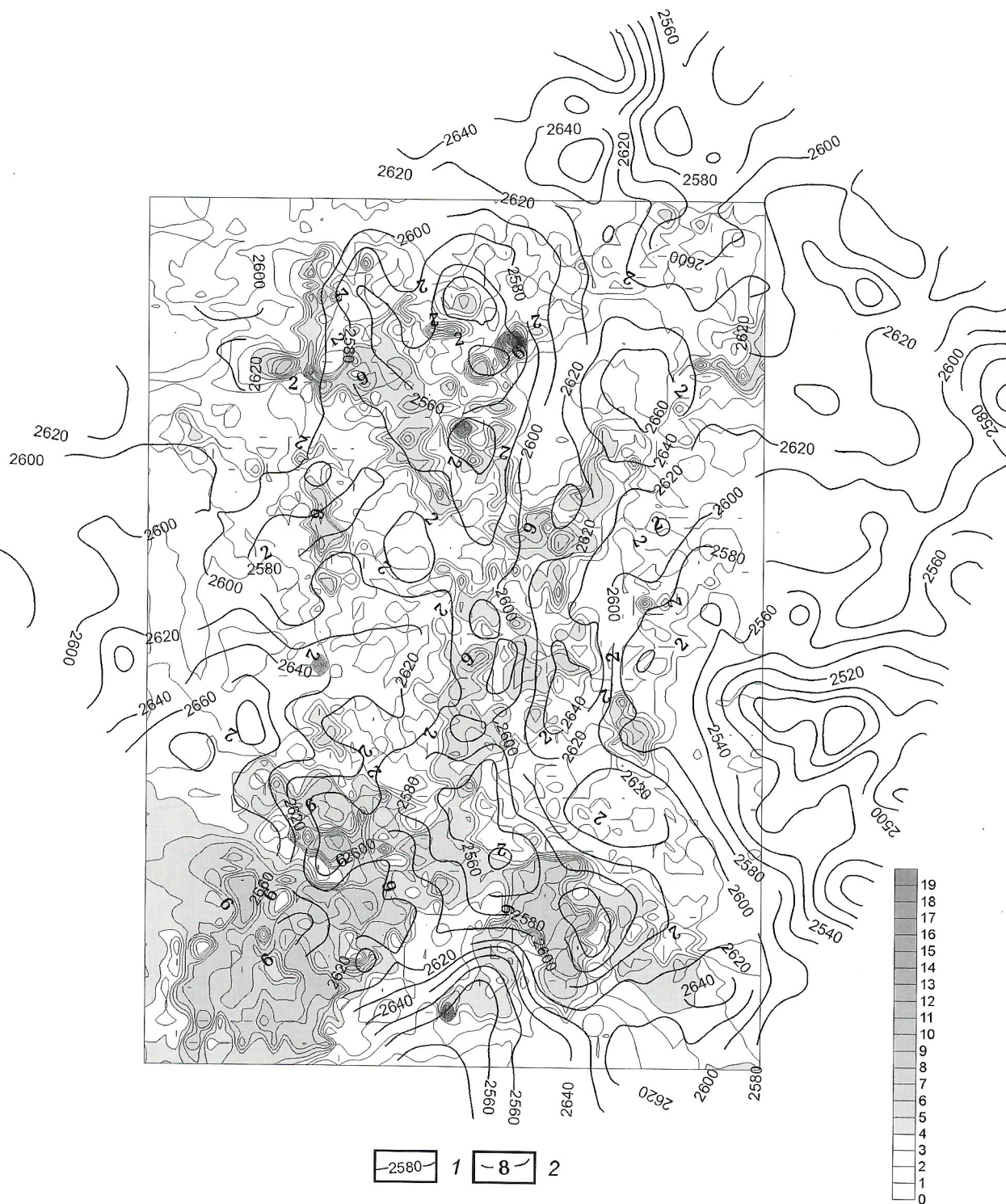


Рис. 2. Эффективные мощности одного из продуктивных пластов месторождения нефти Каймысовского свода:

1 — стратозоигипсы по кровле верхнеюрских отложений, м; 2 — эффективные мощности, м

ческие трещины по отношению к центру поднятия образуют систему вихревого облика, закручивающуюся в направлении свода. В обрамлении поднятия наиболее часто выявляются три относительно глубокие впадины, которые представляют собой своеобразные *корни углеводороднасыщенных объемов* каждой из сигмоидных зон. В направлении этих впадин увеличивается открытость трещин и они, вероятно, являются источниками тепла и глубинных флюидов при образовании залежей углеводородов.

Мощность песчаных коллекторов как результат динамико-тектонических преобразований рельефа. Форми-

рование песчаных тел как в трансгрессивную, так и регрессивную фазы движения береговой зоны для горизонта Ю₁ юго-востока Западно-Сибирской плиты тесно связано с процессами тектонической активизации, проявляющейся в повышении степени трещиноватости пород, их вторичной изменчивости. Системы трещин играют опосредственную роль в характере простираения и пространственном облике элементов рельефа палеоповерхностей, дающих представление об активных напряженно-деформированных зонах [5]. В полях сейсмических параметров они выявляются линейного облика (контрастными) аномалиями величин сейсмической

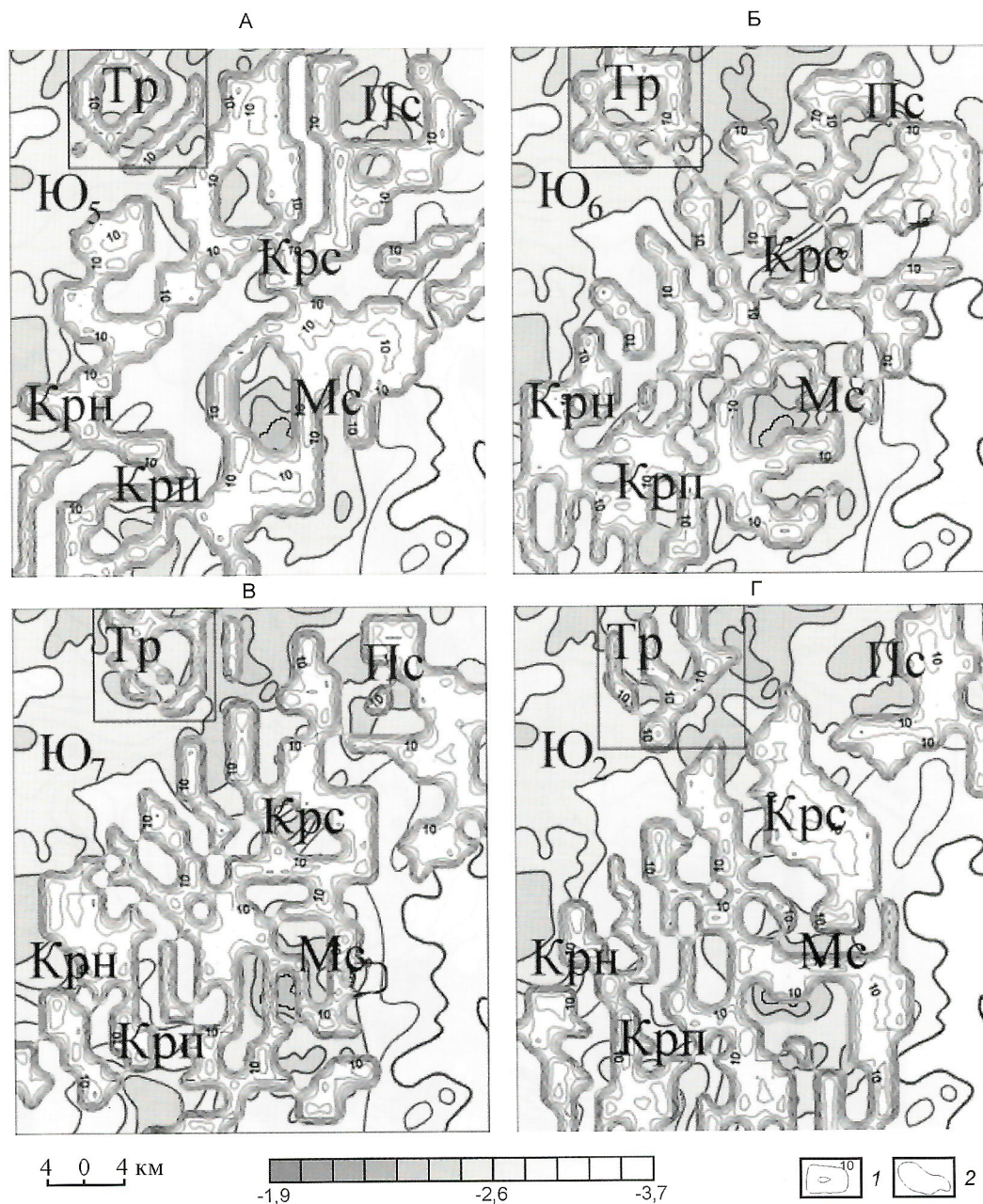
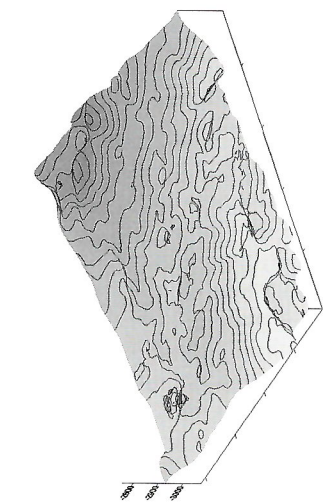


Рис. 3. Распределение песчаных отложений средней и поздней юры на Каймысовском своде:

преобладающий тип зональности в распределении Тр песчаных тел, концентрический: А — с линейными телами северо-восточного простираения; Б — радиальной зональностью; В — линейными телами северо-западного простираения; Г — вдольсклоновыми осложнениями; 1 — мощности песчаных отложений для песчаных пластов Ю₁, км; 2 — стратогипсы по кровле юрских отложений в соответствии со шкалой, км; площади: Крс — Карасевская, Крн — Карандашовская, Крп — Крапивинская, Мс — Моисеевская, Пс — Поселковская; структурная карта по территории Томской области, горизонт П₂; под редакцией В.М.Тищенко



Структурная карта Г.И.Берлина
Месторождения: Останинское,
Нижнетабачинское, Калиновое,
Урманское, Тамбаевское

5 0 5 км

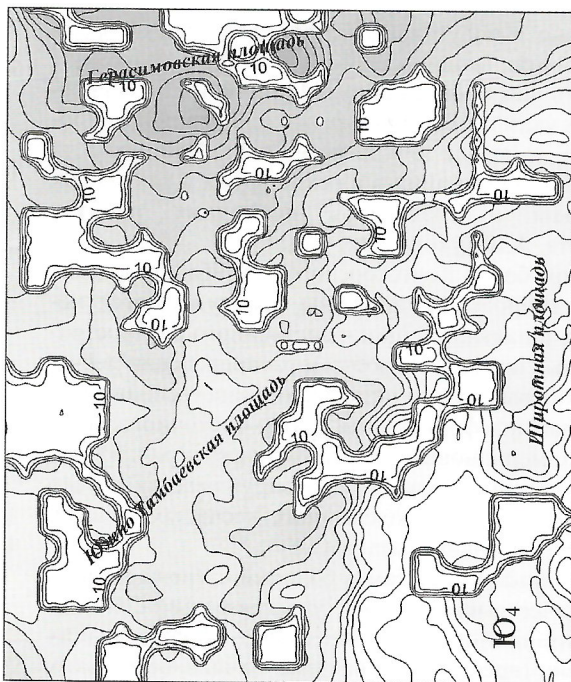
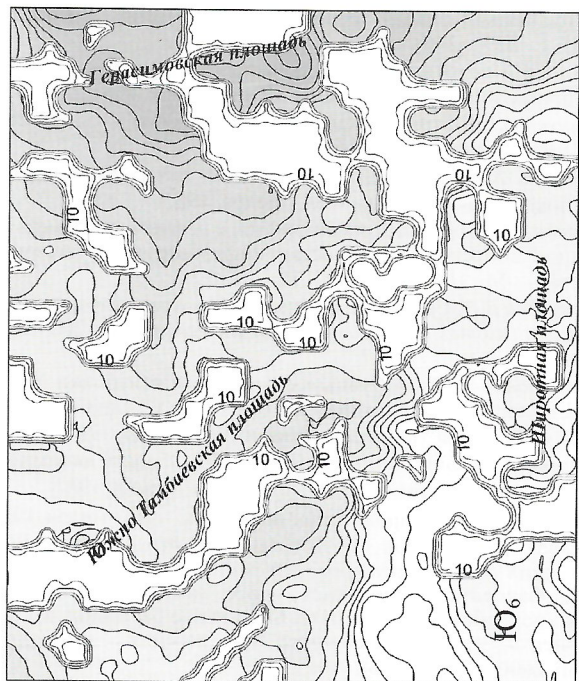
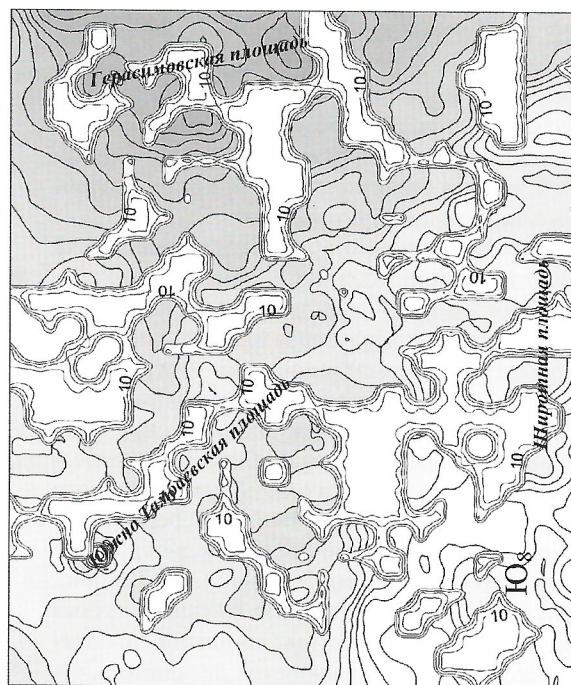
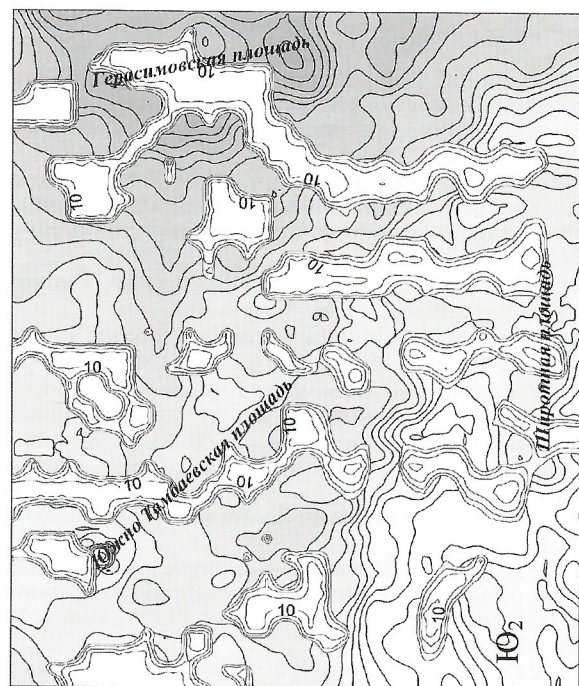
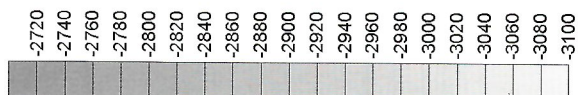


Рис. 4. Зональное повышение мощностей песчаных отложений средней юры на западном склоне Пудинского мегавала:
мощности песчаных отложений для песчаных пластов Ю_n, м; см. услов. обозн. к рис. 3

скорости, пористости, проницаемости, в т.ч. мощности коллекторов. Мощность песчаных отложений в фазу формирования осадка максимальна именно в системах активных трещин [6], так как именно трещины, представляя собой области переменных динамических напряжений, являются участками избирательной эрозии и аккумуляции псаммитового материала [4, 6].

Проявленность на картах сейсмических параметров тектонической трещиноватости наглядно иллюстрирует рис. 2. На карте прогнозного сейсмического параметра, характеризующего продуктивность коллектора и увязанного со скважинными данными, прослеживаются аномалии меридионального и широтного простирания, наблюдается резкое увеличение значений параметров в узловых зонах — зонах пересечения тектонических трещин (существенно закрытых и скрытых). Большая мощность и высокая продуктивность коллектора характерна именно для узловых пересечений тектонических дислокаций (рисунки 1, скв. 32, 25, 30, 41, 50, 22, 24 южного купола поднятия; 2). Кроме ортогональных аномалий тектонической природы в рисунке параметров, характеризующих повышенные коллекторские свойства продуктивного песчаника, обнаруживается также кольцевая зональность, в большей степени характерная для северного купола поднятия, и тройная зональность, связанная с осадками дельтового комплекса, для южного купола.

Кольцевая и тройная (*потоковый* облик) зональность ярко проявляется на месторождениях Каймысовского свода (рис. 3). Такая зональность отчетливо прослеживается в среднеюрских отложениях, характерна она и для песчаников верхней юры. Причина кольцевой зональности, вероятно, связана с тем, что на некоторых этапах формирования данные структуры (Моисеевская, Двуреченская, Крапивинская, Корсеевская, Карандашевская) были вулканическими постройками. Высокая вероятность вулканического происхождения структур юго-восточной периферической части Каймысовского свода отмечалась неоднократно в отчетных материалах и устных сообщениях (А.Ф.Глебов). Присутствие вулканического материала (обломки стекол разного состава), вторичных цеолитов (ломонтин, по определению А.В.Ежовой) — в верхнеюрских песчаниках, существенная мощность песчаного материала (с ломонтином), особенно в подугольных отложениях верхневасюганской подсвиты, включающей горизонт Ю₁, позволяют предположить возобновление вулканической деятельности в пределах указанных структур, происходившей, наиболее вероятно, в лейасе или даже доггере. Возможность вулканической активизации в юрское время в различных частях плиты отмечается в последних работах О.В.Япаскурта, А.В.Сухова и др. [17].

В восточном борту Колтогорского прогиба, склоновом обрамлении Нюрольской впадины обнаруживается несколько иная зональность пространственного распространения песчаных комплексов юры. В распределении песчаных отложений выявляется четкая пространственная связь с тектоническими деформациями северо-восточного, северо-западного, меридионального простирания (рис. 4). Зональность, близкая к кольцевой, обнаруживается только для достаточно глубоко залегающих песчаных пластов юры (см. рис. 4, песчаный пласт Ю₈).

