

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

1 / 1985



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 1 / 1985 ГЕОЛОГИЯ

**Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году**

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. ВОЛКОВ

Т. В. Билибина, В. А. Вахрамеев, Д. А. Венков, А. М. Властовский, В. Г. Гарьковец, А. А. Геодекян, М. В. Голицын, И. С. Грамберг, С. В. Григорян, М. Н. Денисов, А. Н. Еремев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда (зам. главного редактора), А. Н. Золотов, Г. А. Израилева (зам. главного редактора), А. Б. Каждан, Ю. Б. Казмин, Е. А. Козлов, Н. Э. Краснова (отв. секретарь), Л. И. Красный, А. И. Кривцов, А. И. Лисицын, Н. В. Межеловский, В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, В. А. Низьев, Л. Н. Овчинников, Н. И. Погребнов, В. Н. Полуэктов (зам. главного редактора), Н. Н. Предтеченский, Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, В. С. Сурков, К. И. Сычев, М. А. Фаворская, А. С. Филько, Н. И. Хитаров, А. Л. Янишин, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

© Издательство «Недра»,
«Советская геология», 1985

Содержание

Задачи коллективов организаций и предприятий Министерства геологии СССР по выполнению решений октябрьского (1984 г.) Пленума ЦК КПСС 3

ИТОГИ РАБОТЫ XXVII МГК

Овчинников Л. Н.
Геодинамические аспекты рудообразования 7

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Берлянд Н. Г., Луцкина Н. В.
Корово-структурный критерий хромитовосности Урала 17
Константинов М. М., Сидоров А. А.
Серебрянорудные формации вулканических областей 27

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Фортунагова Н. К.
Генетические типы и седиментационные модели карбонатных отложений 32
Хитаров Н. И., Докукин А. В., Петросян А. Э., Войтов Г. И., Карагодин Л. Н., Тыминский В. Г., Череповский В. Ф.
Возможные индикаторы выбросоопасности угольных пластов 45

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Минаева М. А.
Опорный разрез кындынской серии кембрия Западного Прианбарья 54
Безносков Н. В., Кутузова В. В.
Стратиграфия верхнеюрских отложений Юго-Западной Туркмении 64

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Дружинин В. С., Кашубин С. Н., Вальчак В. И., Кашубина Т. В., Рыбалка А. В.
Глубинное строение Урала по меридиональному профилю ГСЗ Нижняя Тура — Орск 74
Войтович В. С., Донец А. И.
Южно-Ферганская переходная тектоническая зона и ее металлогения 86
Граммберг И. С., Школа И. В., Бро Е. Г., Шеходанов В. А., Армишев А. М.
Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей 95

ГЕОХИМИЯ

Каждан А. Б., Ежов А. И.
Системный анализ геохимической зональности для оценки прогнозных ресурсов руд 98
Афанасьев Г. В.
Среднедокембрийские рудно-геохимические провинции и производные их трансформации 107

ГЕОФИЗИКА

Петров А. И.
Возможности тепловой аэросъемки при поисках рудных объектов в аридной зоне 118
80-летие Александра Васильевича Хабакова 125

РЕЦЕНЗИИ

Киссин И. Г.
Актуальные проблемы использования и охраны подземных вод 126
Бакиров А. А., Раабен В. Ф.
Весомый вклад в нефтегазовую геологическую науку 127

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Е. В. Воробьева
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 23.11.84. Подписано в печать 13.12.84. Т-22593. Формат 70×108¹/₁₆.
Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,72. Уч.-изд. л. 13,2.
Тираж 3265 экз. Заказ № 1369.

Адрес редакции: 123812, ГСП, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Задачи коллективов организаций и предприятий Министерства геологии СССР по выполнению решений октябрьского (1984 г.) Пленума ЦК КПСС

23 октября 1984 г. состоялся очередной Пленум ЦК КПСС, на котором с яркой программной речью выступил Генеральный секретарь ЦК КПСС товарищ К. У. Черненко. Пленум рассмотрел вопрос «О долговременной программе мелиорации, повышении эффективности использования мелиорированных земель в целях устойчивого наращивания продовольственного фонда страны» и принял по нему соответствующее постановление.

Программой работ по мелиорации земель предусмотрено развитие всех отраслей агропромышленного комплекса, дальнейшее увеличение выпуска сельскохозяйственной продукции — зерна, кормов, овощей, фруктов, технических культур — на основе последовательной интенсификации сельскохозяйственного производства, широкой мелиорации земель, намечено в полтора раза расширить площади орошаемых и осушенных угодий, что позволит практически удвоить выход с них продукции растениеводства.

Выполнение заданий по орошению земель потребует осуществления и крупных мероприятий по территориальному перераспределению водных ресурсов в период 1986—2000 гг., переброски части стока северных рек и озер в бассейн Волги, строительства каналов.

Вместе с тем, имеются значительные резервы повышения урожайности и валовых сборов сельскохозяйственных культур в развитии малого и оазисного орошения.

Значительный вклад в развитие сельского хозяйства и мелиорации земель за прошедший период внесли советские гидрогеологи. В настоящее время практически полностью удовлетворяется как текущая потребность, так и потребность на ближайшую перспективу проектных организаций Министерства мелиорации и водного хозяйства СССР в материалах средне- и крупномасштабных комплексных гидрогеологических и инженерно-геологических съемок, а также в части разведки и утверждения запасов пресных подземных вод для орошения земель, обводнения пастбищ и сельскохозяйственного водоснабжения.

Большой комплекс исследований и прогнозов, связанных с возможными изменениями гидрогеологических и инженерно-геологических условий, был выполнен производственными геологическими организациями и институтами ВСЕГИНГЕО и ГИДРОИНГЕО при обосновании трасс переброски северных рек в южные районы.

За 3 года и 10 месяцев текущей пятилетки фактически разведаны и утверждены запасы пресных подземных вод для орошения земель более 128 % от пятилетнего задания, что достаточно для орошения земель на площади около 250 тыс. га в засушливых районах страны. При этом наибольший прирост запасов подземных вод для орошения земель получен в Казахской ССР.

Успешно выполняются задания пятилетнего плана в части проведения комплексных гидрогеологических и инженерно-геологических съемок масштаба 1:50 000 для целей мелиорации земель, а также по изысканию подземных вод для обводнения пастбищ, в том числе и для отгонного скотоводства. Проведены поисково-разведочные гидрогеологические работы для водоснабжения 1300 хозяйственных центров колхозов и совхозов.