Так, эрозионным процессам в большей степени подвержены тектонически-напряженные участки рельефа. В каждом седиментационном бассейне в фазу формирования осадка активна (преобладает) система трещин нескольких

преимущественных ориентировок. Например, система северо-восточного и перпендикулярная к ней северо-западного, север-северо-западного и перпендикулярная к ней восток-северо-восточного простирания. При аккумуляции песчаных пластов (мощность порядка 8—10 м) часто активна и выявляется в рельефе (палеорельефе), параметрах нефтегазонасыщения коллекторов, сейсмических параметрах одна из наиболее характерных для территории исследований система ортогональных трещин. Допустим, северо-восточного и северо-западного или меридионального и широтного простираний. Системы трещин на картах сейсмических параметров проявляются часто в виде линейно-вытянутых по соответствующим направлениям, образующих квадратную сетку, цепочек локальных аномалий. В песчаных коллекторах им соответствуют локальные области высокой проницаемости, с которыми связаны высокие дебиты углеводородов на начальных этапах эксплуатации скважин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Верхбицкий В.Е., Левченко О.В.* Детальная структура области внутренних деформаций в центральной котловине Индийского океана (результаты исследований на трех полигонах) // *Геотектоника*. 2002. № 6. С. 77—94.
2. *Воробьев В.Я., Огаджанов В.А., Соломин С.В.* Связь геодинамики и напряженного состояния земной коры Восточно-Европейской платформы с нефтегазоносностью // *Геофизика*. 1999. № 4. С. 52—56.
3. *Девдариани А.С.* Геоморфология // *Итоги науки. Математические методы*. Вып. 1. — М., 1966.
4. *Ерофеев Л.Я.* Магнитное поле и природа аномалий на месторождениях золота. — Томск: Изд-во ТГУ, 1989.
5. *Копт М.Л.* Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // *Геотектоника*. 2000. № 2. С. 26—41.
6. *Кузьмин С.Б.* Оценка ширины зон активных разломов методами неотектоники и структурной геоморфологии (на примере Восточного Саяна и Западного Прибайкалья) // *Геотектоника*. 1998. № 1. С. 70—79.
7. *Ласточкин А.Н.* Морфологическая карта как первичная модель рельефа и местности (ландшафтно-геоэкологической оболочки) // *Вестник СПбГУ. Сер. 7*. 2002. Вып. 1. № 7. С. 49—62.
8. *Леви К.Г.* Системный подход — методическая основа конструктивного анализа геологической информации // *Конструктивный анализ геологических явлений*. — Иркутск, 1985. С. 229—240.
9. *Леви К.Г.* Неотектонические движения земной коры в сейсмоактивных зонах литосферы. — Новосибирск: Наука, 1991.
10. *Морозов Ю.А.* Структурная роль транспрессии и транстенсии // *Геотектоника*. 2002. № 6. С. 3—24.
11. *Плюснин К.П.* Тектоника и геохронология горизонтальных дислокаций литосферы. — М.: Недра, 1985.
12. *Сурков В.С.* Строение грабен-рифтов и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности // *Рифтогенез и нефтегазоносность*. — М.: Наука, 1993. С. 77—84.
13. *Устинова В.Н.* Сейсмические данные на этапе разведки нефтяных и газовых месторождений // *Известия ТПУ*. 2004. № 1. С. 67—72.
14. *Филиппович Ю.В.* Актуальные проблемы тектоники Западно-Сибирской геосинеклизы // *Геофизика. Специальный выпуск «50 лет Хантымансийске геофизике»*. С. 66—73.
15. *Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов. — Новосибирск: Наука, 1983.
16. *Шульц С.С.* Планетарная трещиноватость. — М.: Недра, 1973.
17. *Япаскурт О.В., Сухов А.В.* Литогенез как отражение геодинамических стадий формирования раннемезозойского осадочного бассейна северо-восточного Зауралья (Колтогорско-Уренгойская депрессия) // *Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюция, минерагения*. — Екатеринбург, 2000. С. 178—184.

Морфология гранитных интрузий Витимо-Олёкминской горной страны по гравиметрическим данным

Е.Х.ТУРУТАНОВ (Институт земной коры СО РАН)

В результате анализа связей сейсмичности Байкальской горной области с вещественным составом земной коры установлено, что в некоторых случаях блоки земной коры, имеющие высокую гетерогенность, характеризуются повышенной сейсмической активностью [3, 9]. В этом регионе широко распространены гранитоиды разного возраста и разнообразного состава, изученные главным образом с поверхности, сведения об их морфологии и взаимоотношениях отдельных тел немногочисленны.

Геологические объекты различного состава одновременно представляют собой и прочностные неоднородности земной коры. На юге Восточной Сибири неоднородность разреза коры создается интрузиями основного и кислого составов или останцами метаморфизованных пород в кровле крупных интрузивных тел [9]. При наличии дифференциации по плотности указанных объектов и вмещающих пород гравиметрический метод исследований успешно решает задачу определения степени насыщенности разреза интрузивными образованиями и их морфологии. Эти данные интересны при определении сейсмической опасности, поисках глубоко залегающих рудных объектов и решении других геологических задач.

Обширная зона гранитизации, условно названная Оронско-Ингамакитской, протянулась с северо-запада на юго-восток Витимо-Олёкминской горной страны почти на 250 км (рис. 1, А). Она объединяет ряд разновозрастных (от архея до мезозоя) гранитоидных массивов, характеризующихся близкими значениями дефицита плотности относительно вмещающих глубокометаморфизованных образований преимущественно докембрийского возраста.

Характеристика геологического строения района составлена по данным Ю.Б.Алешко, О.В.Грабкина, В.И.Колесникова, В.А.Лашенова, А.И.Мельникова, Л.И.Салопа, И.В.Столбина, В.С.Федоровского и многих других геологов, проводивших здесь исследования во второй половине XX века.

Наиболее древние стратифицированные образования (архей, архей—нижний протерозой) обнажаются в юго-восточной, юго-западной и южной частях площади исследований (см. рис. 1, Б). Представлены они биотит-амфиболовыми, амфиболовыми, гранатовыми, двупироксеновыми гнейсами и гнейсами, двупироксеновыми (диопсид, гиперстен) кристаллическими сланцами, амфиболитами, кальцифирами. Общая мощность этих образований 5000—6000 м. Породы прогрессивно метаморфизованы в амфиболовой и менее в гранулитовой фациях.

Протерозойские осадочно-метаморфические образования широко развиты в северной и северо-западной частях территории. Для них характерны биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы, амфиболиты, кристаллические известняки, миндалекаменные диабазы, диабазовые порфириды. Общая мощность пород достигает 3000—4000 м.

Палеозойские отложения локально распространены на северо-западе района и представлены известняками, доломитовыми известняками, доломитами, мергелями и гли-

нистыми сланцами кембрия. Их общая мощность 600—900 м.

Мезозойские континентальные породы выполняют сравнительно небольшие грабены в среднем течении р.Калар, где они перекрыты потоками кайнозойских базальтов. Закартированы они также в районе Удоканского хребта. Представлены конгломератами, гравелитами, брекчиями, песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами. Их мощность в районе среднего течения р.Калар около 1000 м.

Плиоцен-нижнечетвертичные образования состоят из субщелочных базальтов, андезитобазальтов, андезитов, туфов и туффитов. Они слагают Удоканское лавовое плато, состоящее из 15—20 лавовых потоков общей мощностью до 700 м.

Четвертичные и современные отложения выявляются практически повсеместно. Для этих образований характерны пески, галечники, супеси, глины, торфяники. Встречаются они в основном в долинах крупных рек. Их мощность по гравиметрическим данным 400 м [3].

Интрузивные образования играют существенную роль в геологическом строении района и представлены различными комплексами пород, сформировавшимися в архейский, раннепротерозойский, палеозойский и мезозойский этапы тектоно-магматической деятельности.

Комплекс архейских гнейсогранитов закартирован в бассейне р.Калар, где данные образования, состоящие из плагиогранитов и гранодиоритов, слагают немногочисленные пластовые тела среди архейских толщ (см. рис. 1, Б).

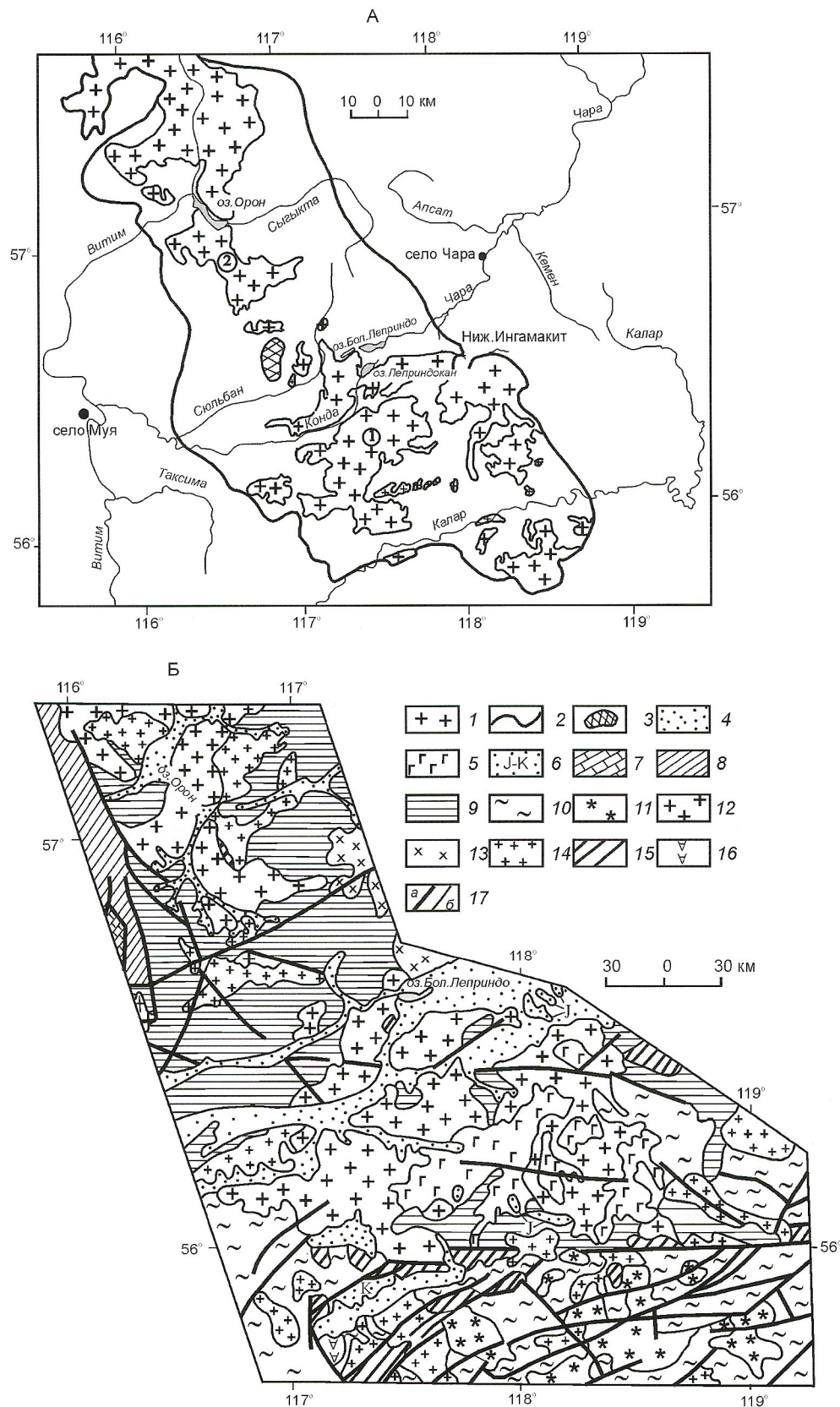
Для раннепротерозойских интрузий характерны разные породы, изменяющиеся по составу от ультраосновных до кислых и представленные габбро, габбро-диоритами, диоритами, ортоамфиболитами, гипербазитами, анортозитами, аляскитовыми гранитами, гнейсогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Базиты и гипербазиты приурочены к зонам глубинных разломов.

В районе исследований широко распространены палеозойские интрузии. По всей его площади закартировано более десятка крупных выходов этих гранитов, образующих аллохтонные тела с четкими секущими контактами со вмещающими породами. Судя по их разнообразному составу, процесс внедрения интрузий был многофазный. По объему преимущественно развиты граниты (аляскитовые и биотитовые). Наиболее крупные из них — Ингамакитский и Оронский массивы (см. рис. 1, А). Их выходы имеют сложную форму и составляют по площади первые тысячи квадратных километров. Указанные плутоны сходны между собой по составу и сложены лейкократовыми, биотитовыми, биотит-амфиболовыми, нередко порфировидными гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, диоритами и сиенитами.

Мезозойские интрузии развиты в южной части площади и представлены амфибол-биотитовыми и амфиболовыми порфировидными гранитами, диоритами, гранодиоритами.

Особо следует остановиться на разрывных тектонических нарушениях. В рассматриваемом районе они развиты

Рис. 1. Обзорная (А) и геологическая (Б) схемы района исследований:



1 — выходы гранитоидов на земную поверхность; 2 — контуры проекции Оронско-Ингамакитской зоны гранитизации на земную поверхность; 3 — площадь, наиболее перспективная на обнаружение месторождений цветных, редких и благородных металлов; гранитоидные массивы (цифры в кружках): 1 — Ингамакитский, 2 — Оронский; 4 — четвертичные отложения Q; 5 — плиоцен-нижнечетвертичные (БКЗ) платобазальты (базальты, андезитобазальты, андезиты, туфы); 6 — юрские и меловые (J—K) терригенные толщи в тектонических впадинах (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты); образования: 7 — нижнепалеозойские ϵ_1 (известняки, доломиты, мергели, глинистые сланцы); 8 — верхнепротерозойские PR₃ (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, кристаллические сланцы и известняки); 9 — нижнепротерозойские PR₁ (биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы с гранатом, кварциты и известняки); 10 — архейско-нижнепротерозойские AR—PR₁ нерасчлененные (биотитовые, биотит-амфиболовые, гранатовые и пироксеновые гнейсы, амфиболовые кристаллические сланцы, мраморы, кварциты, амфиболиты); 11 — мезозойские лейкократовые граниты γ T; палеозойские интрузии γ PZ; 12 — граниты, гранодиориты, граносиениты, сиениты; раннепротерозойские интрузии PR₁; 13 — граниты, гранодиориты γ PR₁; 14 — граниты, гнейсо-граниты, гранодиориты, кварцевые диориты γ PR₁; 15 — габбро, габбро-диориты, диориты, ортоамфиболиты, гипербазиты, анортозиты γ PR₁; архейские интрузии AR; 16 — андезиниты и плагиоочарнокиты γ AR; 17 — разломы: а — древние докайнозойские, б — активные кайнозойские

чрезвычайно широко. Протяженность разрывов изменяется от единиц до первых сотен километров. Следует отметить следующую особенность: в южной части района разломы ориентированы преимущественно в субширотном (зона Станового разлома) и северо-западном (Таксимо-Каларский разлом), а в северной — северо-западном (северное продолжение Сюльбано-Каларского разлома). Оронский и Ингамакитский массивы приурочены к системе таких разломов глубокого заложения, которая протягивается через всю площадь исследования, образуя в плане дугу большого радиуса, обращенную выпуклой стороной к юго-западу (см. рис. 1, Б). Эти разломы развивались в течение длительного времени и неоднократно подвергались активизации.

Средняя плотность палеозойских гранитов для различных комплексов практически одинакова и с учетом заполнения части порового пространства водой составляет $2,62 \text{ г/см}^3$. Средняя плотность вмещающих осадочных и осадочно-вулканогенных метаморфизованных толщ на большей части территории $2,66\text{—}2,82 \text{ г/см}^3$ [4]. С учетом изложенного, средняя величина недостатка плотности гранитов близка $0,1 \text{ г/см}^3$. Возможные колебания этого параметра составляют $\pm 0,04 \text{ г/см}^3$, что может внести ошибку в определяемую мощность до 40%. И это существенно лишь для маломощных тел.

Таким образом, сравнительно небольшой, но стабильный по величине недостаток плотности гранитов относительно вмещающих пород способен обеспечивать существование над крупными телами гранитов интенсивных отрицательных аномалий силы тяжести, которые надежно фиксируются при средне- и крупномасштабных гравиметрических съемках, количественная интерпретация которых с учетом геологических данных позволяет получить приближенное представление о форме и размерах гранитных плутонов.

По мере увеличения основности магматические образования приближаются по плотности к вмещающим породам. Так, гранодиориты и диориты из-за отсутствия существенных различий в объемной массе с породами докембрия не создают аномалий силы тяжести. Древние же (докембрийские) гранитоиды отмечаются положительными аномалиями силы тяжести [6].

Следовательно, можно утверждать, что в сравнительно сложной геологической обстановке района исследований число факторов, способных создать заметные отрицательные аномалии силы тяжести, ограничено. Это, в первую очередь, крупные интрузивные тела палеозойских гранитоидов. Участки развития малоуплотненных кайнозойских отложений повышенной мощности должны также создавать отрицательные гравитационные аномалии.

Несмотря на небольшое число аномалеобразующих факторов, гравитационное поле территории оказалось довольно сложным. Оронско-Ингамакитская зона гранитизации приурочена к полосе пониженных значений гравитационного поля. Полоса эта неоднородна по простиранию: местами она расширяется, что сопровождается уменьшением значений поля (увеличением интенсивности отрицательных аномалий). Обрамляется данная полоса зонами повышенных значений силы тяжести, в пределах которых отмечаются довольно простые по морфологии максимумы. Гравитационные максимумы, как и предполагалось, соответствуют тем районам, где на глубине нет плутонов кислых гранитов. Именно такие районы послужили исход-

ными для определения интенсивности локальных аномалий, связанных с телами гранитов.

Вернемся к полосе пониженного гравитационного поля. Самая крупная отрицательная аномалия в ее пределах — минимум силы тяжести, наблюдаемый в районе Ингамакитского массива. Наиболее интенсивная часть минимума практически совпадает с площадью обнаженной части массива, что в совокупности с изложенными денситометрическими данными позволяет однозначно судить о природе этой аномалии. На исходной гравиметрической карте минимум асимметричен на всем протяжении: горизонтальные градиенты в его северном и южном обрамлении гораздо выше, чем в западном и восточном. Сам минимум имеет субширотное простирание. На схеме локальных аномалий, полученной исходя из предположения о линейном изменении регионального поля на интерпретационных профилях, которые расположены вкрест простирания полосы пониженных значений поля силы тяжести, такая асимметрия полностью сохраняется (рис. 2). Методика выделения локальных аномалий силы тяжести подробно описана ранее [8].

Высокие градиенты поля силы тяжести в северном и южном ограничении рассматриваемой отрицательной аномалии свидетельствуют о крутых контактах гранитных массивов с вмещающими породами. В западном и восточном направлениях толщина гранитов, по-видимому, плавно уменьшается, так как горизонтальные градиенты здесь не высоки. Подобный эффект могло создать и сравнительно пологое погружение кровли плутона. Однако почти повсеместное экспонирование гранитов на площади Ингамакитского минимума исключает это предположение. На западном окончании аномалии в бассейне рек Сюльбана и Конда, расположена система внутренних котловин Сюльбанской, Кондинской и Нижне-Эймнахской впадин. Данные котловины приурочены к долинам одноименных рек и заполнены четвертичными отложениями мощностью $100\text{—}400 \text{ м}$ [3]. При определении подземной геометрии Оронско-Ингамакитской зоны гранитизации гравитационный эффект указанных котловин исключен из локальных аномалий. К востоку от эпицентра минимума аномалия резко снижает интенсивность и почти не изменяя своего значения замыкает Ингамакитский минимум. Это предположительно и указывает на пластообразную форму гранитоидов.

Интенсивность отрицательной аномалии, наблюдаемой в районе Ингамакитского минимума, постепенно уменьшается и изменяется направление ее оси. Аномалия протягивается далеко на северо-запад в район Оронского гранитного массива, где интенсивность опять возрастает, образуя локальные минимумы. Несмотря на снижение величины значений поля, аномалия остается достаточно интенсивной и широкой.

Промежуток между Ингамакитским и Оронским массивами слишком велик, чтобы можно было отрицательную аномалию, наблюдаемую на его площади, связывать с боковыми влияниями удаленных гранитных плутонов. Эта аномалия не связана и с линзами осадков мезокайнозоя. На наш взгляд, данная аномалия может соответствовать подземному соединению указанных гранитных массивов, тем более, что расположенным в его пределах двум выходам палеозойских гранитов, закартированных южнее Оронского массива, соответствуют локальные осложнения поля — «заливы» минимальных значений силы тяжести. Эти осложнения четко проявляются на схеме локальных ано-

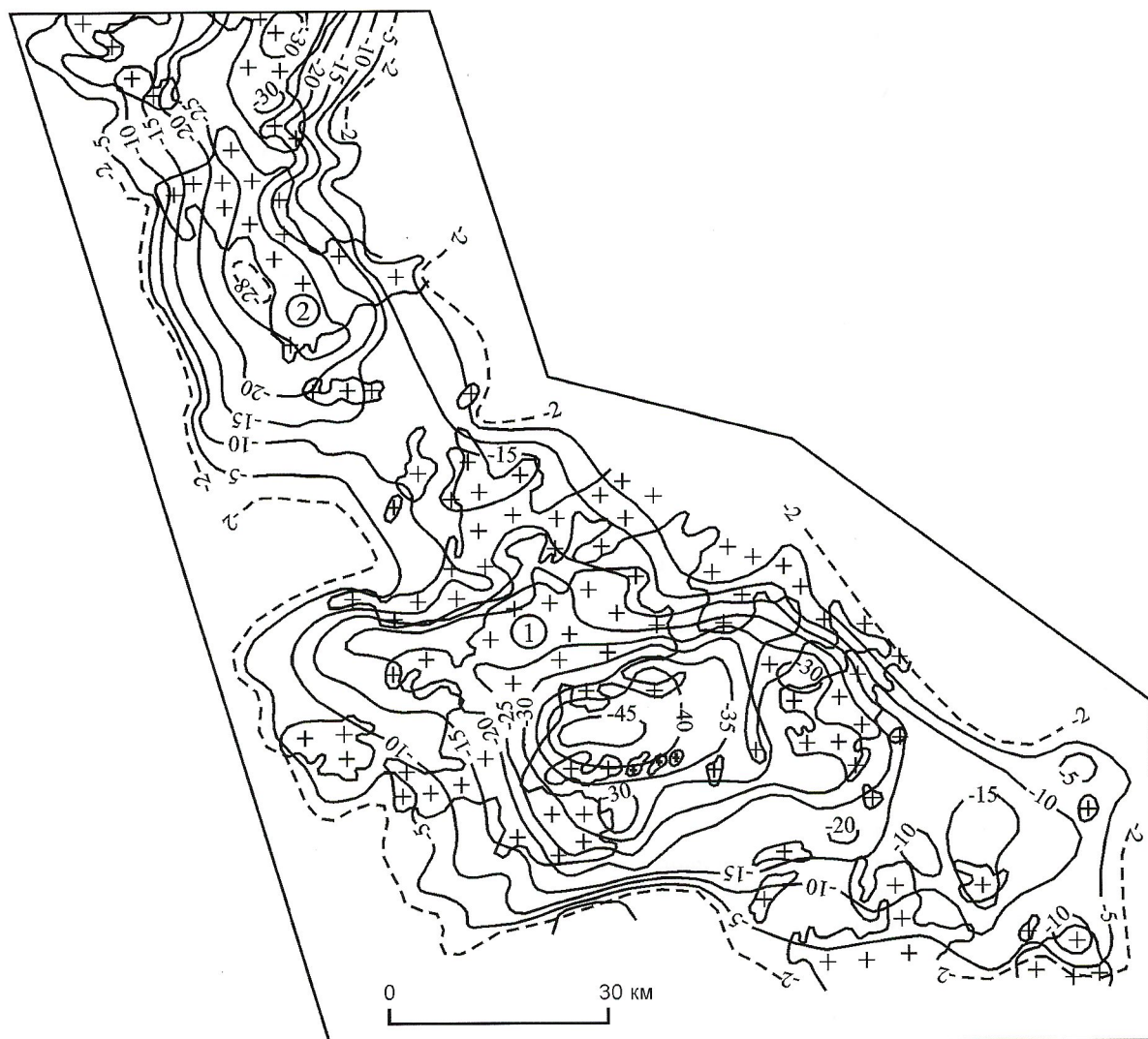


Рис. 2. Локальные гравитационные аномалии, связанные с гранитоидами Оронско-Ингамакитской зоны гранитизации:

изолинии локальных (остаточных) аномалий: сплошные — основные, пунктирные — дополнительные; остальные услов. обозн. см. на рис. 1

маний (см. рис. 2) и расположены в наиболее интенсивной части минимума между Оронским и Ингамакитским массивами.

Северо-восточнее оз.Орон размер рассматриваемой отрицательной аномалии резко увеличивается, что, очевидно, соответствует увеличению вертикальной мощности гранитного плутона. Оставаясь достаточно интенсивной, аномалия распространяется в область обнаженной части Оронского массива, над центральной частью которого в ее пределах наблюдается локальный минимум более высокого порядка.

Необходимо отметить, что аномалия над Оронским массивом осложнена гравитационным влиянием кайнозойских осадков оз. Орон и долины р. Витим в месте соединения ее с озером. Гравитационное влияние этих факторов при определении морфологии Оронского плутона было учтено при расчетах.

Таким образом, исследователи в итоге полагают, что протяженная полоса пониженного поля силы тяжести представляет единую отрицательную локальную аномалию первого порядка, соответствующую огромному линейно вытянутому интрузивному телу. Минимумы более

высоких порядков в ее пределах отвечают увеличению мощности такого плутона (см. рисунки 2; 3, Б).

Следует отметить, что в обрамлении Ингамакитского минимума имеются выходы гранитов на земную поверхность, которые не вписываются в рассматриваемую полосу пониженного гравитационного поля. По-видимому, эти интрузии или обладают слишком малым объемом для того, чтобы создать заметные гравитационные аномалии, или в их составе преобладают гранодиоритовые разности, плотность которых почти не отличается от плотности вмещающих пород.

Объемное моделирование гранитных плутонов центральной части Витимо-Олёкминской горной страны выполнено с помощью автоматизированной системы подбора трехмерных моделей [1]. Сущность этой системы заключается в аппроксимации плотностной неоднородности такой совокупностью горизонтальных или вертикальных элементарных призм, суммарный гравитационный эффект которых соответствует в рамках заданной погрешности реально наблюдаемым особенностям поля силы тяжести. Процесс подбора сводится к последовательному построению ряда моделей и решению прямой задачи гравиметрии для каждой из них.

А



Б



Рис. 3. Схемы изоглубин кровли (А) и изолиний мощности (Б) Оронско-Ингамакитского гранитоидного плутона:

1 — контуры проекции плутона на земную поверхность; 2 — изоглубин глубин до кровли плутона, км; 3 — линии интерпретационных разрезов; 4 — совокупность проекций элементарных призм при моделировании: а — незакрепленных, б — закрепленных, с нулевой глубиной верхней грани; 5 — изоглубин мощности, км: а — основные, б — дополнительные; остальные услов. обозн. см. на рис. 1

Минимизируя разность между теоретически рассчитываемой и фактической аномалиями до заданной величины погрешности методом скорейшего спуска, можно получить геологические параметры, характеризующие глубинное строение геологических тел. Необходимо отметить, что хотя метод подбора и не является единственным для решения обратных задач гравиметрии [7], на сегодняшний день он все же остается основным как в теории, так и практике интерпретации сложных гравиметрических полей [2].

Выполненные нами расчеты показали, что сложнопостроенные гранитоидные интрузии целесообразно аппроксимировать вертикальными призмами. Это делает способ подбора более технологичным, избавляет от необходимости детально разрабатывать «нулевую» (исходную) модель объекта, так называемое «первоначальное» приближение, позволяет учитывать рельеф дневной поверхности.

Подготовка данных осуществлялась с помощью прямоугольной сетки-схемы, представляющей собой совокупность элементарных квадратных ячеек (см. рис. 3, А). Оптимальный шаг сетки (сторона ячейки) выбирался с таким расчетом, чтобы в площади квадратов хорошо вписывались особенности локальной аномалии силы тяжести и геологические выходы моделируемого объекта на дневную поверхность. В нашей модели эта величина составляет 7,5 км. Необходимо, чтобы выходы массивов вписывались в целые квадраты, что дает возможность исключить из числа определяемых параметров ту часть, для которых глубина залегания верхней кромки равна нулю, и тем самым повысить надежность подбора. В тех же случаях, когда обнаженные участки много меньше размеров элементарных ячеек, при их закреплении происходит фиктивное увеличение массы модели. Совокупность таких участков усиливает различие исходной и реальной моделей, что затрудняет подбор и иногда делает недостижимой заданную точность подбора (в нашем случае эта величина задана равной точности определения аномалии Буге при среднемасштабной гравиметрической съемке и составляет $\pm 0,8$ мГл).

В Витимо-Олёкминской горной стране абсолютные отметки поверхности изменяются от 500 до 3000 м, и если не учитывать существенно негоризонтальную кровлю моделируемых объектов, то это приводит к искаженным представлениям об их форме. Изменения, внесенные в программу [1], позволили рассчитывать гравитационное влияние моделей во всех последовательных приближениях в точках наблюдения с их фактической высотой над уровнем моря. На примере одного из массивов мы оценили погрешность определения мощности тела, допустив субгоризонтальную обнаженную его часть. Она равна ± 400 м при средней толщине массива 4—5 км и изменениях высотных отметок в пределах ± 600 м. Такой ошибкой можно пренебречь при моделировании мощных тел, но это вряд ли оправдано для тел толщиной 1—2 км.

По результатам трехмерного подбора построены схемы изоглубин кровли и подошвы интрузивов, изолинии мощности и разрезы. По сравнению с известными методами интерпретации несомненным достоинством автоматизированной системы [1] является то, что согласование наблюдаемых и рассчитанных значений силы тяжести ведется с изменением геометрии всего объекта, а не по отдельным профилям. Вместе с тем следует иметь в виду, что получаемые объемные модели дают очень приближенное представление о морфологии интрузий, даже при известном недостатке плотности и тщательном учете контуров

выходов гранитоидов на дневную поверхность. Особенно не точны данные о глубине залегания скрытой части кровли, где при моделировании решается задача определения положения двух контактных поверхностей только по гравиметрическим данным. Пути снижения этой неоднозначности заключаются в привлечении дополнительной геолого-геофизической информации об изучаемом объекте, позволяющей закрепить некоторые элементарные призмы, уменьшая тем самым число определяемых параметров и увеличивая надежность хотя бы тех из них, которые расположены вблизи закрепленных участков. К такой информации относятся материалы бурения, детальных геологических исследований, количественные расчеты аномалий других геофизических полей.

Результаты количественных расчетов подтверждают возникшее при качественном анализе гравитационного поля предположение о том, что Оронский, Ингамакитский и ряд других, более мелких гранитных массивов, расположенных в пределах полосы пониженных значений гравитационного поля, на глубине сливаются в единое линейно вытянутое интрузивное тело. Площадь его проекции на земную поверхность превышает 14 тыс. км². Плутон протягивается на расстояние около 250 км при ширине, изменяющейся от 30 до 100 км. Его вертикальная мощность (толщина) по простиранию 2—16 км (см. рис. 3, Б), составляя в среднем 5—6 км. На разрезах подобный плутон представляет собой уплощенное по вертикали линзовидное тело, осложненное в отдельных местах раздувами мощности и боковыми апофизами (рис. 4). Примерно 30% его кровли скрыто под вмещающими породами, т.е. денудационный срез плутона глубок и выходы гранитоидов соответствуют значительной части выявленной площади проекции кровли. В силу этого схема толщины тела практически не отличается от схемы глубины нижней кромки (подошвы), расположенной на средней глубине 5—6 км. Схема изоглубин подошвы поэтому не приводится.

Плутон имеет крутые контакты на северо-востоке и пологие на юго- и северо-западе. В целом интрузивное тело представляет собой огромную пластину со сложно построенной подошвой и субгоризонтальной кровлей. Отнести тело к какой-то определенной форме интрузивных тел затруднительно.

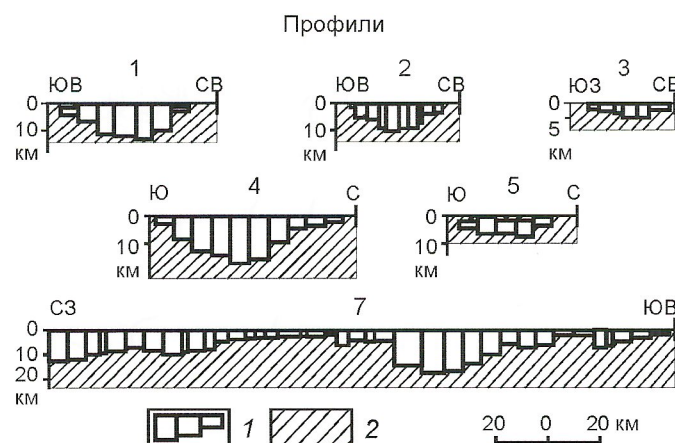


Рис. 4. Интерпретационные разрезы Оронско-Ингамакитского гранитоидного плутона:

1 — сечения, определенные с использованием автоматизированной системы подбора методом вертикальных призм; 2 — вмещающие породы

но, хотя, судя по интерпретационным профилям, она близка к лополитообразной (см. рис. 4). Подводящие каналы не проявились на схеме толщины и разрезах (см. рисунки 3, Б; 4). При формировании плутона существенную роль, по-видимому, сыграла ослабленная зона глубокого заложения, уже охарактеризованная. Растекание вещества к юго- и северо-западу свидетельствует о большой нарушенности вмещающих пород на этих участках.

Полученные данные о глубинной геометрии Оронско-Ингамакитской зоны гранитизации расширяют перспективы территории на поиски месторождений полезных ископаемых, поскольку в контурах проекции тела известны многочисленные рудопроявления цветных, редких и благородных металлов, генетически связанных как с самими гранитами, так и с постмагматическими дайковыми образованиями. Независимо от того, что являются ли гранитоиды рудоносными или только рудовмещающими, в первую очередь целесообразно опойскать площади между известными выходами, особенно участок кровли к северо-западу от профиля 3 (см. рисунки 1, А; 4), где уже закартировано рудопроявление благородных металлов (район р.Куда Малая). Следует отметить, что перспективы на обнаружение значительных месторождений невелики из-за высокого уровня денудации гранитоидов.

Суммируя изложенные данные объемного моделирования можно сделать вполне определенный вывод, что характерной чертой морфологии гранитоидных тел, расположенных в пределах Оронско-Ингамакитской зоны гранитизации, является их уплощенность, хотя на отдельных участках плутон достигает значительных размеров по вертикали. Его кровля субгоризонтальна, а подошва осложнена поднятиями и опусканиями. В разрезах проявляются раздувы и утонения, но они имеют подчиненное значение. Подводящие каналы на моделях не проявились. По-видимому, магматические очаги образуются в пределах земной коры и перемещаются вверх целиком под действием гравитационной неустойчивости [8]. Площадь проекции гранитоидного плутона на земную поверхность измеряется многими тысячами квадратных километров. Контур проекции и взаимоотношения отдельных тел внутри нее определяются лишь с привлечением гравиметрических данных. Можно полагать, что в формировании крупных гранитных тел исследуемой территории значительную роль играет тектоническая обстановка верхней части земной коры, т.е. ориентировка «ствола» интрузии определяется направлением главной ослабленной зоны, а местоположение апофиз и раздувов зависит от наличия оперяющих ее разрывов.

В первом приближении Оронско-Ингамакитский плутон образует гигантскую дугу (см. рисунки 1, 2, 3). Выявленная структура сложена разновозрастными гранитами,

сформировавшимися с архея по мезозой, разного состава, и, вероятно, генезиса, но с преобладанием кислых и ультракислых разностей. Ориентировочно средняя мощность выявленного тела равна 5—6 км, достигая 12—16 км лишь на сравнительно локализованных участках. Результаты расчетов показали, что на фоне средней толщины земной коры рассматриваемого района 40 км [4] доля гранитов в вертикальном разрезе оказывается небольшой.

Оценка масштабов гранитизации коры по латерали и в разрезе позволяет более обоснованно определять перспективы территории на обнаружение месторождений определенных полезных ископаемых, а выявленные ранее соотношения сейсмичности с вещественным составом коры в Витимо-Олёкминской горной стране [3, 9] целесообразно учитывать при сейсмическом районировании, поскольку гранитизированные участки коры можно считать потенциально более сейсмически опасными.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 04-05-64850.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булах Е.Г., Маркова М.Н., Тимошенко В.И., Бойко П.Д. Математическое обеспечение автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий. — Киев: Наукова думка, 1984.
2. Булах Е.Г., Маркова М.Н. Метод простого моделирования при решении задач гравиметрии в классе трехмерных контактных поверхностей // Геофизический журнал. 2003. Т. 25. № 1. С. 92—100.
3. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Кальнинг О.Г. Строение верхней части земной коры в бассейнах рек Конды и Сюльбана по гравиметрическим данным // Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ. — М.: Наука, 1980. С. 153—163.
4. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Новоселова М.Р., Балк Т.В. Объемная модель литосферы южной части Восточной Сибири // Геотектоника. 1989. №1. С. 96—106.
5. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакишин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангара-Витимский батолит — крупнейший гранитоидный плутон. — Новосибирск, 1993.
6. Письменный Б.М., Алакишин А.М. Строение земной коры Средне-Витимской горной страны // Геология и геофизика. 1983. №4. С. 23—31.
7. Страхов В.Н. Алгебраические методы в решении обратных задач гравиметрии (решение обратных задач без решения прямых задач) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Ч. 2. — М., 2002.
8. Турутанов Е.Х., Зорин Ю.А. Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1978.
9. Турутанов Е.Х., Новоселова М.Р., Балк Т.В., Кващенко В.Б. Объемные модели гранитных массивов и масштабы гранитизации в Витимо-Олёкминской горной стране // Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным. — Владивосток, 1985.

Системное геокартирование осадочных толщ

И.А.ОДЕССКИЙ (Санкт-Петербургский государственный горный институт)

Среди объектов различных уровней организации геологической материи особое место занимают горнопородные тела, подлежащие полевым наблюдениям, детальному описанию и в итоге геокартированию.

В соответствии с существующими в настоящее время представлениями горнопородные тела составляют надпородный иерархический уровень организации, называемый ошибочно формационным [5, 7, 8]. При этом утверждается, что формация представляет собой горнопородную ассоциацию. Учитывая, что любая горная порода сложена различными минералами, а минералы — химическими элементами, то с таким же успехом геологическую формацию можно считать и минеральной, и элементной, и прочими ассоциациями.

Следуя подобной формулировке понятия *формация*, ее именем можно называть любую горнопородную ассоциацию, в т.ч. и литофацию, и вообще любое сочетание горнопородных тел вплоть до ленточных глин. К чему может привести подобное отношение к формациям, свидетельствует двухтомник «Геологические формации» [4], в котором приведены сотни разновидностей формаций, выделенных различными авторами. На нерациональность такого использования термина *формация* для обозначения ассоциаций осадочных пород указывал еще Н.Б.Вассоевич [2].

Главная ошибка подобного подхода в формациологии — игнорирование основных принципов естественной упорядоченности рассматриваемых объектов. В природе существует два способа упорядочения объектов классификационный и систематизационный.

Классификационный, когда упорядочиваются объекты по общим для них признакам. Примером этого упорядочения объектов служат многочисленные хорошо известные классификации, например, горных пород по их происхождению, минеральному составу, структуре или текстуре.

Систематизационный способ заложен в основу расположения объектов по принципу их иерархической соподчиненности. В подобном соподчинении находятся химические элементы, минералы, горные породы и т.д. Отличающие их признаки называются эмерджентными. В свою очередь, объекты каждого иерархического уровня систематизируются по степени сложности своей организации, представляя тем самым соответствующие таксоны, которые выступают (как и в органическом мире) в ранге вида, рода, семейства, отряда и т.д. При этом в ранге вида выступает самый простой элементарный таксон, каким предстает, например, монокристаллический минерал или мономинеральная порода.

В соответствии с изложенным роль элементарного таксона на надпородном уровне, представленном горнопородными телами, должно играть монопородное тело. В осадочной геологии, например, им является породный слой или пласт. Все остальные таксоны данного иерархического уровня становятся породно-слоевыми ассоциациями, в ряду которых оказывается и формация. Формация в

ранге таксона при этом приобретает особые права и на эмерджентность, позволяющую отличать ее от таксонов иных уровней данной иерархической лестницы. Именно эмерджентные признаки серьезно ограничивают возможность свободного использования данного термина. Попробуем разобраться в этих ограничениях.

Дело в том, что все геологические объекты — результат деятельности геологических процессов, которые подразделяются на две основные группы — эндогенные и экзогенные. Эндогенные определяют и контролируют механизмы образования этих объектов, протекающие в недрах Земли. К ним относятся магматизм, метаморфизм и тектонические движения. Экзогенные определяют палеогеографическую обстановку на поверхности планеты и в значительной степени подчинены эндогенной деятельности, но тем не менее условно рассматриваются как самостоятельные. В основе реконструкции палеогеографической обстановки, которая отражается на специальных литолого-палеогеографических картах, лежит анализ фаций, представленных простейшими породно-слоевыми ассоциациями, называемыми литофациями или литобиофациями.

Учитывая экзогенную природу осадочных фаций, вполне естественным становится желание связать понятие *формация* с эндогенными процессами. Для этого существуют и объективные предпосылки, представляемые одним из первых пользователей данного термина М.Бертраном [9].

Установление причинно-следственной связи между литофациями и экзогенными факторами, с одной стороны, и формациями и факторами эндогенными, с другой, вовсе не означает, что только эти группы факторов контролируют образование соответствующих породно-слоевых ассоциаций. Совершенно очевидно, что обе эти группы факторов сосуществуют в пространстве и во времени, и может только возникнуть вопрос об их вкладе в окончательный результат.

Представления о возможных различных соотношениях вкладов экзогенных и эндогенных факторов в формирование многослоев позволяют думать о существовании неких промежуточных породно-слоевых ассоциаций, требующих особого внимания и присвоения им особых названий.