Крупным достижением гидрогеологов стало завершение в 1984 г. обобщающей работы «Гидрогеологическое обоснование сельскохозяйственного водоснабжения и орошения земель подземными водами», выполненной всеми производственными геологическими организациями под методическим руководством ВСЕГИНГЕО. Работа передана Минводхозу СССР в качестве гидрогеологической основы для составления Генеральной схемы сельскохозяйственного водоснабжения страны.

В числе геологических организаций, оказывающих серьезную помощь сельскому хозяйству и развитию мелиорации, следует, прежде всего, назвать объединение «Каз-гидрогеология» — инициатора социалистического соревнования в Казахстане за успешную реализацию Продовольственной программы. Весомый вклад в решение поставленных задач вносят также коллективы производственных объединений «Узбекгидрогеология», «Гидроспецгеология», «Центргеология», коллективы Азербайджанской, Армян-

ской, Грузинской и Молдавской гидрогеологических экспедиций, которые неоднократно становились победителями Всесоюзного социалистического соревнования.

Новые важные задачи стоят перед геологическими организациями отрасли по выполнению решений октябрьского (1984 г.) Пленума ЦК КПСС в области гидрогеологии и инженерной геологии в 1985 г. и в двенадцатой пятилетке.

11 октября 1984 г. состоялась коллегия Министерства геологии СССР и Президиума ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ. Коллегия рассмотрела вопрос о задачах коллективов организаций и предприятий Министерства геологии СССР по выполнению постановления октябрьского (1984 г.) Пленума ЦК КПСС «О долговременной программе мелиорации, повышении эффективности использования мелиорированных земель в целях устойчивого наращивания продовольственного фонда страны», положений и выводов, содержащихся в речи на Пленуме Генерального секретаря ЦК КПСС, Председателя Президиума Верховного Совета СССР товарища К. У. Черненко. Коллегия приняла развернутое постановление по обсуждавшемуся вопросу.

Предстоит провести поиски и разведку подземных вод для орошения земель в количестве 11 млн. м³/сутки, выполнить гидрогеологические изыскания для обводнения 23 млн. га пастбищных угодий, обеспечить источниками водоснабжения за счет подземных вод не менее 1500 хозяйственных центров колхозов и совхозов.

Для обоснования проектов мелиорации земель и разработки схем комплексного использования водно-земельных ресурсов по заявкам Минводхоза СССР необходимо выполнить в 1985—1990 гг. гидрогеологическую и инженерно-геологическую съемку масштаба 1:50 000 на общей площади 390 тыс. км² и гидрогеологическую съемку масштаба 1:200 000 на площади около 400 тыс. км².

Наряду с пресными водами будут значительно увеличены объемы поисково-разведочных работ на термальные воды для теплично-парниковых и овощных комбинатов, выполняемых по заявкам Министерства сельского хозяйства СССР и Министерства плодОВОЩНОГО хозяйства СССР.

В постановлении октябрьского (1984 г.) Пленума ЦК КПСС подчеркнута необходимость полного обеспечения мелиорированных угодий минеральными удобрениями и известковыми материалами, увеличения добычи торфа для удобрения. В решении этих задач активное участие принимают организации Министерства геологии СССР.

Совместно с Министерством по производству минеральных удобрений уточнены программы работ на фосфатное сырье и самородную серу до 1990 г.

В одиннадцатой пятилетке значительно укреплена сырьевая база фосфатной промышленности в Казахстане и на Кольском полуострове, приняты меры по усилению геологоразведочных работ в Узбекской и Эстонской ССР, где выявлены новые крупные фосфоритоносные районы; проведены поисково-оценочные и разведочные работы в Якутской АССР, в районе БАМа и на севере Красноярского края. В ряде районов начаты работы по изучению и подготовке к промышленному освоению мелких месторождений фосфоритов для местного производства фосфоритной муки.

Форсированными темпами осуществляется предварительная разведка высококачественных калийных солей в Иркутской области.

Значительно расширена сырьевая база самородной серы. В Предкарпатском сероносном бассейне создана надежная сырьевая база этого вида сырья, выявляются новые перспективные месторождения.

К настоящему времени в целом по стране разведано значительное число месторождений специально для известкования кислых почв. В 1984 г. составлена «Карта геолого-экономической оценки ресурсов карбонатного сырья для известкования кислых почв Нечерноземной зоны РСФСР». Министерством геологии СССР проанализированы материалы и даны рекомендации по более активному использованию в сельском хозяйстве для мелиорации почв и подкормки животных так называемых нетрадиционных видов сырья — цеолитов, бентонитов, ракушняка, глауконитов, диатомитов, торфовививанитов, вермикулита, сапропеля. Совместно с Минсельхозом СССР составлена программа их дальнейшего изучения.

Во всех районах страны, в первоочередном порядке, выполняются заявки по разведке местных строительных материалов для нужд сельского хозяйства.

Вместе с тем, в решении задач по выполнению Продовольственной программы

имеются определенные трудности. Несмотря на принимаемые меры, не выявлены богатые и легкообогащаемые фосфатные руды в восточных районах страны, с запозданием начаты работы по переоценке запасов фосфоритов Каратау, пригодных для кислотной переработки без обогащения. Недостаточными темпами ведутся работы по расширению сырьевой базы для Стебникского калийного завода.

В деле облагораживания структуры почв и повышения урожайности сельскохозяйственных культур, а также улучшения условий содержания сельскохозяйственных животных важное место принадлежит торфу и озерному сапропелю, в связи с чем ставится задача о полном обеспечении этим сырьем сельского хозяйства. В одиннадцатой пятилетке в соответствии с заданиями по развитию сельского хозяйства Нечерноземной зоны РСФСР, в районах Сибири и Дальнего Востока для нужд сельского хозяйства разведано и передано для освоения более 1150 месторождений торфа.

В целях более планомерного изучения торфяных ресурсов выполнена геолого-экономическая оценка торфяных месторождений Нечерноземной зоны и Западной Сибири и даны рекомендации по наиболее рациональному направлению геологоразведочных работ и использованию торфа в сельском хозяйстве. В Западной Сибири проводится разведка фосфорсодержащих торфов (торфовививанитов) — ценного удобрения.