Избегая терминотворчества, подчас наносящего геологии непоправимый ущерб, обратимся к уже известным терминам, как нам кажется, весьма удачно предложенным Д.В.Наливкиным [6] для обозначения палеогеографических обстановок: фация—сервия—нимия—формация. Если под термином фация Д.В.Наливкин понимал единицу ландшафта (русло, пойма, часть озера и т.д.), то под служией — группу фаций (речная долина, озеро в целом), под нимией — группу служий (например, равнина), под формацией — группу нимий (например, континент, включающий эту равнину).

Если правомерно понимать под фацией и формацией не только геологическую обстановку, но и сами тела, возникающие в этой обстановке, то понятия *сервия* и *нимия* также можно насытить вещественным содержанием.

Существование прямой связи между причиной (условия) и следствием (тела) позволяет утверждать, что геологические факторы также должны подчиняться таксономированию, как и результаты их деятельности. Таким образом, учитывая соподчиненность масштабов проявления различных факторов, представляется возможным выстроить их в два ряда — эндогенный и экзогенный, начиная с уровня, который отвечает образованию элементарного таксона, т.е. породного слоя (табл. 1).

Итак, в формировании породного слоя, отличающегося однородностью литологического состава, задействованы два фактора — динамический и химический, определяющие, таким образом, обломочную и хемогенную составляющие горных пород.

Простейшие сочетания породных слоев образуют фацию, все элементы которой отличаются общностью таких признаков, как степень сортированности осадочного материала, степень окатанности обломков, характер внутрислоевых текстур, морфология органических форм и др. Экзогенными факторами, контролирующими образование фаций, являются конкретная топография, тип среды (воздух, вода, лед) и режим транспортировки (волнения, течения, ламинарность или турбулентность движения). Такие многослой известны в литературе, как элементарные фации [3].

Формирование сервий подчинено, с одной стороны, определенным физико-географическим единицам (озеро, лагуна, остров и т.п., по [6]), а с другой — тектоническому структурообразующему фактору (разнонаправленные или разноскоростные вертикальные движения земной коры). Именно эти движения чаще всего определяют местоположение соответствующих физико-географических единиц. Признаками, объединяющими фации в одну сервию, являются такие как аллотигенная компонента веществен-

ного состава, наличие структурно-тектонического контроля в виде изменения мощностных характеристик отложений, их строения и состава, общность органического мира, населявшего соответствующие бассейны и т.п.

Многослой ними возникают в обстановке преимущественного погружения или поднятия земной коры, называемых вековыми или эпейрогеническими. Эти движения определяют процессы формирования различных ландшафтов (пустыня, равнина, шельф и др.) и климатов (гумидный, аридный, нивальный и др.). Признаками для выделения таких породно-слоевых ассоциаций могут служить: аутигенная компонента вещественного состава отложений, их мощность, характер межслоевых границ, климатогенные особенности органических форм и т.д.

Наконец, важнейшим фактором образования формации, безусловно, становится тектонический режим, позволяющий различать основные региональные структуры земной коры, такие как платформы, геосинклинали, орогены. Признаки этих структур хорошо известны, и поэтому здесь можно ограничиться упоминанием только основных из них: особенности залегания толщ, их мощность и вещественное наполнение, следы магматизма, метаморфизма и гидротермальной деятельности.

Предлагаемая систематизация геологических тел надпородного уровня дает возможность критически оценить современный опыт формационного анализа. Дело в том, что господствующий в настоящее время литогенетический подход предлагает выделять геологические (осадочные) формации, совершенно справедливо привязывая их к стадиям тектонического развития, т.е. фактически к последовательным фазам тектонических циклов — трансгрессивный, инундационный, регрессивный и эмерсивный. Для формаций, возникающих в континентальной обстановке и на мелководье, при этом учитывается роль климатическо-

1. Таксономия породно-слоевых тел

Тела	Примеры систематизации физико-географических единиц, по [6]	Формирующие факторы		Критерии выделения (признаки)
		Эндогенные	Экзогенные	
Формации (геогенерации)	Материк, море	Тектонический режим, магматизм, метаморфизм	—	Магматические породы, следы метаморфизма и гидротермальной деятельности, разрывная и складчатая тектоника
Ними	Открытый шельф, материковое море, архипелаг, пустыня	Знак медленных вертикальных тектонических движений	Ландшафт и климат	Аутигенная компонента вещественного состава, мощность отложения, характер межслоевых границ, климатогенные признаки органических форм
Сервии	Лагуна, лиман, остров, озеро, речная долина	Тектонические структуры	Физико-географические единицы	Аутигенная компонента вещественного состава, структурно-тектонический контроль, единообразие органики
Фации	Русло, пойма, часть дна озера	—	Топография и режим среды	Сортированность осадочного материала, степень окатанности обломков, слоевые текстуры, морфологические особенности органики
Породные слои	—	—	Динамика и химизм среды	Литологический состав

го фактора, отвечающего гумидным или аридным условиям осадконакопления (табл. 2) [2].

Согласно предлагаемой систематизации породно-слоевых ассоциаций, приведенной в табл. 1, климатический фактор располагается на таксономическом уровне, отвечающем рангу нимий, и находится в тесной связи с ландшафтом и в зависимости от вековых направленных движений земной коры. Практически именно эти движения определяют генеральную направленность в расположении элементов фациального ряда, согласно которой по мере перехода от суши и малых глубин бассейна к большим глубинам происходит смена обломочных отложений карбонатными и далее кремнистыми. Иными словами, гипсометрическое положение поверхности аккумуляции, как правило, отражается в литологических характеристиках осадочных толщ.

Нетрудно заметить, что приводимые в табл. 2 формации фактически несут гипсометрическую информацию, отмечая их отношение к континентальной обстановке или к той или иной степени глубоководности седиментационного бассейна. Например, в разделе *гумидная зона эпиконтинентальных бассейнов платформенного чехла* ранней трансгрессивной стадии развития соответствует вначале прибрежная параличская угленосная формация и далее формация кварцевая песчано-глинистая с глауконитом. Ясно, что появление этих формаций и их последовательность вызваны постепенным углублением бассейна, т.е. опусканием его дна.

Зрелой инундационной стадии тектонического цикла соответствует карбонатная формация, возникающая обычно на больших глубинах. В пределах платформ осадконакопление чаще всего и ограничивается такого типа образованиями. При существенном превышении этих глубин (например, в океанических бассейнах) на смену карбонатонакоплению приходит формирование кремнистых илов.

Смена знака тектонических движений и, следовательно, подъем поверхности дна вызывают на поздней регрессивной стадии развития формирование песчано-глинистой толщи с глауконитом и прибрежных отложений с прослоями угля. И, наконец, конечная эмерсивная стадия знаменуется появлением континентальной формации, представленной озерно-аллювиальными сероцветами с каолинитом, углями или красноцветами с бокситом.

Связь рассмотренных породно-слоевых ассоциаций с уровнем организации надпородных тел, соответствующим нимиям, позволяет внести предложение о снижении их ранга и именовать, таким образом, не формациями, а нимиями. В данном случае целесообразно комплекс нимий, отражающих ту или иную стадию тектонического развития, именовать субформацией или подформацией, а формацией называть весь комплекс образований, несущих на себе следы тектонического режима, например, платформенного или геосинклинального.

Таким образом, при геокартировании разного масштаба приобретают особый смысл и значение карты формаций, нимий, серий и фаций, представляющие вполне определенную информацию о геологических условиях формирования соответствующих породно-слоевых комплексов.

В качестве примера практического упорядочения таксонов надпородного уровня можно использовать геологический разрез меловых отложений, развитых в Крыму в пределах бассейна р. Бельбек (см. рисунок).

В этих моноклинально залегающих образованиях северо-западного падения, и в геотектоническом отношении отражающих переходную область, можно выделить две

самостоятельные формации ниже- и верхнемелового возраста, соответственно слагающих два структурных этажа, в которых отражаются геотектонические циклы средней длительностью 30—35 млн. лет. Каждая из этих формаций представлена несколькими нимиями. Эти нимии привязаны к определенному ландшафту и климатической обстановке. Воспользуемся названиями нимий, приведенными Д.В. Наливкиным [6], — континентальные формации: 1 — горный хребет, 2 — горное подножье, 3 — пустыня, 4 — прибрежная равнина, 5 — дельта, 6 — архипелаг; морские формации: 7 — лагунная область, шельф: 8 — обособленный, 9 — открытый, 10 — рифовая область, море: 11 — материковое, 12 — внутреннее, область: 13 — батимальная, 14 — абиссальная. Как следует из приведенного перечня нимий, все они расположены здесь в основном в порядке погружения поверхности рельефа.

Итак, формация, сложенная нижнемеловыми образованиями, представлена следующими нимиями (снизу вверх): 1 — открытый шельф, 2 — дельта, 3 — прибрежная равнина. Нимия *открытый шельф* включает две разноглубинные фации. Нижележащая фация состоит из терригенных пород от конгломератов до грубозернистых песчаников и алевролитов включительно [1]. Мощность ее 30—40 м. В следующей фации (более глубоководной) наблюдается переслаивание серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, серых известковистых песчаников, серых детритовых и онколитовых известняков общей мощностью 12—15 м, а также переслаивание известняков биогермных, глинистых, органогенно-обломочных и онколитовых мощностью до 70 м.

Нимия *дельта* представлена мелко- и среднегалечными конгломератами, в которых преобладают хорошо окатанные кварцевые обломки, встречаются остатки обугленной древесины. Мощность отложений 0—70 м. Обе рассмотренные нимии берриасского возраста.

Завершают формацию отложения валанжина и готерива, состоящие из голубовато-серых глин и подстилающих их песчано-галечных известняков, известных под названием *пудинг*. Эти отложения вместе составляют нимию *прибрежная равнина* суммарной мощностью 30 м. Данные образования формировались в условиях периодического осушения территории и наступления морского бассейна, о чем свидетельствуют следы внутриформационных размывов и выпадение из разреза раннеготеривских отложений.

Далее следует формация, отражающая второй геотектонический цикл и состоящая из верхнемеловых образований, залегает она на подстилающих отложениях с довольно значительным стратиграфическим (из разреза выпадают отложения барремского, аптского и частично альбского возрастов) и небольшим угловым несогласиями (несколько градусов).

Формация включает отложения нимий: 1 — открытый шельф, 2 — батимальная область, 3 — открытый шельф. Возрастная последовательность нимий этой формации подчинена крупному тектоническому циклу, проявившемуся в истории Земли в виде одной из крупнейших глобальных трансгрессий.

Залегающая в основании формации нимия *открытого шельфа* начинается с глауконитовых песчаников альб-сеноманского возраста мощностью 1,5—10 м, переходящих вверх по разрезу в серые и темно-серые мергели и светло-серые известняки сеноманского и раннетуронского возрастов мощностью 60—75 м.

2. Классификация осадочных формаций. По В.Е.Хашу, 1983

Окраины континентов							
Стадия развития	Эпиконтинентальные бассейны платформенного чехла, зоны	Пассивные			Активные		
		Перикратонные опускания — многогеосинклинали (внутренняя часть), зона		Континентальный склон—подножье—окраинные моря, мезогеосинклинали, позже пелоровые прогибы	Окраинные моря—островные дуги—желоба—эвгеосинклинали, позже передовые прогибы	Океанические бассейны	
		Гумидная	Аридная				
Конечная (эмерсивная)	Озерно-аллювиальная сероцветная с каолинитом, углями; красноцветная с бокситами	Пустынно-озерная красная или пестроцветная с карбонатами и сульфатами	Аридная	Гумидная	Верхняя континентальная, грубая моласса	Верхняя континентальная, грубая моласса. Вулканогенная моласса	—
Поздняя (регрессивная)	Паралическая угленосная (прибрежных равнин); песчано-глинистая или кварцево-песчаная с глауконитом	Красноцветная эвапоритовая лагуны типа; карбонатно-терригенная с сероцветной фацией черных глин	—	—	Нижняя морская моласса; терригенный флиш	Гемипелагическая терригенно-глинистая	
Зрелая (инундационная)	Карбонатная (известково-мергельная)	Карбонатная (известково-доломитовая)	Неритическая кремнисто-глинистая фосфоритовая с фацией барьерных рифов	Карбонатный флиш	Пелагическая глинистая и кремнисто-глинистая (абиссальных котловин)		
Ранняя (трансгрессивная)	Песчано-глинистая или кварцево-песчаная с глауконитом	Карбонатно-терригенная с фацией черных глин	Пестроцветная глинистая с магнетитовыми силикатами	Терригенный флиш	Пелагические известняки и известняковые турбидиты срединных хребтов и поднятий в пределах талассоплеков		
	Паралическая угленосная; (прибрежных равнин)	Красноцветная эвапоритовая лагуны типа	Паралическая угленосная (зрелого рифа)	Сланцево-грауваксовая (аспидная)	Эвапоритовая (зрелого рифа) красноморского типа	Эвапоритовая (рифтовых зон), металлоносная (эксталяционная) рифтовых зон	

Возраст	Литологическая колонка	Мощность, м
P_1d		30
m_2		80
$km-m_1$		250
st		40-50
t_2-k		20
s_1-t_1		60-75
al_3-s_1		15-10
g_2		20
v_1		10
b		0-70
T_3-J_1tv		70
		12-15
		30-40

Сводная стратиграфическая колонка меловых отложений бассейна р.Бельбек:

P_1d — нижний палеоген, датский ярус; m_2 — маастрихтский ярус, верхний подъярус; $km-m_1$ — кампанский и маастрихтский ярусы, нижний подъярус; st — сантонский ярус; t_2-k — туронский ярус, средний подъярус и коньякский ярус; s_1-t_1 — сеноманский и туронский ярусы, нижний подъярус; al_3-s_1 — альбский ярус, верхний подъярус и сеноманский ярус, нижний подъярус; Q_2 — готеривский ярус, верхний подъярус; v_1 — валанжинский ярус, нижний подъярус; b — берриасский ярус; T_3-J_1tv — верхний триас—нижняя юра (таврическая серия); 1 — известняки; 2 — глинистые; 3 — «фарфоровидные», 4 — органо-генно-обломочные, 5 — онколитовые, 6 — биогермные; 7 — онколитовые песчанисты; 8 — мергели; 9 — глины; 10 — аргиллиты; 11 — алевролиты; 12 — песчаники; 13 — известковистые, 14 — глауконитовые, 15 — известковистые глауконитовые; конгломераты: 16 — кварцевые, 17 — полимиктовые; 18 — конкреции кремней; несогласие: 19 — стратиграфическое, 20 — структурное

Нимия батимальная область согласно залегает на подстилающих образованиях и представлена крепкими микрокристаллическими известняками белого или розоватого цвета с многочисленными стиллолитовыми швами, известными под названием *фарфоровидных* известняков. Возраст известняков турон-коньякский, а мощность 20 м. Данная нимия отражает переломный момент в истории развития седиментационного бассейна — вслед за ней начинается этап его обмеления, приводящий к формированию следующей нимии *открытого шельфа*, включающей белые и серые известняки и мергели с прослоями алевролитов, аргиллитов и бентонитовых глин, относящиеся к сантонскому, кампанскому и частично маастрихтскому ярусам. Эта толща, составляющая верхнемеловой разрез, мощностью до 300 м.

Нимия завершается голубовато-серыми и темно-серыми мергелями и желтовато-серыми известковистыми алевролитами в основании толщи, и глауконитовыми песчаниками в ее кровле. Данная толща формировалась в поздне-маастрихтское время, ее мощность до 80 м.

При прослеживании перечисленных нимий по простиранию за пределами рассматриваемого бассейна в приведенных нимиях можно выделить сервис, местоположение которых должно контролироваться различными структурными элементами территории, возникавшими вследствие дифференцированных вертикальных тектонических движений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас меловой фауны юго-западного Крыма / В.В.Аркадьев, А.А.Атабекий, Е.Ю.Барабошкин и др. — С-Пб.: Пангея, 1997.
2. Вассоевич Н.Б. Иерархия осадочно-породных сообществ (системные уровни организации литом). — М.: Недра, 1983. С. 430—432.
3. Геологический словарь. — М.: Недра, 1973.
4. Геологические формации. Терминологический справочник. — М.: Недра, 1982.
5. Драгунов В.И. Геологические формации. — Л.: Недра, 1973.
6. Наливкин Д.В. Учение о фациях. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1956.
7. Цейслер В.М. Анализ формаций как метод изучения тектонических структур в различных бассейнах осадконакопления // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. № 5. С. 139—149.
8. Шванов В.Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций. — С-Пб.: Недра, 1992.
9. Bertrand M. Structure des Alpes francaises et recurrence de certains fades sedimentaires. Congres Geol. International C., r.6 sess. Lausanne. 1897. P. 161—177.

Пятьдесят лет гравиметрических исследований Государственного астрономического института им. П.К.Штернберга (ГАИШ) в Мировом океане

В.Л.ПАНТЕЛЕЕВ, П.А.СТРОЕВ (ГАИШ МГУ)

В 2005 году отметили свой юбилей не только Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, но и гравиметристы ГАИШ. В 1930 г. доцент физико-математического факультета МГУ Леонид Васильевич Сорокин совершил первое плавание на подводной лодке с маятниковым прибором в Черном море, положив начало морской гравиметрии в России, а в 1955 г. приказом дирекции ГАИШ была организована *постоянно действующая морская гравиметрическая экспедиция* (ПДМГЭ) для выполнения правительственного задания. Это задание касалось, прежде всего, двух институтов: ЦНИИГАиК (из ведомства Главного Управления Геодезии и Картографии при Совете Министров СССР) и Геофизического института (института Физики Земли) АН СССР. Они должны были организовать и осуществить гравиметрическую съемку морей, омывающих территорию Советского Союза. Московский университет и ГАИШ имели не только приборы, с помощью которых можно выполнять это задание, но и достаточно большой опыт. Поэтому ГАИШ МГУ был также привлечен к выполнению задания Правительства СССР. Работу по организации экспедиций взял на себя выпускник ГАИШ, профессор В.В.Федынский. В то время он возглавлял Главное управление работ по геофизике Министерства геологии СССР и заведовал кафедрой геофизических методов исследования земной коры геологического факультета МГУ.

В 1952 г. астрономическое отделение механико-математического факультета Московского университета имело 6 кафедр — небесной механики, кометной астрономии, астрономии, астрофизики, звездной астрономии и гравиметрии. Все эти кафедры размещались в зданиях Краснопресненской обсерватории. И только в 1954 г. все кафедры и научные отделы переехали в новое здание университета на Ленинских горах. Научные и учебные подразделения получили новые, дополнительные площади. После кончины в 1954 г. профессора Леонида Васильевича Сорокина, заведующего кафедрой гравиметрии, данная кафедра объединилась с кафедрой небесной механики. В то время заведующим кафедрой небесной механики был профессор Николай Дмитриевич Моисеев. Студенческие группы гравиметристов и небесных механиков работали по уже установленным учебным планам, хотя все студенты были выпускниками одной кафедры *небесной механики и гравиметрии*.

Постоянно действующая морская экспедиция получила специалистов в области морской гравиметрии, среди которых были Г.Д.Марчук, Т.С.Чеснокова и Е.Н.Отрошко. К ним присоединились и бывшие члены кафедры гравиметрии: доцент Н.П.Грушинский, старший лаборант Н.Коренева, только окончивший аспирантуру М.У.Сагитов, аспиранты И.Н.Капцова и В.Л.Пантелеев. В 1956 г. И.Н.Капцова стала сотрудником ПДМГЭ. Выпускник кафедры геофизических методов исследования земной коры геологического факультета аспирант Е.Д.Корякин в 1955 г. стал

сотрудником ПДМГЭ ГАИШ. В том же году появился в институте выпускник МИИГАиК В.А.Гладун, который стал одним из самых активных деятелей гравиметрической экспедиции. Для участия в экспедициях привлекались сотрудники и других научных отделов ГАИШ и даже других московских институтов.

Вскоре ПДМГЭ превратилась в *Отдел гравиметрии ГАИШ*, руководителем которого был назначен доцент Н.П.Грушинский. Теперь все научные исследования контролировались дирекцией института, а не заведующим кафедрой, хотя многие сотрудники научного отдела продолжали принимать активное участие в учебном процессе, читали лекции по теории фигуры Земли, гравиметрии и гравиразведке.

В отделе гравиметрии сформировались три научно-исследовательские группы. Первая группа под руководством М.У.Сагитова, который после Н.П.Грушинского, назначенного заместителем директора ГАИШ, занял пост заведующего отделом гравиметрии, занималась подготовкой и проведением фундаментального физического эксперимента по определению гравитационной постоянной (В.К.Милуков, Г.Моныхов, Х.Таджитдинов, Т.Дмитриева, Т.С.Чеснокова, В.С. Назаренко). Это был огромный объем работ. Достаточно сказать, что на основании этих исследований были защищены 3 кандидатские диссертации (В.К.Милуков, Г.А.Моныхов, В.С.Назаренко) и одна докторская (М.У.Сагитов, 1975 г.).

Вторая группа гравиметристов ГАИШ занималась сбором, систематизацией и картированием гравитационного поля планеты Земля (П.А.Строев, Е.Д.Корякин, А.И.Фролов, Э.И.Борунова, И.Н.Капцова, Э.П.Хрусталева, З.П.Паршутина, Н.Г.Бурова). Руководил данной группой доцент Н.П.Грушинский.

Международным Геофизическим Годом был объявлен 1958 год. Начались международные исследования антарктического континента и Арктики, в которых приняли участие многие страны, в т.ч. и СССР. В распоряжении гравиметристов ГАИШ МГУ оказалась огромная информация о гравитационном поле Земли. Эта информация, как правило, была разнородная, полученная с помощью приборов разной точности, без единой программы. Необходимо было систематизировать и закартировать данные, полученные в процессе исследований. В качестве результатов обработки гравитационной информации были взяты новые параметры общего земного эллипсоида и так называемая формула для нормальной силы тяжести. За эту работу Н.П.Грушинскому присвоена ученая степень доктора физико-математических наук (1960). Геологической интерпретации таких данных посвящены диссертации Е.Д.Корякина (кандидат геолого-минералогических наук) и П.А.Строева (кандидат физико-математических наук).

Третья группа занималась совершенствованием гравиметрической аппаратуры и обработкой гравиметрических данных, полученных в экспедициях (В.А.Гладун, И.Н.Жи-

вицкая, И.Н.Капцова, З.Н.Левицкая, И.Е.Васильев, Ю.В.Бобров, Б.И.Козлов, В.Н.Коржев, Кузьмин, К.К.Михайлова). Руководителем этой группы фактически стал В.Л.Пантелеев, которому предстояло защищать диссертацию на тему «Разработка методики и оценка точности измерения силы тяжести на море».

В 1954 г. для работы на научно-исследовательское судно «Витязь» была направлена группа в составе Н.Я.Третьяк (руководитель группы), сотрудница Научно-исследовательского института геофизических методов разведки (НИИГР) Министерства геологии СССР, аспиранты МГУ В.Л.Пантелеев и Е.Д.Корякин. Это была последняя экспедиция с маятниковым прибором Л.В.Сорокина. Позже данный прибор был модифицирован, и им пользовались в ряде экспедиций на подводных лодках. С позиции «потребителей» данных о гравитационном поле экспедицию 1954 г. нельзя считать удачной, но она принесла много полезной информации для последующей работы по созданию гравиметрической аппаратуры.

В 1955 г., в год создания постоянно действующей гравиметрической экспедиции была достаточно сложная международная обстановка. К этому времени США уже испытывали действие атомных бомб на живых людях (1945 г., Япония). Для СССР и США создавалась угроза превратиться из союзников в противников. Ряд капиталистических стран создали «оборонительный» блок НАТО, а так называемые «страны народной демократии» также объединились с помощью Варшавского Пакта в свой оборонительный блок. Началось соревнование в мощности вооружений, которое сейчас называют «гонкой вооружений». По-видимому, самым мощным взрывом, который осуществило человечество, был взрыв водородной бомбы, произведенный Советским Союзом на Новой Земле.

Необходимо было также работать и над средствами доставки бомб к цели. Одним из средств перемещения ядерной бомбы на большие расстояния была, конечно, межконтинентальная баллистическая ракета, которая может стартовать как из подземных шахт, так и из подводного положения субмарины. Необходимо было разработать соответствующую технику, теорию баллистического перелета, навигационное оснащение. Возник ряд задач, которые нужно было срочно решать. Такие задачи как начальная выставка вертикали в системе навигационного обеспечения баллистической ракеты, определение высоты полета стратегического бомбардировщика, скрытное определение координат субмарины по гравитационному полю и другим физическим полям, исследование возможности создания гравитационного взрывателя имеют большое оборонное значение. Эти задачи ставили и решали сотрудники Отдела гравиметрии на хозяйственной основе.

Для определения напряженности гравитационного поля в точке старта баллистической ракеты необходимо было организовать детальную гравиметрическую съемку морей, омывающих территорию Советского Союза, и региональную съемку океанов. К этой работе были привлечены научные силы ЦНИИГАиК, ГеоФИАН АН СССР, ГАИШ МГУ, НИИГР (ныне ВНИИГеофизика). В 1955—1975 гг. еще не существовало технических средств измерения силы тяжести на научно-исследовательских судах с нужной точностью, но в результате работ профессора астрономического отделения, заведующего кафедрой гравиметрии Л.В.Сорокина в 1930—1940 гг., уже имелись приборы для работы на подводных лодках. Правительство СССР предоставило исследователям все, что нужно для выполнения такой работы, в т.ч. и подводные лодки.

Отдел гравиметрии в те годы внес значительный вклад в бюджет ГАИШ.

Первая послевоенная экспедиция ГАИШ на подводной лодке была совершена в 1955 г. Именно в этом году вышло постановление правительства нашей страны — выполнить гравиметрическую съемку морей, омывающих территорию Советского Союза. Однако маятниковыми приборами для подводных гравиметрических работ располагал только ГАИШ и ЦНИИГАиК, где работал большой энтузиаст маятниковых измерений, ученик Л.В.Сорокина М.Е.Хейфец.

Экспедиция ГАИШ прибыла к месту работ в поселок Полярный. Туда же направилась и экспедиция ЦНИИГАиК, которую возглавлял М.Е.Хейфец. Экспедиция ЦНИИГАиК отправилась в Гренландское море, а ГАИШ — к острову Новая Земля. Возглавлял экспедицию ГАИШ бывший аспирант Л.В.Сорокина, а к моменту отправления экспедиции молодой научный сотрудник ГАИШ М.У.Сагитов. Всю обработку материалов взяло на себя Московское аэрогеодезическое предприятие (МАГП) — организация, которая выполняла главную часть работ по общей гравиметрической съемке территории Советского Союза в 30-е годы XX в.

Кроме определения напряженности гравитационного поля в северных морях европейской части Советского Союза задачей подводной экспедиции ГАИШ МГУ было испытание новой гравиметрической аппаратуры. Как уже отмечалось, прибор Л.В.Сорокина был существенно модернизирован с целью облегчения работы операторов, он претерпел конструктивные изменения. Морские хронометры впервые были заменены кварцевыми генераторами, что привело к исключению систематических ошибок, связанных с нестабильностью хода хронометров.

Кроме того, впервые в мире были испытаны гравиметры, предназначенные для измерения силы тяжести на подвижном основании, так называемые затухающие гравиметры конструкции К.Е.Веселова и Л.П.Смирнова — сотрудников НИИГР (ВНИИГеофизика). Л.П.Смирнов участвовал в экспедиции на подводной лодке в 1955 г. Он мог на практике получить все необходимые данные для последующей модификации прибора. Год спустя морской гравиметр был создан в Германии и испытан на Штарнбергском озере. Наши затухающие гравиметры хорошо себя зарекомендовали и на обычных научно-исследовательских судах. С ними сотрудники ГАИШ МГУ совершили много плаваний в Южный океан, в моря, омывающие Антарктиду.

Работа с затухающим гравиметром достаточно трудоемка, его чувствительная система выполнена, как и у сухопутного гравиметра Норгарда (Швеция), в виде горизонтального кварцевого стержня на упругой оси вращения. Изменение массы металлической навески, которой снабжен этот стержень, вызывает изменение положения его в корпусе прибора, что и служит мерой изменения силы тяжести. Уже было известно, что ускорения основания прибора создают не только знакопеременные, но и систематические возмущения в системе отсчета прибора. Работы Венинг-Мейнеса, Броуна и Л.В.Сорокина показали, какие систематические ошибки возникают при действии ускорений на маятниковый прибор, а какие систематические ошибки будут возникать при работе с гравиметром статического типа?

К началу работ с такими приборами этот вопрос еще не был изучен. Одной из задач кандидатской диссертации, над которой работал В.Л.Пантелеев, было и создание теории возмущений в показаниях морского статического гравиметра. Он показал, что гироскопическая стабилизация гравиметра не избавляет полностью от систематических

ошибок, связанных с горизонтальными компонентами ускорения основания: эти ускорения создают вынужденные колебания опоры, что приводит к ошибкам, обусловленным горизонтальными ускорениями. Кроме того, самую серьезную систематическую ошибку, обусловленную совместными действиями горизонтальных и вертикальных ускорений, вызывает когерентность этих компонент ускорения. Только через год американский ученый Гаррисон опубликовал работу, в которой он эту ошибку назвал эффектом cross-coupling. Под таким названием она известна всем специалистам по морской гравиметрии. Правда, данная систематическая ошибка, которую иногда называют эффектом орбитального движения основания, возникает только в гравиметрах с чувствительной системой рычажного типа. В последние годы американские геофизики создали приборы с фиксированной осью чувствительности. Этот эффект для подобных гравиметров отсутствует.

Во всех сухопутных гравиметрах применяется так называемый нулевой метод отсчета, сводящийся к калиброванному воздействию на рычаг (маятник) упругой системы и приведение его к исходному (нулевому) положению. Это воздействие достигается или изменением положения корпуса прибора (гравиметр Норгарда), или сжатием (растяжением) дополнительной измерительной пружины, связанной с микрометренным устройством. В морском гравиметре Веселова—Смирнова система отсчета реализована с помощью измерительной пружины, связанной с микрометренным устройством. Вертикальная качка корабля вызывает колебания маятника упругой системы с большой амплитудой. Для того чтобы отсчет прибора сделать возможным, упругую систему поместили в вязкую жидкость. Демпфирование такого маятника оказалось сверхкритическим. Постоянную времени упругой системы, обычно выбирали равной 100—1000 с.

Немецкий гравиметр, разработанный приблизительно в то же время, был создан также путем сильного демпфирования пружинного гравиметра Аскания. Причем в качестве демпфирующей среды взято магнитное поле. Его постоянная времени была приблизительно равной 200 с.

Для того чтобы снять отсчет с гравиметра Веселова—Смирнова, получившего шифр гравиметра СЗ, необходимо было отмечать, не отрываясь от окуляра, все крайние отсчеты по шкале прибора в течение 10—15 мин, а результат усреднить. Следовало избавить наблюдателя от такой трудоемкой операции. Первый путь — автоматизировать сглаживающую процедуру с помощью RC-фильтров. По подобному пути пошли немецкие коллеги. Однако конструкция гравиметров СЗ не предусматривала на выходе считывающего устройства электронного преобразователя, позволяющего получить электрический сигнал. Кроме того, помеха, обусловленная качкой корабля, делала этот электрический сигнал низкочастотным, что не способствовало созданию подходящих электрических фильтров.

Как известно, наблюдения за парой маятников, качающихся в одной плоскости, позволили исключить влияние качания подвеса. Возник вопрос: нельзя ли с помощью пары горизонтальных маятников избавиться от вынужденных колебаний, обусловленных вертикальным движением опоры? Оказывается можно. Теоретической работой В.Л.Пантелеева и практической работой коллектива ГАИШ совместно с сотрудниками ВНИИГеофизика (Л.П.Смирнов, А.П.Лугинец) было доказано, что гравиметр, практически не реагирующий на вертикальные колебания опоры, можно создать. Опытный образец был испытан в Черном море. Эти испытания блестяще подтвердили

теоретические выводы. Однако такая замечательная особенность прибора достигается ценой некоторого уменьшения чувствительности к изменению силы тяжести, поэтому дальнейшего продолжения работа не имела.

Второй путь исключения влияния вертикальных ускорений — автоматизация «нулевого метода» отсчета, что оказалось совсем не просто. Два звена задержки в цепи обратной связи (фоторезистор, измерительная пружина в вязкой среде) приводили к автоколебаниям с очень большим периодом. Двойная амплитуда таких колебаний на две трети перекрывала ленту самописца. Работать с подобным прибором было невозможно. Для обеспечения устойчивости работы обратной связи в системе автоматического управления чувствительным элементом гравиметра необходимо иметь не только так называемый «сигнал рассогласования», пропорциональный углу отклонения рычага упругой системы гравиметра, но и скорость изменения его положения. Всякие дифференцирующие элементы электромеханического типа не могли быть использованы, так как они вносили дополнительные шумы. Портативными операционными усилителями мы в те годы еще не располагали. Выход был найден неожиданно в процессе экспериментов с макетом прибора. Оказалось, что в качестве дифференцирующей системы можно использовать вязкую демпфирующую среду, в которой находилась упругая кварцевая система гравиметра. Была изменена конструкция чувствительной системы гравиметра, и автоколебания исчезли. Новый прибор получил шифр АНГ, стал вполне работоспособным, но достаточно громоздким. Применение его для гравиметрических работ требует установки в подвес Кардана. Было необходимо принять меры и к регистрации горизонтальных компонент ускорения для автоматического вычисления поправки Броуна. В конце концов, прибор был создан. В 1966—1967 гг. были получены первые гравиметрические профили в Индийском и Тихом океанах. Родилось *гравиметрическое профилирование*.

Наш способ устранения автоколебаний был использован В.О.Баграмянцем (ВНИИГеофизика), автором морского портативного гравиметра ГМН с астазированной чувствительной системой. Конструкция гравиметра уже содержала гироскопические элементы и в специальной гиروطформе не нуждалась. Успешное использование гравиметра для геофизических исследований на море привело к тому, что заводом НЕФТЕКИП было освоено серийное производство этих приборов. Однако совместное влияние различных компонент ускорения корпуса прибора приводит к появлению систематических ошибок типа cross-coupling. Механизм возникновения этих ошибок в гравиметрах с использованием гидродинамических эффектов в цепи обратной связи до конца не был изучен. Нашли простой способ избавления от этих погрешностей. Наблюдения производились не одним прибором, а парой гравиметров с практически тождественными параметрами. Ориентация этих приборов в противоположные стороны приводила, как показали многочисленные эксперименты, к появлению систематических погрешностей разных знаков, которые в процессе математической обработки легко исключались.

В течение многих лет сотрудники лаборатории отдела гравиметрии ГАИШ МГУ совместно со специалистами из ВНИИГеофизики проводили работы по исследованию и разработке новой морской гравиметрической аппаратуры. Создано множество действующих макетов от простейших до систем с современной вычислительной техникой. В экспериментах, которые проводились не только в лаборатории, но и на научно-исследовательских судах («Витязь»,

«Академик Курчатов», «Московский университет 2», «Дмитрий Овчин») выявляли не только успехи, но и недостатки конструкций моделей. Теоретическое и экспериментальное обоснование современного морского гравиметра дано в докторской диссертации В.Л.Пантелеева «Динамический синтез оптимальных систем в морской гравиметрии». Разработке алгоритмов обработки гравиметрической информации посвящена кандидатская диссертация З.Н.Левицкой. Результаты очень больших экспериментальных исследований по созданию аппаратуры отражены в кандидатской диссертации В.А.Гладуна.

Остановимся теперь на некоторых результатах гравиметрических исследований в Мировом океане, Арктике и Антарктике. Особенно весомый вклад в изученность гравитационного поля Земли антарктического континента внесли исследования ГАИШ МГУ. Одной из главных задач программы исследований в Международный геофизический год (1958—1959 гг.) было систематическое изучение Южного полушария нашей планеты и Антарктиды. Еще в 1954—1955 гг. профессор геологического факультета МГУ В.В.Федынский организовал измерение силы тяжести в Южном океане и антарктических водах на судах Советской китобойной флотилии и танкере Апшерон. Практически это был первый выход советских гравиметристов на просторы Мирового океана. Среди участников этой экспедиции был и сотрудник ПДМГЭ ГАИШ МГУ Е.Д.Корякин, а также доцент геологического факультета МГУ А.Г.Гайнанов.

В 1954—1969 гг. ГАИШ принимал участие в работах 11 советских антарктических экспедиций (САЭ). С гравиметрическими целями в Антарктиде побывали 10 сотрудников ГАИШ, а также несколько сотрудников, аспирантов и студентов геологического и физического факультетов МГУ. Получено 900 гравиметрических маятниковых пунктов в водах Южного океана в основном у побережья Антарктиды.

Последний рейс в Антарктику в составе 14 САЭ выполнили на судне «Профессор Зубов» в 1968—1970 гг. Кроме маятниковых приборов, для измерений применяли автоматизированный гравиметр АНГ-М конструкции ГАИШ, затушенный гравиметр СГК-5 конструкции ВНИИГеофизики, а для регистрации ускорений и введения поправок использовалась центральная гировертикаль в кардановом подвесе. Получена непрерывная запись изменения силы тяжести вдоль ряда профилей общей протяженностью 6270 морских миль. В геологическом отношении особый интерес представляет субширотный профиль между станциями Мирный и Беллинсгаузен вдоль 42° ю.ш. протяженностью 4200 морских миль.

Кроме упомянутых антарктических экспедиций, ГАИШ МГУ совместно с геологическим факультетом осуществлял плавания в различные районы Мирового океана. Работы проводились как на подводных лодках, так и научно-исследовательских судах. Причем время, которое было затрачено на экспедиционные работы, использовалось не только для получения новых гравиметрических данных, но с целью исследования новой аппаратуры, которая создавалась в лабораториях ГАИШ.

К концу 80-х годов XX в. было сделано свыше 1200 гравиметрических наблюдений на подводных лодках, пройдено около 300 000 морских миль попутных промеров морскими гравиметрами на ходу судна. В итоге за 50 лет работ в Мировом океане и Антарктике сотрудники ГАИШ получили уникальные данные по гравитационному полю Земли, которые в совокупности с материалами работ других коллективов, а также зарубежных коллег, позволили сделать ряд интересных научных работ и обобщений.

Отряд гравиметристов ГАИШ работал во 2-й САЭ (1956—1957 гг.) на дизель-электроходе «Лена». Основная цель экспедиции заключалась в аэрофотосъемке и картировании береговой полосы антарктического континента к западу от Мирного. На этот участок материка практически не существовало карт. Высадки с корабля на берег производились приблизительно через каждые 500 км. Всего таких высадок было три. В них принимали участие и наши гравиметристы. Это были, по существу, первые советские гравиметрические работы, выполненные десантным способом, на шестом ледовом континенте, не считая локальных гравиметровых работ в Мирном и оазисе Бангера, полученных в 1-й САЭ в 1956—1957 гг. Всего на дизель-электроходе «Лена» за этот период выполнено 4 маятниковых наблюдений, 20 сухопутных гравиметровых определений и 18 морских пунктов с затушенными гравиметрами в местах высадок отряда.

Передача абсолютного значения силы тяжести на восточный сектор антарктического континента, в частности на станцию Мирный, впервые была осуществлена экспедицией ГАИШ МГУ в 1957 г. Это более чем на год раньше, чем сделали английские и американские специалисты. К сожалению, правила публикации гравиметрических данных того времени не позволили привести наши результаты в каталоге гравиметрических пунктов Антарктиды. В данном каталоге мы могли привести лишь значения силы тяжести на станции Мирный, полученные иностранными учеными. Однако первым кто получил значение силы тяжести на этой станции, был сотрудник советской антарктической экспедиции И.Э.Зоммер.

В 1966 г. вышел первый атлас Антарктики, в котором помещены карты гравиметрических аномалий «в свободном воздухе» и аномалий Буге. В 1978 г. опубликована гравиметрическая карта Антарктиды масштаба 1:5 000 000, построенная на базе всех имевшихся к тому времени данных. До настоящего времени она является основой для всех исследований, связанных с гравитационным полем южной полярной области Земли. Для большинства районов Южного океана и Антарктики поле силы тяжести на таких картах построено по гравиметрическим исследованиям, проведенным сотрудниками Московского университета.

Сотрудники МГУ А.И.Фролов, П.А.Строев, С.А.Ушаков и Е.Д.Корякин еще в 60-е годы XX в. определили толщину земной коры в отдельных районах Антарктиды и прилегающих морей. В 1989 г. была опубликована карта мощности земной коры, построенная по геолого-геофизическим данным, на которой видно, что в Восточной Антарктиде толщина коры достигает 50 км в районе Южного полюса и Восточного плато, постепенно уменьшаясь к востоку. В районе побережья мощность коры равна 20—25 км. Толщина земной коры в Западной Антарктиде составляет, в основном, 30 км и увеличивается к оконечности Антарктического полуострова до 35—40 км.