В одиннадцатой пятилетке в РСФСР, на Украине, в Белоруссии, Латвии и Эстонии началось интенсивное изучение озерных сапропелей, а в двенадцатой пятилетке предстоит увеличить объем геологоразведочных работ на торф и озерный сапропель на 20 %. Упор, как и прежде, будет сделан на поиски торфа в районах Нечерноземья, Сибири, Дальнего Востока, Украины, Белоруссии и Прибалтики.

Большое значение в долговременной программе мелиорации придается природоохранным аспектам проблемы.

В своей речи на Пленуме К. У. Черненко сказал: «Осуществляя широкую мелиорацию, мы так или иначе вторгаемся в природу. Поступать нужно очень осторожно, чтобы, преобразуя землю, не только не нанести ей вреда, а улучшить ее, облагородить, умножить возможности природы. Все мы обязаны жить не только сегодняшним днем, но и завтрашним, не допускать поспешных, непродуманных решений».

Важным моментом природоохранной деятельности геологических организаций Министерства геологии СССР является снижение отрицательного воздействия геологоразведочных работ на окружающую среду. Большое внимание уделяется рекультивации нарушенных земель, а также сокращению объемов поисковых и съемочных работ, связанных с нарушением земной поверхности, применению невзрывных методов возбуждения упругих колебаний и т. д. Принимаются меры к сохранности почвенного покрова в трудновосстановимых районах тундры.

Вместе с тем в работе геологических организаций по рациональному использованию земель имеются недостатки. Слабо, например, налажены учет и отчетность по проведению указанных работ. Серьезные упущения имеются в строительстве очистных сооружений.

Известно, что недостаточный учет гидрогеологических и инженерно-геологических условий при осуществлении водохозяйственных мероприятий может оказывать негативное влияние на окружающую геологическую среду. В результате происходит подтопление территории, засоление или загрязнение почво-грунтов и подземных вод, активизируются экзогенные геологические процессы (оползни, эрозии, просадки, карст), могут выходить из строя ценные сельскохозяйственные угодья.

В связи с этим на Министерство геологии СССР по изучению режима подземных вод и экзогенных геологических процессов, а также по контролю за охраной подземных вод возлагаются серьезные задачи. В отрасли уже действуют 119 партий и отрядов такого направления. В ближайшие 10—15 лет намечается расширить региональную сеть пунктов наблюдения в полтора раза.

Грандиозные задачи, поставленные партией и правительством по мелиорации и орошению земель с целью дальнейшей интенсификации сельскохозяйственного производства, невозможно решать без научно-технического прогресса в этой области.

Ускорение научно-технического прогресса, активное внедрение достижений науки и техники, передового опыта — эти факторы рассматриваются Центральным Комитетом нашей партии как важнейшие в деле повышения эффективности мелиорации, роста производительности труда, рационального использования водных и земельных ресур-

сов. Сегодня речь должна идти о разработке и осуществлении научно обоснованной с точки зрения гидрогеологии и инженерной геологии стратегии ведения водного хозяйства страны, развития мелиорации и орошения земель.

Министерством геологии СССР планируется проведение комплекса научно-методических исследований и организационно-технических мероприятий для ускорения научно-технического прогресса в области использования ресурсов подземных вод. Дальнейшее развитие получают разработка теории формирования эксплуатационных запасов подземных вод и совершенствование методики их поисков и разведки с организацией специальных экспериментальных полевых исследований в натурных условиях по изучению формирования эксплуатационных запасов подземных вод. Будут продолжены исследования возможных изменений ресурсов подземных вод, а также состояния окружающей среды, в частности поверхностного стока, в связи с осуществлением водохозяйственных мероприятий.

Предусматривается дальнейшее развитие работ по оценке влияния мелиорации на изменение региональных гидрогеологических условий и активизацию экзогенных геологических процессов в части искусственного пополнения подземных вод, совершенствования государственного учета подземных вод.

Министерством геологии СССР начаты научно-методические разработки по созданию постоянно действующих динамических моделей для оценки состояния, контроля и прогнозирования изменений геологической среды отдельных регионов под влиянием техногенных факторов, в том числе и водохозяйственной деятельности.

Так, например, на XXVII Международном геологическом конгрессе демонстрировалась первая очередь динамической природоохранной модели Крыма, позволяющей оперативно управлять гидрогеологическими и инженерно-геологическими процессами, с использованием ЭВМ обосновывать необходимые изменения в проектных решениях при строительстве и эксплуатации водохозяйственных и других объектов. Аналогичные динамические модели разрабатываются применительно к Азово-Кубанскому артезианскому бассейну. Создание системы таких моделей по основным бассейнам подземных вод страны, особенно с напряженным водохозяйственным балансом, позволит выйти на качественно новый научно-технический уровень оценки и управления ресурсами подземных вод для целей орошения, водоснабжения и обводнения, значительно улучшит контроль за охраной подземных вод от загрязнения, засоления и истощения.

Новый этап в развитии сельского хозяйства страны ставит, наряду с требованием дальнейшего укрепления сырьевых баз для производства традиционных минеральных удобрений, задачу активного вовлечения в сельскохозяйственное производство нетрадиционных полезных ископаемых (цеолитов, глауконитов, вермикулита, торфовиванитов и др.). Перед научно-исследовательскими организациями Министерства геологии СССР в связи с этим ставятся важные задачи по анализу сырьевой базы, созданию методов прогнозирования, поисков, технологического изучения новых видов полезных ископаемых и скорейшего внедрения разработок в практику геологоразведочных работ.

Что касается развития подсобных сельских хозяйств в системе Министерства геологии СССР, то в свете решений октябрьского (1984 г.) Пленума ЦК КПСС эту работу следует рассматривать прежде всего с позиций интенсификации сельскохозяйственного производства на основе улучшения использования водно-земельных ресурсов, мелиорации и орошения земель, более рационального применения органических и минеральных удобрений и внедрения прогрессивных форм организации труда. В настоящее время в организациях Министерства геологии СССР насчитывается 406 подсобных хозяйств.

В процессе дальнейшего развития подсобных сельских хозяйств в двенадцатой пятилетке необходимо уделить особое внимание как освоению новых угодий, так и повышению продуктивности освоенных земель. Следует всемерно повышать урожайность возделываемых культур и сенокосных угодий, увеличивать продуктивность животноводства, добиваться высокой рентабельности этих хозяйств.

Одобренная Пленумом ЦК КПСС долговременная программа мелиорации земель имеет большое социально-экономическое и политическое значение, является важнейшим условием успешного развития сельского хозяйства и экономики страны в целом. Многотысячный коллектив геологов отрасли примет самое активное участие в реализации этой программы.