Данные детальных гравиметрических съемок использовались для определения мощности ледового покрова. Исследования в районе станции Лазарев, выполненные сотрудниками ГАИШ МГУ А.И.Фроловым и Е.Д.Корякиным, показали, что ледник, на котором построена станция, только одним концом лежит на скальном основании, другой его конец свисает в море, поэтому не исключается возможность его отрыва от материка. Этот вывод впоследствии был подтвержден сейсмозондированием. Станция Лазарев была законсервирована, а новая станция Новолазаревская открыта на коренных породах в 180 км к югу от побережья.

Интересные исследования провели П.А.Строев и В.Б.Цукерник в 1960 г. на ледниковом куполе острова Победа. Изучение толщины ледника на данном острове показало, что это не купол-остров с каменным основанием, а айсберг, который одной стороной «заякорен» на двух выступях дна моря. Был сделан вывод, что оставлять там наблюдательную базу опасно. Действительно, в начале 70-х годов XX в., после сильных и продолжительных штормов, ледяной остров Победа прекратил свое существование. Этот огромный айсберг разломало и унесло в океан.

Сухопутные и морские гравиметрические съемки позволили обнаружить разлом земной коры, так называемый желоб Лазарева, протягивающийся параллельно матерiku более чем на 8000 км. Его образование связывают с движениями земной коры под действием ледовой нагрузки. Как показал П.А.Строев, гляциостатические движения способствовали раздроблению коры Антарктической платформы и создали ее слоисто-глыбовую тектонику. Он считает, что убедительное подтверждение этого вывода — землетрясение в районе островов Баллени, случившееся 25 марта 1998 г.

В период 1980—1990 гг. сотрудниками ГАИШ выполнен цикл работ по анализу гравитационного поля Антарктиды.

Построены карты гравитационных аномалий, мощностей земной коры и высот геоида. На базе этих карт, дополненных современными гравиметрическими определениями и данными спутниковой альтиметрии Южного океана со спутников GEOS-3 и SEASAT, построен геоид Антарктики. Результаты интерпретации гравиметрических данных, выполненные специалистами Московского университета, совместно с сотрудниками других организаций, опубликованы во многих монографиях, научно-популярных книгах и брошюрах, во многих десятках научных статей. По этим материалам защищено пять докторских и более десятка кандидатских диссертаций.

Начиная с 1961 г. ГАИШ выпускает сборник научных статей, посвященных морской гравиметрии и геофизическим исследованиям в Мировом океане. В сборнике освещаются вопросы, связанные с теоретическими исследованиями в области измерения силы тяжести на подвижном основании, аппаратные разработки, вопросы методики проведения измерений на морских судах, а также вопросы геолого-геофизической интерпретации гравиметрических данных, полученных в экспедициях в Мировой океан и Антарктику. К настоящему времени вышло в свет 15 таких сборников.

100 лет со дня рождения академика Герасима Васильевича Богомолова

В связи со 100-летием со дня рождения академика Г.В.Богомолова и 65-летием ВСЕГИНГЕО в институте ВСЕГИНГЕО в Москве было проведено 25 марта 2005 года расширенное заседание ученого совета института с привлечением специалистов из других родственных институтов, руководства Министерства природных ресурсов РФ и обществности. В г.Минск в связи с юбилейной датой была проведена (01—03.06.2005 г.) под эгидой ЮНЕСКО и Союзного государства Беларуси и России Международная научная конференция «Проблема водных ресурсов, геотермии и геоэкологии».

Организаторами конференции выступили — Национальные комиссии Республики Беларусь и Российской Федерации по делам ЮНЕСКО, Парламентское собрание Союза Беларуси и России, Постоянный комитет Союзного государства Беларуси и России, Национальная Академия Наук Беларуси, Российская Академия Наук, Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь, Белорусский государственный концерн по нефти и химии, Министерство природных ресурсов Российской Федерации.

Организационный комитет конференции возглавил Полномочный представитель Президента Республики Беларусь, заместитель премьер-министра Республики Беларусь В.Б.Долголев, Программный комитет — председатель Президиума НАН Беларуси М.В.Мясникович. Заместителями председателя Программного комитета являлись вице-президент РАН Ж.И.Алферов, вице-президент РАН Н.П.Лаверов, директор Института водных проблем РАН В.И.Данилов-Данильян, директор Института геохимии и геофизики НАН Беларуси А.А.Махнач. Ответственным секретарем конференции был заведующий лабораторией

Института геохимии и геофизики НАН Беларуси В.И.Зуй (zui@igs.uc.by).

С приветственным словом к участникам конференции обратился Президент Республики Беларусь А.Г.Лукашенко, премьер-министр Российской Федерации М.Е.Фрадков, вице-президент Российской академии наук Н.П.Лаверов, председатель Президиума Национальной академии наук Беларуси М.В.Мясникович, заместитель Генерального директора ЮНЕСКО — директор Международной гидрологической программы ЮНЕСКО Андраш Шалози-Надь и другие официальные лица.

На Международной научной конференции в г.Минск и заседании ученого совета ВСЕГИНГЕО в г.Москва было заслушано почти 200 докладов из 26 стран по следующим разделам наук о Земле:

- вклад академика Г.В.Богомолова в развитие гидрогеологии, геоэкологии, геологического картографирования, геотермии и международного научного сотрудничества;
- современные проблемы гидрогеологии, водных ресурсов и инженерной геологии;
- общая, региональная и прикладная геотермия;
- геоэкология;
- геология и гидрогеология месторождений калийных солей, нефтегазоносность и нефтегазовая гидрогеология;
- общие проблемы геологии.

Были изданы материалы Международной научной конференции и заседания ученого совета ВСЕГИНГЕО, посвященные 100-летию со дня рождения академика Г.В.Богомолова (в 2-х томах), Избранные труды академика Г.В.Богомолова (в 2-х томах), а также выпущена маркированная продукция в Беларуси и России с изображением юбиляра.

К 100-летию академика Герасима Васильевича Богомолова

17 марта 2005 года исполнилось 100 лет со дня рождения (1905—1981) геолога, академика Герасима Васильевича Богомолова, общественного и государственного деятеля Советского Союза.

Герасим Васильевич Богомолов — один из основателей геологической службы СССР, занимал ряд руководящих постов в геологической отрасли. Он является основателем и первым директором (в течение 11 лет) Всесоюзного научно-исследовательского института гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО), заместителем Министра геологии СССР. В сферу его деятельности входили вопросы поиска и разведки подземных вод, разведки, разработки и освоения нефтегазовых месторождений от Молдавии до Камчатки. В течение 30 лет Г.В.Богомолов преподавал в Московском геологоразведочном институте им.С.Орджоникидзе (МГРИ).

Диапазон научных интересов Г.В.Богомолова был весьма обширным — от теоретических проблем геологии и региональных геолого-гидрогеологических обобщений до решения конкретных задач, связанных с освоением природных богатств, в том числе в Белоруссии. Глубокое знание геологических условий западных регионов СССР позволило Г.В.Богомолову еще в довоенные годы высказать представления о тектоническом строении территории Белоруссии и о возможности наличия здесь таких полезных ископаемых как соль, нефть, газ, железные руды, уголь. Эти прогнозы показаны на геологической карте коренных отложений БССР, составленной им в предвоенный период, и четко изложены в его первых послевоенных работах. Подтверждаются прогнозы академика и на алмазы в Белоруссии.

Открытие (1949), дальнейшее утверждение запасов (1954) и разработка калийных солей в Белоруссии дали мощный импульс развитию промышленной базы на западе СССР, способствовали подъему материального и культурного уровня населения. Получение промышленных залежей нефти в южной части БССР, как и открытие залежей калийных солей — результат подтверждения прогнозов Герасима Васильевича еще в 20—30-х годах XX столетия.

Первооткрыватель принимал самое активное участие в разработке месторождений калийных солей и нефти, освоении Полесья, организации и создании ряда институтов в БССР (он был несколько лет директором Института геологических наук АН БССР). Длительные неудачи, связанные с малыми притоками нефти в зонах крупных нефтяных залежей, также были «разгаданы» академиком Г.В.Богомоловым. Он предположил, что низкие и даже нулевые дебиты нефтяных скважин связаны с закупоркой нефтяных пластов, происходящей в результате соприкосновения глинистого бурового раствора с пластами солей: раствор уплотняется и тампонирует поры нефтесодержащих пластов. Дальнейшее бурение скважин с обсадными трубами, изолирующими соприкосновение бурового раствора с солью, позволило получить прогнозируемые притоки нефти.

Академиком был создан первый в СССР экологический научный совет «Разработка научных основ по предотвращению засоления почв и водных источников отходами солигорских калийных предприятий», оказавший активное противодействие загрязнению окружающей среды в Солигорском горно-промышленном районе. Понимая, что легче предотвратить засоление, чем ликвидировать его последствия, Г.В.Богомолов ставил вопросы разработки различных типов экранов, предохраняющих породы зоны аэра-

ции и подземные воды от проникновения солей. Он также неоднократно подчеркивал недопустимость бездумного («план любой ценой») отношения к мелиоративным работам в Полесье. Его инициатива о двухстороннем регулировании при осушении болот спасла многие сотни гектаров плодородных земель Белоруссии.

Проблема аридности суши превратилась в 50-х годах XX в. в важнейший проект ЮНЕСКО. Герасим Васильевич являлся в то время членом международного консультативного совета ЮНЕСКО по аридным зонам земного шара. Именно он выдвинул идею о создании в странах Центральной Азии «артезианских городов», т.е. крупных населенных пунктов, обеспечивающихся подземными артезианскими водами. Это предложение крупного ученого приобретает в XXI в. особое звучание для указанного региона.

В 1928 г. столица Белоруссии г.Минск была еще глубоко провинциальным тихим городом с весьма неторопливым ритмом жизни, с деревянным водопроводом, сконструированным из бочек. Тогда в г.Минск недалеко от бульварной мостовой Захарьевской улицы (сейчас Проспект Независимости) и была пробурена под руководством Г.В.Богомолова первая скважина, давшая известную минеральную воду «Минская-4». В дальнейшем Герасим Васильевич предложил проекты водоснабжения г.Минска из четвертичных отложений (впервые в мировой практике), эффективность которых подтверждается до настоящего времени.

Научно-принципиальные качества будущего академика проявлялись в защите геолого-исторического метода при формировании современных основ инженерно-геологичес-



кой науки и много позже, в 1952 г., когда он был заместителем министра геологии СССР, членом коллегии, заместителем главного редактора журнала «Советская геология», доктором геолого-минералогических наук, профессором. В то время в стране велась острая геолого-литологическая дискуссия о принципе актуализма («всегда как теперь»). Геологов этот устаревший принцип не устраивал, поскольку некоторые месторождения полезных ископаемых, образовавшиеся в древности, не имели аналогов в современный геологический период. Несмотря на то, что данный принцип актуализма поддерживали такие крупные геологи как академики Н.М.Страхов, Н.С.Шацкий, Л.С.Берг, В.П.Ренгартен, А.Н.Заварицкий, И.Ф.Григорьев и другие, Первый литологический съезд поддержал эволюционную («прерывистого равновесия») концепцию развития геологического процесса. Значительную роль в этой победе над старым «метафизическим» подходом в геологии сыграл Герасим Васильевич Богомолов, который скептически относился к тезису интеллектуалов «наука для науки», что, как правило, приводило с его точки зрения к «научообразию» в науке, увеличивало разрыв между наукой и обществом. Свои представления на этот счет он высказывал, не взирая на ранги, мало обращая внимание на последствия, что ставило его в один ряд с плеядой представителей независимых интеллигентов, таких как геолог-член-корреспондент АН СССР В.В.Белоусов (1907—1990), генетик, академик А.Р.Жебрак (1901—1965), писатель, академик М.А.Шолохов (1905—1984), поэт Янка Купала (1882—1942) и др.

Интуиция ученого позволяла ему создавать и развивать несколько научных направлений в геологической области знаний — «палеогидрогеология», «геотермия», «поровые растворы», «геоэкология» и т.д. Он, конечно, еще не знал слова «инновация», но шел именно этим инновационным путем при разработке стратегии деятельности, ее организации и увеличении скорости этой деятельности. В коллективе, который работает в режиме реального времени, способность работать на опережение, как он понимал, исключительно важна. Поэтому понятия «конкуренция» или «экономическая целесообразность» никогда не «утомляли» Г.В.Богомолова, поскольку он хорошо знал перевод слова «конкуренция» с латинского — «совместный поиск» или выбор способа участия в совместной работе на опережение. Еще в 1929 г. (опубликовано 1932—1933 гг.) он писал: «Несмотря на наличие водоносных горизонтов в коренных и послететертичных отложениях, наиболее подходящим для водобеспечения г. Минска в настоящее время является межморенный водоносный горизонт, содержащий в себе воду прекрасного качества и в достаточном количестве. Если к этому еще добавить экономические соображения, быстроту проходки и легкость замены одной скважины другой во время порчи, то станет совершенно ясным, что стоимость 1 м³ воды из этого водоносного горизонта будет гораздо меньше, чем то же количество воды нижележащих водоносных горизонтов». Эти слова написаны как будто сегодня.

Г.В.Богомолов уверенно представлял отечественную науку в мире, занимая последовательно ряд ключевых постов в международных научных организациях водного и геологического профиля, получив в 1979 г. в Канберре (Австралия) статус Почетного Президента международной ассоциации гидрологических наук (МАГН), первым и пока единственным из ученых постсоветского пространства. Сильное влияние на ученого оказало знакомство с Президентом Индии Джавахарлалом Неру. Его идеи «о сотрудничестве видов» (о чем писал еще в XIX в. русский философ Н.Федоров) оказались весьма привлекательными для Г.В.Богомолова и не-

однократно развивались им позже в лекциях и выступлениях. Во время празднования 100-летия Геологической службы Индии Герасим Васильевич неоднократно встречался с Д.Неру и его дочерью. На таких встречах Президент затрагивал различные проблемы, в том числе впервые поставил вопрос о возможности сотрудничества с Советским Союзом в поисках нефти в Индии.

Родом со Смоленщины, с Сычевско-Вяземской возвышенности, где встречаются истоки великих славянских рек Днепра, Волги и Западной Двины, Герасим Васильевич сполна вложил свой талант в становление производительных сил белорусского государства, трижды получив звание лауреата Государственных премий СССР и БССР.

И еще о некоторых чертах юбиляра хотелось бы сказать в заключение — это его редкая человеческая доброжелательность и простота в общении, доступность и творческая нацеленность на государственное дело. В критические для страны октябрьские дни 1941 года профессор Г.В.Богомолов оставался в Москве, эвакуировал предприятия, организовывал отряды самообороны, руководил военно-инженерным геологическим отрядом по линии подразделения специальной геологии (СПЕЦГЕО). Закончил Великую Отечественную войну Герасим Васильевич в Берлине в звании полковника инженерных войск, заместителем начальника по тылу 1-го Украинского фронта. Фронтовики таким знали и таким помнят Герасима Васильевича Богомолова.

Юбилейный для академика 2005 год ЮНЕСКО объявило годом «Вода для жизни», обратив таким образом внимание человечества на острейшие проблемы с водобеспечением в мире. В связи с этим можно еще раз подчеркнуть роль первопроходца в изучении водных ресурсов простого смоленского юношу Герасима Богомолова, который пришел пешком в Москву в 1923 г. для поступления в Московскую горную академию, а в 1928—1929 гг. в возрасте 23-х лет впервые в мировой и отечественной практике он уже организовал и блестяще завершил опытно-фильтрационные и опытно-миграционные работы в скважинах. Поставив целью своих исследований оценку производительности питьевого водозабора и определение истинной скорости фильтрации подземных вод, Г.В.Богомолов заложил тем самым основы современной гидроэкологической науки. Значительно позже его идеи получили дальнейшее развитие в трудах отечественных и зарубежных ученых.

Несколько лет назад специалисты предсказывали пик техногенных катастроф, который по их прогнозам должен был совпасть с 2005 г. Поразительно то, что Герасим Васильевич «предсказал» свое столетие еще в 70-х годах XX в. как обострение антропогенного пресса на геологическую среду. Однако он не впадал в уныние и писал, что усложняющаяся система человек—геологическая среда станет более уязвимой, и это потребует адекватной системы управления и контроля. В частности, он предупреждал о потенциальной опасности напорных гидротехнических сооружений, возраст которых в XXI в. может резко увеличить их аварийность.

В одном из своих произведений А.П.Чехов писал о людях, подобных Г.В.Богомолову, что подвижники нужны как солнце, что составляя самый поэтический и жизнерадостный элемент общества, они возбуждают, утешают и облагораживают и что их личности — это живые документы, указывающие обществу, что кроме людей, ведущих спор об оптимизме и пессимизме, пишущих от скуки неважные повести, ненужные проекты и дешевые диссертации, развратничающих во имя отрицания жизни и лгущих ради куска хлеба, есть еще люди иного порядка, люди подвига, веры и ясно осознанной цели.

На 2005 г. пришлось 90-летие Георгия Александровича Твалчредидзе — одного из основоположников отечественной металлогении. По непонятным причинам его обычно поздравляли с юбилеями с опозданием; о нем написано очень мало юбилейных и мемуарных статей.

В 1986 г. издательство «Мецниереба» (Тбилиси) выпустило книгу «Очерки металлогении», которая должна была выйти к 70-летию Георгия Александровича, но опоздала больше, чем на год.

В предисловии к этой книге было отмечено, что она представляет собой сборник статей его ближайших друзей и единомышленников, осветивших достижения металлогенической науки и роль юбиляра в ее развитии. Далее в предисловии говорилось, что «...пройденный металлогенией большой путь от общей до прикладной, позволяющей намечать перспективные площади, и в дальнейшем приведет к практической или конкретной металлогении, которой будут выявлены конкретные точки для постановки поисково-разведочных работ». В решение этой задачи вносит свой вклад и Георгий Александрович, ученый с неиссякаемой энергией и трудолюбием, прошедший все ступени геологической работы от коллектора до академика и, несмотря на свой уже немолодой возраст, сохранивший юношеский оптимизм и увлеченность как работой, так и жизнью.

Высокие человеческие качества — общительность и доброжелательность, привлекательное чувство юмора, удивительная память на вещи серьезные и житейски простые — объясняют необычайную его популярность как ученого и как человека, везде, где он только бывает».

В завершение предисловия выражалась надежда на то, что к каждому из круглых юбилеев друзья и последователи Георгия Александровича смогут преподнести ему не менее объемные и значимые коллективные металлогенические труды.

В журнале «Геология рудных месторождений» (№ 6/1986) Г.А.Твалчредидзе опубликовал статью «О некоторых вопросах теоретической металлогении», которая намечалась к юбилейной дате, но автор по непонятным причинам представил работу позже. Эта статья содержит ряд принципиальных положений исторической металлогении, сохраняющих свою актуальность и до настоящего времени. В этой работе Г.А.Твалчредидзе проанализировал распределение во времени важнейших рудных месторождений мира (см. рисунок) и пришел к следующим главным выводам:

1. В геологической истории земной коры выделяются четыре глобальные металлогенические мегаэпохи, каждая из которых расчленяется на два периода. На их рубежах происходит смена тектонических режимов, отмирание одних типов рудоносных структур и возникновение других.

2. В раннем докембрии образовалось ограниченное количество рудных месторождений, причем, единичные из них имеют возраст древнее 3 млрд. лет, а большинство — позднеархейский. Размещаются они преимущественно в зеленокаменных поясах.

3. В раннем протерозое произошла дифференциация рудоносных структур на три типа: 1) протогеосинклинальный, 2) протоплатформенный и 3) проторифтогенный (протоавлакогены). В их пределах, особенно двух последних, размещены редкие по числу, но существенные по масштабам месторождения Cr, Cu, Ni, Fe и редких элементов.

4. В рифее число рудоносных структур возросло (подвижные пояса, авлакогены, чехлы платформ, платобазальты), однако металлогеническая продуктивность уменьшилась по сравнению с ранним протерозоем. К крупным объектам относятся магматические титаномагнетитовые и стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения — в терригенных породах.