ИТОГИ РАБОТЫ XXVII МГК

УДК 553.2 : 551.1/.2

Л. Н. ОВЧИННИКОВ (ИМГРЭ)

Геодинамические аспекты рудообразования

На прошедшем XXVII Международном геологическом конгрессе во многих докладах вопросы металлогении освещались в связи с различными геодинамическими концепциями.

Геодинамика — основа рудообразования, поскольку возникновение рудных месторождений в земной коре всегда связано с движением. В становлении и развитии Земли это процесс попутный, сопровождающий различные общепланетарные геологические процессы.

Рудообразование также и вторичный процесс. Разнообразные металлы при первичной дифференциации вещества планеты не получили возможности образовывать скопления в земной коре и в подавляющей массе находятся в рассеянном состоянии. Для них вообще характерна изначально малая распространенность в Солнечной системе, составляющая для каждого от 0,01 до нескольких сот атомов на миллион атомов кремния. Для образования рудных месторождений необходимо последующее перераспределение этих металлов с переходом от рассеяния к концентрации.

Основой процесса рудообразования является движущаяся среда, извлекающая, транспортирующая, концентрирующая и отлагающая металлы. Агрегатное состояние такой среды — жидкое или газообразное при главенствующем участии воды. Обычно это газированная жидкость (флюид), в которой соотношение газа и жидкости может меняться в широких пределах не только от случая к случаю, но и в ходе самого длительного рудного процесса. В меньшей степени такой средой являются расплавы: силикатный, солевой, сульфидный, магнетитовый, преимущественно их смеси в различных пропорциях как между собой, так и с водой и распространенными газами (углекислотой и сернистым газом). Все это, как известно, объединяется понятием «рудообразующий раствор».

Таким образом, общая теория рудообразования, а также суждение о генезисе конкретного месторождения должны основываться в первую очередь на знании трех источников: источника металлов, источника движущейся среды, мобилизующей и переносимой металлы, и источника энергии, вызывающей мобилизацию металлов и циркуляцию их переносчика. Все многообразие генетических типов месторождений обусловлено разнообразием этих источников, их происхождения и взаимосочетаний.

Динамические условия длительной эволюции Земли способствовали побочному по отношению к планетарным геологическим процессам образованию рудных месторождений. Все уровни и типы геодинамических процессов так или иначе влияли на их возникновение и формирование.

Любая геотектоническая гипотеза, опирающаяся на движение вещества, должна быть рассмотрена под углом зрения возможного рудообразования. При этом как в аспекте гипотезы новой глобальной тектоники, гипотез расширяющейся или пульсирующей Земли, так и в случае традиционных представлений о геосинклинальном процессе в принципах и механизме рудообразования остается много общего, независимого.

Познание недр Земли в наше время развивается стремительно. Устанавливается все большая глубинность процессов и источников вещества, ответственных за современное состояние и строение земной коры. Появляются различные представления о событиях внутри Земли. Естественным является и желание познать, как ведет себя рудное вещество и другие слагаемые рудного процесса в этих предполагаемых условиях. Конечно, геохимия внутренних частей Земли весьма предположительна. Она опирается на косвенные данные, относящиеся к составам метеоритов и Солнца, на эксперименталь-

ные исследования при высоких давлениях и температурах, термодинамические расчеты и геологические данные упрощения радиогенных изотопов. Отсюда много весьма противоречивых, часто взаимоисключающих высказываний, особенно о составе ядра планеты, дефиците металлов в мантии и др. Но это естественный путь развития науки, сочетающий строгость законов, неизбежность регулирующих соотношений, основывающихся на них теоретических разработок с интуицией и догадками, т. е. использующий методологию, близкую астрофизике, теоретической физике.

Вполне правомерно, приняв какую-либо гипотезу за исходную, достоверность которой заведомо не имеет полного подтверждения, задаться вопросом, что должно происходить с рудообразованием при том или ином приложении этой гипотезы. Такой путь так же допустим в науке, как и принцип эмпирических закономерностей. В настоящее время это единственный путь для познания и раскрытия глобальных геодинамических явлений и следствий из них.

Геодинамика внутренних зон Земли. Существуют различные представления о механизмах и причинах перемещения вещества во внутренних зонах Земли. Они, естественно, недостаточно определены и тем более доказуемы. Большинство исследователей склоняются к тому, что геодинамика внутренних зон опирается на термогравитационную химико-плотностную конвекцию вещества, зарождающуюся на границе нижняя мантия — ядро [1]. В результате постепенного разогрева первичного вещества Земли на этом уровне происходит химическая дифференциация: разделение на более легкий материал, внедряющийся в вышележащую мантию и в конечном счете поступающий в верхние слои Земли, и тяжелый материал, опускающийся в ядро. Конвективные течения, переносящие легкий материал, должны быть очень мощными, они локальны и дискретно периодичны. С подъемом больших масс из глубин мантии связан привнос большого количества тепла, и они обуславливают наиболее крупные движения земной коры. Значительна роль этого процесса и в рудообразовании.

Если взять Землю в целом, то концентрация рудного вещества происходила еще в догеологический период в результате термогравитационной химико-плотностной конвекции, обусловившей ее зональное строение. Металлическое ядро нашей планеты можно рассматривать как первозданное гигантское рудное месторождение железа, никеля и еще многих тяжелых металлов. Вполне допустимо нахождение и выше ядра, в пределах мантии, сгустков металлов (рудного вещества) разных масштабов — продуктов гравитационной сегрегации при еще не завершеном разделении, не успевших опуститься до своей зоны.

Несомненно, что при первичной дифференциации вещества планеты подавляющая масса металлов в гравитационном поле Земли формировала ядро. Однако одновременно с этим химико-плотностная конвекция [1] способствовала отделению и поднятию вверх не только легкого силикатного материала, но материала наилегчайшего в виде отделения летучих; это выражается, в частности, в таком широко обсуждаемом явлении, как дегазация мантии. Создается обстановка, влекущая за собой зарождение процесса рудообразования с обособлением легкоподвижной рудонесущей среды. Перемещение газа и жидкости на любых глубинах способствует переносу рудного вещества. Ничто не препятствует экстракции металлов из окружающей среды на всех уровнях глубин Земли, на всем протяжении движения флюидов от ядра до верхних частей литосферы — зоны рудоотложения.

Что касается промышленных скоплений руды, образования рудных месторождений в доступной нам зоне, то это становится возможным только после возникновения твердой консолидированной земной коры, способной к растрескиванию в зонах тектонической активности и тем самым создающей коммуникации и ловушки для растворов. Из-за невозможности перехода фронтального движения флюидов в тупиково-линейные потоки с ловушками на их пути концентрации рудного вещества в жидкой и полужидкой среде не происходит. Если же в последнем случае и возникает такая концентрация в силу, допустим, особых вихревых

или иных течений, то образующиеся сгустки рудного вещества будут стремиться опуститься вниз, к ядру.

Общепризнано, что главными летучими являются вода и уголекислота. На третьем месте, вероятно, находится сернистый газ, по расчетам И. А. Островского [11], стабильный во всей мантии. Уголекислота в мантии может присутствовать в виде: 1) свободной газовой фазы или раствора с водой и другими компонентами; 2) раствора CO_2 в силикатных жидкостях; 3) связанной в силикатах различных фаз высокого давления. Экспериментальные и термодинамические данные показывают, что при P — T условиях нижней мантии должны быть устойчивы также и карбонатсодержащие фазы [3].

Большое значение среди летучих может иметь и водород. Идею гидридно-ядра Земли поддерживает ряд исследователей, начиная с В. И. Вернадского. По гипотезе В. Н. Ларина [4], изначальный состав Земли был гидридный. Распад гидридов металлов ядра поставляет летучие и энергию, идущую на разогрев внутренних слоев Земли. Внешнее ядро, взаимодействуя в процессе конвекции с нижней мантией, может посылать не только летучие, но и рудообразующие компоненты. Предполагается, что в ядре могут накапливаться сульфиды щелочных металлов, проявляющие характерные халькофильные и сидерофильные тенденции при высоких давлениях. Количество серы в ядре, по расчетам В. Мёрти и Х. Холла [16], составляет 15 %.

Путь легкого материала, сопровождаемого легчайшими флюидами, от границы нижняя мантия — ядро к поверхности Земли длительный и сложный. Он отвечает перепаду давлений в десятки тысяч мегапаскалей и температур в тысячи градусов, связан с рядом неизбежных фазовых превращений, с изменением в первую очередь изоморфных соотношений между петрогенными элементами в условиях перехода от высоких давлений к более низким и распадом метастабильных смешанных фаз — структурных аналогов оливина, шпинели, ильменита. Характерной чертой этих фаз, обусловленной уменьшением радиусов катио-

нов и анионов в нижней мантии, является широкая изоморфная смешиваемость не только между кремнием, магнием и железом, но и между элементами из ближайшего окружения кремния по периодической системе — углеродом, бором, фосфором, азотом. К ним присоединяется калий, хорошо смешивающийся в этих условиях с железом и железосульфидными сплавами.

Геохимическая миграция всех этих высвобождающихся элементов, как и их рудообразующая роль, может быть различной. Одни из них (азот, водород, вода) в наименьшей степени удерживаются мантией, другие (углерод, фосфор, бор) образуют сополимеры с кремнием и высвобождаются позднее в виде самостоятельных фракций, сопровождающих формирование базальтовых и ультраосновных расплавов, или в виде остаточных богатых летучими щелочных магм.

Иначе говоря, на глубинах давление — это важнейший фактор, определяющий совсем иные свойства вещества, чем те, которыми мы привыкли оперировать. Во внутренних зонах Земли металлы со щелочными свойствами должны являться носителями летучих компонентов (кислорода, водорода, серы), так как в этих условиях окислы, гидриды, сульфиды этих металлов будут устойчивы с самородными металлами и их карбидами. Снижение давления в конвектирующем вверх легком материале должно стимулировать реакции между указанными соединениями с освобождением флюидов, окисляющихся по мере подъема в верхние части Земли ($\text{CH}_4 \rightarrow \text{CO} + \text{H}_2$, $\text{H}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O}$, $\text{CO} \rightarrow \text{CO}_2$ и т. д.) [5]. При этом восходящие флюидные потоки — основные факторы не только магматизма и метаморфизма, но и миграции рудного вещества в земную кору.

Прямыми продуктами деятельности описанного процесса являются своеобразные карбонатитовые и апатит-силикатные магматические жидкости, а также нефелин-сиенитовые (апатитовые) расплавы. Они отличаются не только высокими, подчас уникальными концентрациями ряда редких элементов, но и исключительным богатством их геохимических ассоциаций. В них, как и в имеющих аналогичное происхождение кимберлитах, сидерофильные

элементы сочетаются с редкими литофильными, а последние (цирконий, ниобий, редкие земли и др.) часто выступают в роли главных петрогенных элементов, образующих пироксид, бастанезит, лопарит и другие минералы, имеющие большое практическое значение. Известны также гигантские скопления апатита, промышленные месторождения магнетита и других руд.

Эти месторождения и вмещающие их интрузивные массивы могут рассматриваться в качестве непосредственных свидетелей существования тех самых «горячих точек», которые имеют кардинальное значение в тектонике плит, и проявляются на поверхности Земли внутри наиболее «холодных» участков древних платформ (Кольский п-ов и др.), иногда фиксируя направление мобильных поясов (Восточная Африка). Представляя собой действительно точечный выход на поверхность продуктов глубинно-мантийной конвекции, они наиболее зримо отражают геодинамическое воздействие последней на земную кору.

На происхождение из нижней мантии кимберлитов, карбонатитов, континентальных ультрамафитов, располагающихся в участках горячих точек, указывают благородные газы. Эти породы отличаются аномальными содержаниями ^3He , ^{21}Ne , ^{129}Xe и их соотношениями, отвечающими модели типа планетарной туманности: высоким отношением $^{84}\text{Kr}/^{130}\text{Xe}$ в сравнении с атмосферным, низким $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ в сравнении с базальтами океанических хребтов, а также наличием редких минералов — керсутита, джозефинита и керузита, содержащих избыточные количества ^3He , ^{21}Ne и ^{129}Xe .

Итак, непосредственная роль внутренних геодинамических процессов в рудообразовании заключается в дифференциации металлов на пути к их концентрации в связи с разделением на легкий и тяжелый материал при конвекции в нижней мантии, в формировании из легкого материала соответствующих магматических расплавов, а главное, в отделении летучих, как изначально захватывающих и несущих металлы из нисов мантии, так и агрессивно воздействующих и извлекающих металлы из окружающих толщ на своем пути к поверхности Земли. Особое

проявление внутренней геодинамики — месторождения, связанные с кимберлитами, карбонатитами, щелочными интрузивами — «проколами» коры в горячих точках.