5. В фанерозое известные рудоносные структуры дополнились сводово-глыбовыми, континентальными и океаническими рифтами. Неизмеримо возросло число рудных формаций. Металлогеническая эволюция земной коры обусловлена глубинной эндогенной активностью, режимом свободного кислорода и развитием биомассы.

6. Магматизм и связанное с ним оруденение служат чутким индикатором тектонических режимов.

Г.А.Твалчредидзе («Додик» — как его называли кавказские геологи, а также геологи-рудники и металлогенисты, группировавшиеся вокруг академика В.И.Смирнова) был несомненным любимцем В.И.Смирнова и обладал высоким даром расположения к себе самых разных людей, независимо от должностей и званий. К сожалению, за последние 20 лет в отечественной металлогении оказалось забытым многое и многие. Недооценивается и то обстоятельство, что базу нынешней экономики СНГ составляют минерально-сырьевые ресурсы, открытые многими поколениями геологов СССР. Вклад Г.А.Твалчредидзе в развитие и создание минерально-сырьевой базы не только Кавказа, но и Карпатско-Балканского региона пока не получил должной оценки.

В свое время на заседании редколлегии «Горной энциклопедии» горячо обсуждались принципы подхода к отбору статей, отвечающих рубрике «Персоналии». Не вызвало дискуссии положение об обязательном включении в работу действительных членов Академии наук СССР, а в отношении членов-корреспондентов Академии наук, академиков республиканских и тем более, членов-корреспондентов республиканских академий наук возникла достаточно длительная и противоречивая по аргументам дискуссия. Прошедшие годы и недоступность (скорее, отсутствие архивных материалов) не позволяют привести принятые тогда критерии для включения — невключения тех или иных персон.

Спустя полтора десятилетия, при обращении к тому 5 «Горной энциклопедии», вышедшей в 1991 г., было обнаружено, что статья о Г.А.Твалчредидзе в этом издании отсутствует. По алфавитной структуре работы она должна была бы находиться между статьями «Таштагольское рудоправление» (о скарных железорудных месторождениях, начатых отработкой в 1941 г.) и статьями «Твердость горных пород». Можно утверждать, что Георгий Александрович Твалчредидзе, зная и понимая скарные железорудные месторождения, по развивавшимся им металлогеническим идеям, был ближе к «твердости горных пород».

К 300-летию Горно-геологической службы России в г.Санкт-Петербург («Мэлуа») был издан фундаментальный труд «Горные инженеры и геологи России». Составители данной работы, «сворачивая» Россию до современных ее границ, упустили из виду многих выдающихся геологов так называемых «национальных окраин страны», в том числе и Г.А.Твалчредидзе.

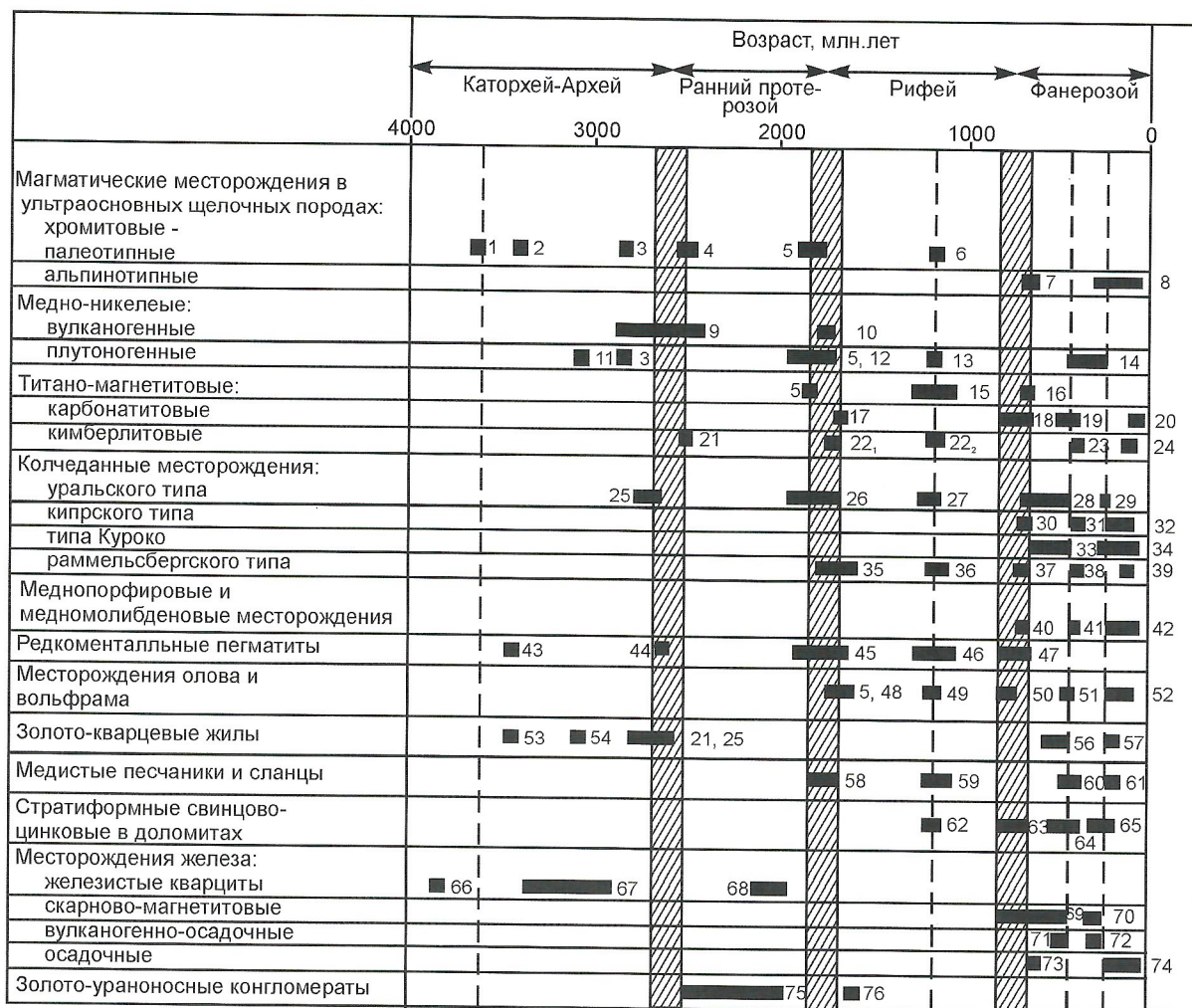


Схема распределения во времени некоторых главных рудных месторождений мира:

заштрихованы границы между главными металлогеническими этапами; пунктир — дополнительные кульминации эндогенной активности; черным показаны периоды рудообразования; страны, рудные районы и месторождения; 1 — Фискенессет, Гренландия; 2 — Селюкве, Зимбабве; 3 — Стиллутер, США; 4 — Великая дайка, Зимбабве; 5 — Бушвельд, ЮАР; 6 — Маск-Окс, Канада; 7 — Урал, Норвегия, Аппалачи; 8 — Югославия, Греция, Куба, Турция, Иран, Пакистан; 9 — Камбалда, Австралия; Абитиби, Канада; Кольский полуостров, СССР; 10 — Печенга, СССР; 11 — Шангани, Зимбабве; 12 — Садбери, Томпсон, Канада; Мончегорск, СССР; 13 — Дулут, США; 14 — Инсизва, ЮАР, Норильск, СССР; 15 — Айрон-Маунтин, Адирондак, США; Лабрадор, Канада, Кируна, Швеция; 16 — Качканар, Куса, Урал; 17 — Палабора, ЮАР; 18 — Альне, Швеция; Фён, Норвегия; Ковдор, Восточная Сибирь, СССР; 19 — Хибин, СССР; 20 — Восточная Африка; 21 — Западная Африка; 22₁ — Премьер, ЮАР; 22₂ — Берег Слоновой Кости, Мали, Габон; 23 — Африка; 24 — Кимберли, ЮАР; 25 — Абитиби, Канада; 26 — Джером, США; Флин-Флон, Канада; Болиден, Швеция; Оутокумпо, Финляндия, Карелия, СССР; 27 — Дактаун, Ор-Ноп, США, Саудовская Аравия; 28 — Урал; Норвегия; Аппалачи, США и Канада, Рио-Тинто, Испания; Северный Кавказ; 29 — динариды Югославии и Греции; Тавриды, Турция; 30 — Ньюфаундленд, Канада; 31 — Бесси, Япония; 32 — Кипр; Эргани-Маден, Турция; Тоскана, Италия; Оман; Филиппины; 33 — Батерст, Канада; Рудный Алтай, СССР; 34 — Бор, Югославия; Панагюрище, Болгария; Малый Кавказ, СССР; Центральный Иран; Куроко, Япония; 35 — Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Мак-Артур, Австралия; Салливан, Канада; 36 — Холоднинское, СССР; Франклин, Кер-д'Аллен, США; 37 — Элвин, Канада; Озерное, СССР; 38 — Раммельсберг, Метген, ФРГ; Жайрем, СССР; 39 — Филизчай, СССР; 40 — Бошекуль, СССР; 41 — Алмалык, Коундрад, СССР; 42 — Майданпек, Югославия; Медет, Болгария; Кордильеры и Скалистые горы, США; Анды Южной Америки; Сар-Чешме, Иран; Зангезур, Малый Кавказ; Юго-Восточная Азия; 43 — Зимбабве и Трансвааль; 44 — Кулгарди, Австралия; Берник-Лейк, Канада; 45 — Руанда, Бурунди, Заир, Южная Африка; Мэри-Кетлин, Тале-Крик, Австралия; Приладажье, Волеин, СССР; 46 — Приладажье, Коростень, СССР; Непур, Индия; 47 — Мозамбик, Мадагаскар, Ахагар, Африка; Борборен, Бразилия; Западная Австралия; 48 — Салливан, Канада; 49 — Кибариды и другие пояса Африки; 50 — Тасмания; 51 — Иберийский полуостров; Корнуолл, Великобритания; Рудные горы, ЧССР; ГДР; Восточный Казахстан, Средняя Азия, Горный Алтай, СССР; 52 — Боливия; Скалистые горы, США; Нигерия; Юго-Восточный Китай; Корея; Танасаримская провинция; Дальний Восток, СССР; 53 — Барбертон, ЮАР; 54 — Колар, Индия; 55 — Поркупайн, Йеллоунайф, Канада; Калгурли, Норсман, Австралия; 56 — Аппалачи, США; Виктория, Австралия; 57 — Юго-Восточная Азия; Калифорния, Аляска, США; 58 — Удокан, СССР; 59 — Уайт-Пайн, США; Медный пояс Замбии—Заира; 60 — Джезказган, СССР; Мансфельд, ФРГ; Любин, Конрад, ПНР; 61 — Корокоро, Боливия; 62 — Горевка, СССР; 63 — Кипуши, Конго; Сардана, СССР; 64 — Мид-Кинтinent, США; Пайн-Пойнт, Канада; Каратау, СССР; 65 — Верхняя Силезия, ПНР; Восточные Альпы, Австрия, Италия, СФРЮ; Центральный массив, Франция; Стара-Планина, НРБ; 66 — Исуа, Гренландия; 67 — Свазиленд, ЮАР; Венесуэла; Сьерра-Леоне; Алгома, США; Оленегорское, СССР; Бихар, Индия; 68 — Кривой Рог, КМА, СССР; Минас-Жейрас, Бразилия; оз.Верхнее, США, Канада; Хамерсли, Австралия; 69 — Тургай, Урал, Восточная Сибирь, СССР; 70 — Дашкесан, СССР; 71 — Ланн-Дилль, ФРГ; 72 — Вареш, СФРЮ; 73 — Баррандиен, ЧССР; 74 — Эльзас—Лотарингия, Франция; Тамань, СССР; 75 — Витватерсанд, ЮАР; Жакобина, Бразилия; Блайнд-Ривер, Канада; 76 — Тарква, Гана

В 2002 г. вышла книга «История геологической службы России (1700—2000). Персоналии», составитель которой Виктор Парфентьевич Федорчук долго и скрупулезно собирал и тщательно редактировал биографические материалы о всех тех, чьиими трудами создавалось минерально-сырьевое богатство нашего отечества. В названной работе приведена следующая статья-справка (стр. 551):

«ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ Георгий Александрович (1915—1991) — академик АН ГрузССР, знаток геологии рудных месторождений, один из создателей отечественной металлогенической школы. С 13-ти лет принимал участие в полевых геологических работах своего отца — академика АН ГрузССР Александра Антоновича. В 1938 г. окончил ГрузПИ. В 1938—1946 гг. (с перерывом на участие в Великой Отечественной войне, где получил серьезные ранения) руководил разведкой месторождений вольфрама, молибдена и, кобальта в различных районах Закавказья. С 1946 г. — в КИМС, с 1981 г. — директор Геологического института АН ГрузССР. Первые работы посвящены геологии отдельных месторождений редких и цветных металлов Закавказья. Занимался вопросами металлогении цветных металлов Грузии и всего Кавказа, региональной металлогении Кавказа и Средиземноморского пояса в целом. Составил первую металлогеническую схему Кавказа (1956). Разработал систематику эндогенных месторождений складчатых областей на металлогенической основе. Результаты собственных полевых исследований удачно сочетал с анализом мировой геологической литературы, используя обильный фактический материал, полученный при обследовании рудных месторождений в Болгарии, Чехословакии, Польше, Венгрии, Германии, Югославии и др. Разрабатывал вопросы теоретической металлогении — эволюции рудообразования в геологической истории Земли, металлогенической зональности рудных провинций, классификации эндогенных месторождений, источников рудного вещества, методики металлогенического анализа и составления прогнозных карт и др. Среди его учеников 6 докторов и свыше 20 кандидатов наук. Участник всех сессий МГК с 1956 г., Всесоюзных и Международных совещаний, посвященных проблемам рудообразования и металлогении. Автор свыше 300 публикаций, в том числе 15 монографий. Почетный член ряда зарубежных геологических обществ. Заслуженный деятель науки ГрузССР, кавалер двух орденов СССР и многих медалей».

Геологи, в т.ч. геологи-металлогенисты, в отличие от представителей других наук, никогда не умели фиксировать приоритеты в теоретическом обосновании прогнозов, открытий и развитии минерально-сырьевой базы. Г.А.Твалчрелидзе, как никто другой, своими трудами, многие из которых не были признаны вследствие значительного опережения средних уровней восприятия идей, раскрыл металлогению и перспективы обнаружения новых месторождений не только на родном ему Кавказе, но и в Карпато-Балканском регионе. Современная экономика стран этого региона ныне зиждется на ресурсах месторождений, открытых под воздействием идей Г.А.Твалчрелидзе, реализованных через сотрудничество стран-членов СЭВ в области полезных ископаемых.

Данную статью представляется уместным завершить воспоминаниями Н.К.Курбанова, многие годы работавшего на Кавказе:

«О Георгии Александровиче Твалчрелидзе я узнал и познакомился с его научными и производственными трудами еще в 1962 г., когда работал с ним в комиссии Мингео СССР по Закавказью, в которой он как заместитель директора по науке представлял широко известный институт КИМС. О таком, удивительно твердом и одновременно доброжелательном человеке — ученом, хорошо знающем производство геологоразведочных работ, можно сказать очень много и очень кратко и все равно это будет впечатлять, а в общем лучше кратко. Подумав о том, что я могу о нем лаконично рассказать, разделю его научную и человеческую деятельность вообще (что очень характерно для такого человека, как говорят — Человека с большой буквы!) на четыре этапа.

Первый и второй — довоенный и военный (до конца 40-х годов) — когда относительно молодой и талантливый не только ученый, но и производственник занимался прогнозом, поисками и оценкой твердых полезных ископаемых (благородных и цветных металлов, вольфрам-молибденовых и порфириновых медномолибденовых, железорудных и других месторождений) на Малом Кавказе и в Азербайджане, по Кедабек-Ленкоранскому и Ордубадскому районам; в Армении, в Араратском, Севано-Акеринском и Кафан-Каджаранском районах и, наконец в родной Грузии в Болнисском и Аджаро-Триалетском районах. Во всех указанных регионах Малого и Большого Кавказа во время Великой отечественной войны и послевоенного восстановления Г.А.Твалчрелидзе принимал деятельное и активное участие не только как ученый-геолог, но и как крупный организатор добычи твердых полезных ископаемых, столь нужных нашей стране (СССР). Не надо забывать, что все эти годы Закавказье в целом по Мо, Си, Au, Ag, Mn и Fe, а Азербайджан по нефти и газу были основными источниками ресурсов для фронта и победы!

Третий и четвертый этапы начались после 40-х годов и продолжались до его преждевременной кончины. Эти этапы были для Г.А.Твалчрелидзе весьма продуктивными в отношении всей научной деятельности, но как всегда весьма конкретной, адресной, связанной с геологоразведочными работами, которая имела не только региональное значение, но и общее для многих сходных с Кавказом регионов: Турции, Ирана, Афганистана, Балкан, Южной Италии и Северной Африки. В этом я неоднократно убеждался, работая во многих из этих стран Ближнего и Среднего Востока, встречая многочисленные ссылки на труды Г.А.Твалчрелидзе по региональным и локальным принципам металлогенического районирования и анализу причинно-следственных связей рудно-формационных и геолого-формационных комплексов ожидаемых и известных месторождений черных, цветных, благородных и редких металлов.

Как мне представляется, Георгий Александрович Твалчрелидзе, как и его друг и старший единомышленник Владимир Иванович Смирнов, принадлежал к выдающимся металлогенистам нашей страны, которых, к великому сожалению, мы слишком рано потеряли».

Светлая Ему Память! Светлая Им Память!

Редколлегия журнала

70-летие Александра Николаевича Барышева

7 декабря 2005 г. Александру Николаевичу Барышеву, старшему научному сотруднику ЦНИГРИ, доктору геолого-минералогических наук, академику РАЕН исполнилось 70 лет.

Выпускник Московского института цветных металлов и золота, Александр Николаевич начал свою научную деятельность в 1959 г. в ЦНИГРИ, в коллективе которого он стал известным ученым в области геологии рудных месторождений и металлогении. Его научные разработки по формационному анализу, структурной геологии, палеовулканическим реконструкциям, генезису оруденения и закономерностям размещения рудных полей и месторождений, прогнозированию оруденения опираются на большой опыт полевых исследований на колчеданно-полиметаллических месторождениях России и зарубежных стран (Кавказ, Урал, Рудный Алтай, Чиингиз, Гиссар, Болгария).

А.Н.Барышев внес существенный вклад в проблему генезиса рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений, в обоснование их принадлежности к вулканогенным рудообразующим процессам.

На основе использования совокупности методов тектонического, структурного, палеовулканического, металлогенического и тектонофизического анализа им расшифрована природа магматогенно-рудных узлов и выявлены закономерности их развития; найдена связь системы металлогенических подразделений с глубинными поднятиями разных слоев земли. Теоретически обоснована и на реальных событиях продемонстрирована периодичность повторения в пространстве геодинамических и металлогенических систем.

На базе теоретического тектонофизического анализа спрогнозировано во фрактальной структуре геодинамических и металлогенических систем положение крупных и очень крупных месторождений. Часть разработок А.Н.Барышева вошла в его докторскую диссертацию «Строение и условия формирования колчеданосных систем вулканогенных геосинклиналей» (1983) и в монографию «Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие» (1999). Александр Николаевич автор более чем 120 научных трудов.

А.Н.Барышев достойно представлял российскую геологическую науку за рубежом, работая в Болгарии и на Кубе. Он вел и ведет большую научно-общественную работу в качестве ученого секретаря международного семинара специалистов стран-членов СЭВ; ученого секретаря и чле-



на диссертационного совета ЦНИГРИ. Александр Николаевич — член редколлегии журнала «Отечественная геология», в которой он работает с высокой отдачей, помогая авторам многих проблемных статей в их доведении до широкой геологической общественности.

Поздравляя Александра Николаевича со славным юбилеем, желаем ему крепкого здоровья и дальнейших творческих успехов на благо нашего общего дела.

*Редколлегия журнала
Ученый совет ЦНИГРИ*

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2005 г.

ОТЕЧЕСТВЕННОЕ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Кривцов А.И. Геоэкологические проблемы текущего и будущего минерально-сырьевого обеспечения. № 6. С. 9.

Протокол итогового заседания рабочей группы по проекту федерального закона № 187513-4 «О недрах». № 6. С. 7.

Рекомендации парламентских слушаний на тему: «Актуальные вопросы совершенствования законодательства Российской Федерации о недрах и недропользовании». № 1. С. 3.

Рекомендации парламентских слушаний на тему: «Правовое обеспечение рационального, эффективного использования и охраны недр». № 6. С. 5.

Садовник П.В. Основные итоги геологоразведочных работ на углеводородное сырье и подземные воды в 2004 г. и задачи на 2005 г. № 2. С. 3.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

Коляда А.А. Тектоническая карта Камчатской области. № 6. С. 15.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Нургалиев Д.К., Журавлев Д.З. Некоторые генетические аспекты формирования Ромашкинского нефтяного месторождения и его спателлитов. № 3. С. 3.

Дахнова М.В., Горшков В.И., Ивлев А.А. Модель генерации и аккумуляции сероводорода в глубокозалегающих карбонатных резервуарах. № 2. С. 27.

Коробов А.Д., Коробова Л.А., Киняева С.И. Природа жильных коллекторов углеводородов фундамента Шаимского района (Западно-Сибирская плита). № 4. С. 3.

Павлов А.В. Угленосность, качество и ресурсы бурых углей Земли Франца-Иосифа. № 2. С. 14.

Пармузина Л.В. Особенности строения, условия образования и нефтегазоносность доманикового горизонта Западно-Соплеского месторождения Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. № 3. С. 12.

Седых А.К. Некоторые основополагающие аспекты углегенеза рифтогенных структур. № 2. С. 9.

Черевко Н.К., Ковалева О.В. Твердые битумы Войского месторождения. № 2. С. 21.

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Абрамов Б.Н. Благородные металлы в рудных формациях Коваро-Удоканской зоны. № 3. С. 25.

Блажевич А.Р. Классификация магматических горных пород по глобальным вариациям содержания основных породообразующих оксидов и методика ее построения. № 4. С. 42.

Вартанян С.С., Лоренц Д.А., Сергиевский А.П., Щепотьев Ю.М. Золотосеребряные руды Кайемравеевского узла Чукотского автономного округа. № 4. С. 10.

Воробьева С.В. Закономерности развития регионального динамометаморфизма и геологическая позиция залежей комплексных сульфидных руд на Урале. № 1. С. 19.

Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Россыпная золотоносность р.Маят бассейна р.Анабар. № 5. С. 38.

Градовский А.Г., Градовская Н.В. Перспективы баритоносности Северо-Западного Кавказа. № 1. С. 33.

Зайцев А.И., Яковлев Я.В. Изотопный состав свинца и стронция оловорудных проявлений Восточной Якутии. № 5. С. 11.

Зеездов В.С. Крупные и сверхкрупные месторождения медно-порфирового семейства в ранговых рядах запасов и содержания. № 2. С. 46.

Кондратова Л.А., Анисимова Г.С., Холмогоров А.И. Структура и минералогия Задержнинского золоторудного поля. № 5. С. 23.

Конев А.А., Конева М.А. Генезис апатит-перовскитового и ильменит-титаномагнетитового оруденения в якупирангитах Задоя по данным изучения керна глубокой скважины. № 2. С. 62.

Константинов В.М., Казаков А.А., Новиков В.М., Трубкин Н.В. Золото в фосфоритах Кингисеппского месторождения Русской платформы. № 6. С. 48.

Костин А.В. Формации благородных металлов Западного Верхоянья. № 5. С. 29.

Кочергин А.В. Перспективы обнаружения месторождений маложелезистых талькистов на Южном Урале. № 4. С. 29.

Кузнецов С.К., Лютнев В.П., Котова Е.Н., Сокина Н.В., Чупров Г.В., Шанина С.Н. Жильный кварц месторождения Желанного на Приполярном Урале. № 4. С. 33.

Кулаковский А.Л. Сколовая структура ийолит-уртитовой дуги Хибин и некоторые аспекты генезиса апатитового оруденения. № 3. С. 28.

Кулешевич Л.В. Золотоносность Южно-Выгозерского докембрийского зеленокаменного пояса Восточной Карелии. № 2. С. 38.

Куртиянова И.И., Рязанцева М.Д., Кукушкина О.А., Беляцкий Б.В., Крымский Р.С. Предпосылки и факторы формирования крупных литий-бериллий-флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района. № 1. С. 23.

Мамонтов В.П., Докучаева В.С. Геология и рудоносность массива Падос-Тундра на Кольском полуострове. № 6. С. 52.

Матвеева Е.В., Филиппов В.П., Яблокова С.В., Иванов Н.М., Агибалов О.А., Кондратьев А.В. Комплексные титаноциркониевые россыпи центральной части Русской платформы – резерв минерально-сырьевой базы золота. № 2. С. 33.

Мельников А.В., Хряпченко В.Н. Платиноносность золоторудных месторождений Верхнего Приамурья. № 4. С. 17.

Немеров В.К., Спиридонов А.М., Развозжаева Э.А., Матиль Н.Л., Будяк А.Е., Станевич А.М. Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов сухоложского типа. № 3. С. 17.

Округин А.В. Значение топоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россыпной платины восточной части Сибирской платформы. № 5. С. 3.

Пакульнис Г.В. О крупных гидротермальных месторождениях урана. № 6. С. 23.

Тихонов А.И., Тихонов В.П., Васильев А.В., Николаев А.К. Изотопно-гидрогеохимические исследования перспектив алмазности района Карлинских дислокаций на территории Чувашии. № 4. С. 23.

Тулаева Е.Г., Никифорова З.С. Россыпная золотоносность Витимо-Пилкинского водораздела (Средняя Лена). № 5. С. 34.

Усманов Ф.А. Статистический металлогенетический анализ: выявление и оценка закономерностей размещения рудных месторождений относительно геологических объектов, геофизических и геохимических аномалий. № 1. С. 10.

Филиппов В.П., Матвеева Е.В., Яблокова С.В., Иванов Н.М., Агибалов О.А., Кондратьев А.В., Казаков Н.В., Чернышев В.И. Признаки золотоносности осадочного чехла центральной части Русской платформы. № 6. С. 42.

Шаргородский Б.М., Новиков В.М., Аксенов С.А. Михеевское месторождение медно-порфировых руд на Южном Урале. № 2. С. 57.

Шарков А.А. О генезисе органогенно-фосфатных месторождений урана и редких земель Мангышлака. № 6. С. 29.

Шатров В.П. Уровни бокситонакопления и прогноз бокситоносности девонских бассейнов восточного склона севера Урала. № 3. С. 39.

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕКТОНИКИ

Бакулин Ю.И. Геологическое развитие Земли и геодинамические концепции. № 2. С. 73.

Блюман Б.А. Основные концептуальные геодинамические следствия неоднородности Земли. № 2. С. 87.

Горяинов П.М., Иванюк Г.И. Поможет ли синергетика «теории» тектоники плит. № 2. С. 93.

Красный Л.И. Впечатляющая картина современной геологии. № 2. С. 103.

Михалев Ю.М. Кризис новой глобальной тектоники. № 2. С. 81.

Мордвицев О.П. Строение земной коры вдоль сейсмического профиля КМПВ IV Ромитан-Дарбазатау. № 2. С. 109.

Томсон И.Н. Океанизация Земли — альтернатива неомобилизму. № 2. С. 79.

Фролов В.Т. Введение. Побудительные мотивы. № 2. С. 72.

Щербаков А.С. Предисловие к книге В.Т.Фролова «Наука геология — философский анализ». № 2. С. 70.

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Акулов Н.И. Эволюция бассейнов девонской седиментации на юге Сибирской платформы. № 1. С. 41.

Дольник Т.А., Файзулина З.Х., Ильин А.С., Артемьева А.И., Субицкая Т.Ф., Анисимова С.А., Леликова А.А. Олхинская свита — ключ к увязке стратиграфических подразделений докембрия Саяно-Байкальской горной области и Сибирской платформы. № 1. С. 46.

Коковкин А.А. Кайнозойские экзогенные рудообразующие системы востока Азии. № 4. С. 60.

Корсакова О.П., Колька В.В., Зозуля Д.Р. Геолого-стратиграфическая позиция морских осадков на юге Кольского полуострова, предпосылки их россыпной минерализации. № 4. С. 69.

Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В., Попов С.В., Гончарова И.А., Данукалова Г.А., Жидовинов Н.Я., Зайцев А.В., Застрожных А.С., Пинчук Т.Н., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Письменная Н.С., Хондариан С.О. Региональная стратиграфическая схема неогена юга Европейской части России. № 4. С. 47.

Ретин А.Г. Разломы — линеаменты севера Западной Сибири. № 1. С. 37.

Шилов Л.П., Шмарова М.Б., Докиневич О.А. Структурно-тектонические особенности строения Тимана. № 1. С. 56.

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

Андреев Г.В. Щелочные породы участка Цахирин (Западная Монголия) и сопровождающая их редкометалльно-редкоземельная минерализация. № 3. С. 70.

Бахарева А.Г., Шкодинский В.С., Жданов Ю.Я. Графитосодержащие кислые магматические породы Тас-Кыстабытского магматического пояса Верхояно-Колымской складчатой области. № 5. С. 54.

Воеводин В.Н., Поповченко С.Е., Шукайло Л.Г. Новый тип карбонатитов. № 1. С. 60.

Ильин А.В., Киперман Ю.А., Поярель А.А. Элементы-примеси в древних фосфоритах Азии. № 3. С. 52.

Копылова А.Г., Земнухов А.Л., Томишин М.Д. Петрохимические особенности щелочных базитов Накынского кимберлитового поля. № 5. С. 65.

Молотков А.Е., Котегов В.А., Павлушин А.Д. Новый метод наблюдения картины фотолуминесценции природного алмаза со слабым визуальным недоступным свечением. № 5. С. 48.

Олейников О.Б., Бараишова Ю.П. Особенности химического состава силикатных пленок на кристаллах алмаза из россыпного месторождения Эбелях и их генезис. № 5. С. 42.

Салихов Д.Н., Захаров О.А. Составы базальтов максютовского комплекса Уралтау и Крайинской структуры Зилаирской мегазоны на Южном Урале. № 3. С. 65.

Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Магматизм Докучанской кольцевой структуры. № 5. С. 58.

Феоктистов Г.Д. Особенности петрохимии трапповых формаций древних платформ. № 3. С. 59.

Шкодинский В.С., Зайцев А.И. Происхождение алмаза в кимберлитах. № 5. С. 50.

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Авдеевич М.М. Роль геофизики при оценке рудного потенциала исследуемых территорий. № 3. С. 46.

Духовский А.А., Артамонова Н.А. Выделение по гравиметрическим данным разноранговых рудоносных площадей как основы для прогнозов построений (на примере складчатых областей Забайкалья-Дальнего Востока). № 4. С. 77.

Козеев С.И., Мавричев В.Г., Петрова А.А. Модель слоистого строения земной коры на Южном Урале по гравимагнитным данным. № 1. С. 63.

Турутанов Е.Х. Морфология гранитных интрузий Витимо-Олекминской горной страны по гравиметрическим данным. № 6. С. 67.

Устинова В.Н. Морфологическая интерпретация сейсмических поверхностей. № 6. С. 60.

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Гасанов Г.А., Керимова Р.А., Агапов Н.И. Связь сейсмичности, грязевого вулканизма, появления геохимических аномалий в подземных водах Каспийского региона. № 1. С. 69.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Новиков Д.А. Геохимия подземных вод апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса Надым-Тазовского междуречья. № 3. С. 73.

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Белкин В.В. Мониторинг геологической среды при комплексном освоении георесурсов Соликамской впадины. № 4. С. 85.

Татаринов А.В., Ходанович П.Ю., Смирнова О.К. Техногенные геологические процессы в горной промышленности. № 1. С. 73.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В. Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области. № 5. С. 81.

Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Слепцов С.В. Геодинамические показатели активности земной коры восточной части Сибирской платформы. № 5. С. 88.

Прокопьев А.В., Оксман В.С. Тектонические структуры зоны сочленения Нагонджинского террейна и Полоусного синклинария северо-востока Якутии. № 5. С. 74.

Третьяков Ф.Ф. Надвиговые дислокации Южно-Верхоянского синклинария. № 5. С. 85.

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

Баранов В.В., Альховик Т.С. Конодонты родов *Amydrotaxis* Klapper et Murphy и *Gigantoholus* Baranov в нижнем девоне Северо-Востока России. № 5. С. 97.

Гриненко О.В., Камалетдинов В.А., Сергеев А.И., Иваненко Г.В., Фрадкина А.Ф., Патык-Кара Н.Г. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений востока Сибирской платформы. № 5. С. 92.

Князев В.Г., Мельник О.А. Основные тренды эволюции лопастной линии сибирских представителей подсемейства *Harporacatinae* Neumaier, 1875. № 5. С. 102.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Непомнящих И.А. О трех подходах в методологии геологических наук (на примере геофизики). № 1. С. 78.

Одесский И.А. Системное геокартирование осадочных толщ. № 6. С. 74.

ДИСКУССИИ

Голенев В.Б. О погрешностях опробования месторождения золота Федоровское-1. № 3. С. 82.

Контарь Е.С. Прогнозно-минерагеническое обеспечение Госгеолкарт нового поколения. № 4. С. 90.

Коньшев В.О. О граничных условиях определения золота методом предварительного извлечения. № 3. С. 84.

Образцов А.И., Захаров Е.И. Геологическая основа землепользования и рекультивации природной среды. № 4. С. 96.

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Письмо в редакцию. № 1. С. 95.

Письмо в редакцию. № 2. С. 111.

РЕЦЕНЗИИ

Круподеров В.С. Грунтоведение. № 4. С. 100.

Ручкин Г.В., Полывинный И.Я. Геология, геодинамика, минералогия, полезные ископаемые. № 4. С. 98.

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

Информация. № 5. С. 110.

Пантелеев В.Л., Строев П.А. Пятьдесят лет гравиметрических исследований Государственного астрономического института им. П.К. Штернберга (ГАИШ) в Мировом океане. № 6. С. 79.

Резолюция Международного союза геологических наук (МСГН). № 1. С. 85.

Строев П.А., Корякин Е.Д., Грушинский А.Н. Шестые геофизические чтения им. В.В. Федынского. № 1. С. 86.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Семидесятилетие ЦНИГРИ. № 1. С. 7.

ЦНИИГеолнеруд—60. № 6. С. 3.

90-летие Виктора Андреевича Ярмолюка. № 1. С. 82.

75-летие Николая Павловича Лаверова. № 1. С. 83.

75-летие Владимира Михайловича Волкова. № 5. С. 109.

70-летие Александра Николаевича Барышева. № 6. С. 89.

К 100-летию Бориса Леонидовича Флерова. № 5. С. 107.

100 лет со дня рождения академика Герасима Васильевича Богомолова. № 6. С. 83.

К 90-летию Георгия Александровича Твалчредидзе. № 6. С. 86.

Памяти Николая Николаевича Ведерникова. № 1. С. 96.

Вниманию читателей!

Новая книга

Геоструктуры и минерагения Средиземноморья. Углов Б.Д., Барышев А.Н., Зорина Ю.Г., Ельянова Е.А., Дементьев Г.В., Кабан М.К. - М.: ЦНИГРИ, 2005.

С. 159. Табл. 6. Ил. 34. Список лит. - 197 назв.

Монография содержит концентрированную информацию о геоморфологии, геофизических полях, глубинном строении, структуре осадочной толщи, нефтегазоносности, рудоносности, динамике и эволюции главных геотектонических единиц литосферы Средиземноморского региона (акватории Черного и Средиземного морей и окружающая суша).

Информация базируется на выполненном в ЦНИГРИ обобщении и комплексной интерпретации с использованием современных компьютерных технологий, многолетних геолого-геофизических исследований региона, выполненных отечественными и зарубежными исследователями.

Созданные цифровые карты рельефа земной поверхности, аномального магнитного поля, аномального гравитационного поля в редукциях Буге и изостатической, их специализированных трансформант, а также карты теплового потока, сейсмичности, рельефа поверхности главных разделов земной коры и мощности основных ее слоев, составляют фактографическую основу для последующего анализа тектоники и динамики региона.

Тектоническое строение и история развития земной коры рассмотрены на основе анализа литолого-формационных и парагенетических комплексов геологических структур, а также сопоставления областей деструкции и аккреции земной коры. Охарактеризована эволюция металлогении в палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эпохи в связи с эволюцией литолого-формационных комплексов и присущих им рудных формаций. Охарактеризованы современные рудопроявления в пределах акваторий. Дано краткое описание нефтегазоносных бассейнов.

Обобщение всей суммы данных по геологическому строению Средиземноморья, изменчивости литолого-формационных комплексов в пространстве и времени с особенностями глубинного строения и геофизических полей позволило сделать ряд выводов:

геоморфологический критерий - один из важнейших при расшифровке молодой тектоники и геодинамики региона;

формирование глубоководных бассейнов Восточного Средиземноморья, лишенных гранитного слоя, имеющих мощный осадочный слой, низкий тепловой поток, является результатом особенностей компенсационного течения глубинного вещества на протяжении всей фанерозойской истории их развития;

в образовании зон субдукции, магматических дуг (островных и окраинно-континентальных) с характерными вулканоплутоническими ассоциациями и соответствующими рудными месторождениями определяющую роль играют ячеистые глубинные (мантийно-коровые) поднятия;

закономерная смена рудноформационных типов месторождений обусловлена сменой в пространстве и времени литолого-формационных комплексов, отражающих эволюцию земной коры в процессе ее деструкции и компенсирующей аккреции;

существует четкая зависимость региональной позиции месторождений от двух факторов: геодинамических условий образования рудоконтролирующих литолого-формационных комплексов и наложенной тектоники;

в кайнозойском тектономагматическом цикле в пределах Средиземноморья весьма широко проявлено рудообразование за счет регенерации более древних месторождений.

Материалы, обобщенные в данной монографии могут быть использованы как в теоретическом, так и в практическом аспектах. Среди теоретических аспектов следует выделить проблемы тектоники, по которым ведется оживленная дискуссия. В монографии при геотектонической и геодинамической интерпретации отдается предпочтение анализу материалов, отражающих конкретные особенности геологического строения и геофизических полей региона. В практическом аспекте приведенные в монографии данные могут быть использованы для включения в единую общегосударственную систему информации о Мировом океане с целью объективного и целенаправленного планирования морских геолого-геофизических исследований в Черном и Средиземном морях.

Монография представляет интерес для геологов и геофизиков, в круг исследований которых входят вопросы геологии Мирового океана, региональной тектоники, геодинамики, общей и региональной минерагении, а также для аспирантов и студентов высшей школы.

Контактный телефон: 315-43-47

Алексеева Любовь Михайловна

Contents

TsNIIGeolnerud—60

DOMESTIC SUBSOIL USE

Recommendations of Parliamentary hearings on the subject:
«Legal support of rational, efficient use and protection of
subsoil»

Protocol of the work group's concluding session on a draft
federal «Subsoil Law» №187513-4

Krivtsov A.I.

Geoeological problems of current and future world mineral
support

GEOLOGICAL CARTOGRAPHY

Kolyada A.A.

Tectonic map of the Kamchatka region

METALLIFEROUS AND NONMETALLIFEROUS DEPOSITS

Pakulnis G.V.

Large hydrothermal uranium deposits

Sharkov A.A.

Genesis of organogenic-phosphate uranium and rare earth
deposits of Mangyshlak

*Filippov V.P., Matveyeva E.V., Yablokova S.V., Ivanov N.M.,
Agibalov O.A., Kondratiev A.V., Kazakov N.V., Chernyshev V.I.*

Evidence of gold potential within a sedimentary cover of the
central Russian platform

Konstantinov V.M., Kazakov A.A., Novikov V.M., Trubkin N.V.

Gold in phosphorites of Kingisepp deposit, Russian platform.

3 *Mamontov V.P., Dokuchayeva V.S.*
Geology and ore potential of Pados-Tundra massif in the Kola
peninsula

GEOPHYSICS AND DEEP STRUCTURE

5 *Ustinova V.N.*
Morphological interpretation of seismic surfaces

7 *Turutanov E.H.*
Morphology of granite intrusions of Vitim-Olyokma highland
by gravimetric data

BRIEF COMMUNICATIONS

Odessky I.A.

Systematic geologic mapping of sedimentary strata

CHRONICLE, INFORMATION

Panteleyev V.L., Stroyev P.A.

50 years of GAISH gravimetric studies in the World ocean ..

100th anniversary of Gerasim Vasilyevich Bogomolov

90th anniversary of Georgy Aleksandrovich Tvalchrelidze ...

70th anniversary of Aleksandr Nikolaevich Baryshev

48 List of articles published in 2005