Геодинамика литосферы. Среди геодинамических концепций в настоящее время главенствует так называемая тектоника плит. Однако в этой гипотезе много недоказанного, противоречивого; существуют различные взгляды и течения. Появились различные металлогенические построения, геодинамико-генетические схемы и классификации геотектонических позиций рудных месторождений с точки зрения тектоники плит, например [7]. Доказательства принадлежности того или иного типа оруденения к проявлениям определенного геодинамического процесса в большинстве отсутствуют. Все это пока абстрактные глобальные прикидки, хотя и с ссылками на конкретные месторождения. Особенно это относится к сульфидам, образующим рудные месторождения многих генетических типов и проявляющим при этом удивительную конвергентность рудных минеральных парагенезисов, их химического состава, текстур и структур руд, морфологии залежей. Это обусловлено различной предысторией рудообразования отдельных групп металлов: если для одних предруднопроцессная первичная дифференциация уже сразу определила генетические связи с определенными комплексами горных пород и тем самым ограничила геологические условия промышленного накопления (хром, никель, кобальт, редкие литофилы и пр.), то другие распространены равномерно без предпочтительного относительного накопления в каких-либо магматических или осадочных дифференциатах. Это в первую очередь относится к сере и почти ко всем халькофилам, а также к золоту, железу, молибдену, вольфраму, ртути и некоторым другим металлам, что и привело к широкому диапазону генетических связей и геодинамических условий образования их промышленных месторождений.

Рассмотрим некоторые примеры геохимического обоснования связи рудных месторождений, рудного процесса с тем или иным типом геодинамических структур.

Геодинамический процесс конвекции вещества во внутренних частях Земли порождает геодинамику поверхностных оболочек — все тектонические, магматические, метаморфические и рудные процессы, совершающиеся в земной коре. Существование конвективных мантийных ячеек, в которых движения пронизывают всю мантию от поверхности ядра до астеносферы, обуславливает расчленение лежащей сверху литосферы на отдельные подвижные плиты. Последние движением вещества в верхнем слое конвективных ячеек увлекаются от областей подъема легкого материала мантии к областям опускания. Естественно, что наиболее активные процессы возникают на границах движущихся плит; им присущи сейсмическая активность, вулканизм, горообразование, возникновение рудных месторождений. На всех границах плит — дивергентных, конвергентных и трансформных — создаются условия для активной массовой гидротермальной деятельности с участием как ювенильных газов и вод, так и литосферных вод различного происхождения.

Рудообразование в связи со спредингом. Исследованиями последнего десятилетия установлены проявления обширной гидротермальной деятельности в области океанического дна с образованием рудных концентраций, известных сейчас уже во многих точках как Срединно-Атлантического хребта, так и Восточно-Тихоокеанского поднятия. Эти гидротермальные системы активных центров спрединга во времени и пространстве характеризуются потоками глубинного ^3He , что может быть использовано для палеогеодинамических реконструкций с расчетом, в частности, параметров привноса тепла. Аналогичное рудообразование происходит и в континентальных рифтовых зонах с характерным примером накопления крупных сульфидных и марганцево-железистых масс во впадинах Красного моря. В том и другом случае мы имеем дело с тектоническими структурами одного и того же типа, если рассматривать континентальные рифты — узкие линейные отрицательные структуры — раздвиги как начальную стадию развития спрединговых структур океанов, образованных горизонтальными движениями [13].

Известны многие стратиформные рудные залежи, образованные в аналогичных условиях расширения морского дна в более ранние эпохи. Хорошо изученной моделью таких месторождений служат сульфидные залежи верхнемелового офиолитового комплекса Троодос на Кипре [9]. Характерная рудогенетическая особенность условий спрединга — массовое участие в рудообразовании морской воды. В результате растягивания и растрескивания пород морская вода, проникая в трещины, образует длительно и активно действующую гидротермальную рециклическую конвекционную систему, состоящую из источника тепла и зон поглощения, циркуляции, излияния и отложения. Внедрение базальтовой магмы в океанических центрах расширения обуславливает привнос тепла и металлов. Рециклическая конвекционная система наиболее благоприятна для рудоотложения: происходит осаждение максимального количества рудного вещества при малом расходе раствора. В процессе взаимодействия морская вода — порода в цикле конвекции теплоты и переноса массы офиолитовый комплекс Троодос на протяжении 2 км по вертикали подвергся гидратации и гидротермальному метаморфизму с образованием (сверху вниз) цеолитовой, зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. В пользу того, что и гидротермальные изменения, и отложение руд происходили с участием морской воды, говорят следующие данные.

1. Первичное отношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) гидротермально измененных метабазальтов колеблется в пределах от $0,7052 \pm 0,0001$ до $0,7075 \pm 0,0002$, заметно отличаясь от первичного отношения ($0,70338 - 0,70365$) пород, не испытавших таких изменений. В то же время это отношение близко к величине такового для верхнемеловой морской воды ($0,7076 \pm 0,0006$). Обогащение тяжелым изотопом ^{87}Sr гидротермального раствора за счет морской воды подтверждается также и данными по цеолиту, взятому в 800 м ниже дна: в нем отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ также составляет 0,7076.

2. Изотопные отношения кислорода в породе по валу также претерпели существенные изменения. При $\delta^{18}\text{O}$, равном для неизмененных глубоковод-

ных базальтов +6‰, верхняя часть рассматриваемой метаморфизованной зоны характеризуется значительным обогащением тяжелым изотопом ($\delta^{18}\text{O} = +12,4\text{‰}$) при заметном обеднении им на глубине ($\delta^{18}\text{O} = +3,3\text{‰}$).

3. Сочетание данных по D/H и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в минералах и породе по валу с данными по минеральным скоплениям позволяет рассчитать изотопные составы водорода и кислорода непосредственно в метаморфизирующих водах. Отсюда при формировании зеленосланцевой фации при 200—450 °C величина dD в водах близка к нулю, что также указывает на их морское происхождение.

4. Хлорит и актинолит образовались также из растворов морской воды, которые в результате обмена с породой претерпели кислородное изотопное смещение от 0 до +5‰.

5. Данные по изотопии серы, как всегда, менее определены. В пирите из массивной руды и штокверка $\delta^{34}\text{S}$ колеблется от +3,0 до +7,0‰, среднее из 19 анализов составляет +4,8‰. Предполагается, что сера сульфидных залежей представляет собой смесь 1/3 восстановленного сульфата морской воды ($\delta^{34}\text{S} = 16\text{‰}$ в верхнемеловый период) и 2/3 привнесенной базальтовой серы (для сульфидов глубоководных базальтов $\delta^{34}\text{S} = 1\text{‰}$).

6. Сульфидные залежи Троодос обнаруживают отрицательную аномалию церия, которая характерна для морской воды и металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Массовому отложению руд также благоприятствует взрывное отделение газа или пара в верхней части описанной конвекционной системы, связанное со значительным содержанием в ней газа. Во многих случаях рудоотложение начинается еще до выхода растворов на морское дно, что может обуславливаться, в частности, смешением в различных пропорциях морских вод с подымающимися ювенильными флюидами.

Если рассматривать в целом вулканогенно-осадочный тип месторождений цветных и черных металлов, образующих в этих геодинамических условиях широко распространенные богатые стратиформные залежи и их серии, то для палеореконструкций особенно

важна вертикальная и латеральная зональность, проявляющаяся как в размещении месторождения отдельных металлов, так и в их внутреннем строении. Несмотря на разные ранги зональности, последовательность отложения в пространстве одна и та же. Для главных металлов (от тыла к фронту) это будет: $\text{Cu} \rightarrow \text{Cu}$, $\text{Zn} \rightarrow \text{Zn}$, $\text{Pb} \rightarrow \text{Ba} \rightarrow \text{Fe} \rightarrow \text{Mn}$, что отвечает порядку поступления растворов во времени, а также дифференциации из одного потока. Распределение металлов по латерали на морском дне и по вертикали между залежами, не выходящими на поверхность дна и располагающимися на нем, зависит от глубины моря.

Чувствительными показателями зональности и одновременно степени взаимодействия гидротермального раствора с морской водой, т. е. степени удаления от места выхода гидротерма, являются такие отношения, как Fe/Mn , Cu/Zn , Cu/Pb , Zn/Pb , Au/Ag , Ni/Co и др.

Рудообразование в геосинклиналях. Как наиболее деформированные участки земной коры геосинклинали находят свое закономерное место в концепции тектоники плит. Они представляют собой главные разделы литосферных плит геологического прошлого. Островные дуги — частный случай геосинклинальных структур. Вдоль складчатых геосинклинальных структур образуются глубоководные желоба, границы между спрединговыми океаническими и континентальными структурами. В глубоководных желобах океанические литосферные плиты испытывают погружение в верхнюю мантию в результате подхода нагретого легкого материала — продукта конвекции в мантии. А. Е. Шлезингер и А. Л. Яншин [13] указывают на первичность геосинклинальных структур окраин континентов и на то, что океаническая литосферная плита может погружаться глубоко в мантию только в связи с ними.

Стратиграфические и тектонические отношения, ранее установленные в геосинклинальных последовательностях, легко могут быть объяснены по аналогии с современными тектоническими средами, а само возникновение геосинклинали — с позиций современной геодинамики. Что касается металлоген-

ических построений, закономерностей размещения приуроченных к геосинклиналям рудных месторождений в пространстве и времени, то здесь тем более мобилистами воспринят весь предыдущий опыт. В данном случае и новые построения опираются на известные работы наших ведущих ученых: «Если мы примем высказывания Ю. А. Билибина и В. И. Смирнова за руководящие, то можно охарактеризовать в основном развитие областей нисходящего течения и изверженной активности, с которыми связаны рудные месторождения, имеющие первостепенное значение» [17, с. 322].

Погружение подмятой плиты в верхнюю мантию связывается с наклонной сейсмофокальной поверхностью Заварицкого—Беньофа, реально существующей и известной задолго до появления концепции тектоники плит. Значение зон Заварицкого—Беньофа в магматогенном рудообразовании подробно показано В. И. Смирновым [12]. Остановимся лишь на некоторых геохимических данных.

В соответствии с РТ условиями зон Заварицкого—Беньофа в линейных рудных провинциях обращает на себя внимание асимметричная геохимическая и металлогеническая зональность с выделением ведущей по контролю оруденения зоны краевого глубинного разлома. В частности, на месторождениях колчеданной формации (Урал, Алтай, Канада и др.), самой по себе индикаторной для зон Заварицкого—Беньофа, с удалением от последних в триаде главных металлов медь—цинк—свинец уменьшается степень медистости и растет доля свинца. В месторождениях Урала, например, доля запасов меди падает в указанном направлении от 75—100 до 15—45 %. Параллельно с этим закономерно изменяется и состав рудовмещающих вулканитов. На Рудном Алтае отношение средних содержаний калия к натрию в кислых вулканитах рудовмещающей формации контрастно увеличивается с удалением от краевой зоны глубинного Иртышского разлома и ростом в этом направлении мощности сиалического слоя земной коры. Одновременно устанавливается прямая корреляция между долей запасов свинца в сумме металлов и содержанием ка-

лия в липаритах. В полициклических колчеданных провинциях Кавказа и Японии при всей сложности их длительного развития выявляется единый ряд зональности разновозрастного не только колчеданного, но и прочего эндогенного оруденения.

Пояса колчеданных месторождений в рудных провинциях занимают крайнее положение в крупных тектонических блоках на границах континентов. Это, а также зональное строение, характеризующееся, в частности, изменением степени меденосности, позволяет реконструировать не только положение палеозон Заварицкого—Беньофа на дневной поверхности, но и направление и крутизну их погружения [8].

Пространственно-временные закономерности распределения в Канадских Кордильерах массивов гранитоидов, несущих оруденение меднопорфирового типа [15], дают возможность предполагать здесь существование двух зон Заварицкого—Беньофа. Установлены два различных тренда омоложения интрузивов с удалением от Тихоокеанского побережья.

Первая зона была заложена к западу от островов Королевы Шарлотты примерно в среднетриасовое время (210 млн. лет) и активно существовала до раннетретичного периода (46 млн. лет), когда произошло образование массивов гранитов и связанного с ними медно-молибденового оруденения близ восточной границы Прибрежного кристаллического пояса. Вторая зона возникла в начале мелового периода (135 млн. лет), она протянулась под западным краем Северо-Американской плиты, вызвав появление многочисленных массивов и месторождений, возраст которых при продвижении с запада на восток становился все более молодым. Интрузивная активность, ассоциированная с обеими зонами Заварицкого—Беньофа, прекратилась в одно и то же время — примерно 50 млн. лет назад, когда произошло наложение этих зон. Предполагается, что в результате Северо-Американская плита надвинулась на островную. Сдвигание плит отразилось в позднемезозойско—третичном взбросе и эрозии Прибрежного кристаллического пояса.

В направлении погружения поверхности зон Заварицкого—Беньофа, т. е. с увеличением ее глубины, закономерно возрастает содержание калия в рудовмещающих изверженных породах не только в колчеданных провинциях, но и меднопорфирового оруденения.

Граниты полигенны и не во всех случаях представляют выплавки из мантии. В большинстве их возникновение связано с весьма сложной историей границ плит, включающей рециркуляцию древних осадочных пород с явлениями течения, смешения и т. д. Получен [14] характерный тренд гранитоидов (Анды—Япония—Сьерра-Невада—Гималаи) в координатах ϵNd — ϵSr , который располагается за пределами мантийных значений этих величин и интерпретируется как отражение рецикличности континентальной коры. Это совпадает со статистически выделяющимися генетическими рядами гранитоидов, отвечающими изменению величин ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ [10]. Дискретное увеличение средних значений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ от ряда к ряду отвечает нарастанию числа циклов в этом процессе рециркуляции. Характерно, что к разным рядам гранитоидов тяготеет и различное оруденение. Например, для накопления олова в эндогенных месторождениях необходимо проявление нескольких циклов.

Главной рудогенетической особенностью субдукции, если она в действительности происходит, является процесс дегидратации погружающейся плиты. Попадая на глубины с высокими температурами и давлениями, породы океанической коры и их осадочного покрова интенсивно дегидратируются и дегазируют [18], теряя воду, углекислоту, другие летучие и попутно рудное вещество. Этот процесс определяет островодужный вулканизм, метаморфизм и широкое рудообразование. Следует добавить, что при непрерывной независимой дегазации Земли зоны нарушений, зоны Заварицкого—Беньофа вообще собирают поднимающиеся воды и другие летучие независимо от их происхождения и источника.

Геолого-геохимические данные свидетельствуют о широком выносе металлов при прогрессивном метаморфизме погружения. Выделяющиеся при суб-

дукции вода и сопутствующие ей газы метаморфизируют вышележащие толщи, создавая широкие метаморфические пояса, отдающие в большом количестве различные металлы, легко извлекаемые из пород. Для восьми главных докембрийских зональных комплексов различных регионов страны, например, установлен вынос из высокотемпературных зон амфиболитовой и гранулитовой фаций (при расчете на один кубический километр): сотен тысяч тонн цинка, меди, ванадия, марганца, бора, бария, фтора, кобальта, никеля и хрома, десятков тысяч тонн лития, рубидия, бериллия и др. [2]. Металлы, экстрагированные из высокотемпературных зон, могут накапливаться без далекого переноса в низкотемпературных зонах на более высоких уровнях с формированием эпигенетических гидротермальных месторождений различного состава.

Рудогенерирующее влияние высвобождающихся при субдукции вод продолжается и за пределами зон интенсивного метаморфизма: в рудных провинциях металлогеническое значение имеет также и региональный метасоматоз слабой интенсивности, охватывающий в пределах подвижных поясов земной коры площади в сотни квадратных километров. Образующиеся при этом региональные метасоматические формации обнаруживают зональное строение со специфичным механизмом дифференциации вещества и рудоконцентрирования [6].

Как известно, по условиям возникновения и последующей эволюции геосинклинали весьма разнообразны. Проявление субдукции в них не всегда происходит в соответствии с общепринятыми представлениями. Примером может служить Уральская эвгеосинклинали, формирование которой закончилось на островодужной стадии. В отличие от распространенной схемы геодинамики в системе материк—океан, где зоны спрединга (океанического рифта) и субдукции (островной дуги) удалены друг от друга на сотни километров, уральский рифт формировался между двумя жесткими континентальными плитами. Таким образом, здесь при субдукции не океаническая плита поддвигалась под континентальную, а сближались две континенталь-

ные плиты, что и обусловило пространственное совпадение зон спрединга и субдукции при довольно близкой по времени смене первого процесса вторым (Н. Г. Берлянд, 1982 г.). Все это наложило свой отпечаток на эвгеосинклиналиную металлогению Урала. Она представлена широко известными собственными магматическими месторождениями хромита и титаномагнетита, скарновыми магнетита, колчеданными вулканогенно-метасоматического и вулканогенно-осадочного типов, гидротермальными кварцево-жильными золотами. Они достаточно разобщены в пространстве и по времени образования, связаны с различными проявлениями и продуктами плутоногенного и вулканогенного магматизма. Однако принадлежность к единой эвгеосинклиналиной зоне, связь с единым геодинамическим процессом несомненно свидетельствуют об их генетической общности, обусловленной влиянием общих факторов.

Геодинамические процессы океанической и переходной стадий сопровождались интенсивным магматизмом в сочетании с поступлением жидких и газообразных флюидов, по объему значительно превосходящих магматические расплавы, о чем свидетельствуют масштабы метаморфического преобразования окружающих толщ. Рудообразование является прямым следствием распространения флюидов и их взаимодействий с пропитываемыми толщами. Здесь действовала единая для эвгеосинклинали геотермальная гидросистема, включающая как магматические и интрателлурические флюиды, так и рециркулирующую морскую воду, возможность проникновения которой в этих условиях снимает проблему масштаба воздействия флюидов.

В этой единой системе в широком диапазоне местных структурно-тектонических и более узком — физико-химических условий проявлялись все известные механизмы формирования месторождений разных металлов и генетических типов. Длительность рудообразования находится на уровне длительности геологических процессов, которые она сопровождает. Единая геотермальная гидросистема — первопричина не только образования рудных месторождений и метаморфизма окружающих их толщ, но и формирования

«базальтового» слоя коры в его современном состоянии, параметры которого определяют закономерности размещения месторождений в Уральской эвгеосинклинали.

Некоторые общие соображения. Геодинамическая обстановка, тип геодинамической структуры в основном определяют и геохимический тип оруденения. В областях подъема легкого материала, конвекции в условиях спрединга, рифтогенеза на океанической коре возникают месторождения халькофилов и сидерофилов. Металлы поступают из верхних слоев мантии и окружающих толщ; рудообразующие растворы смешанные (вода ювенильная и океаническая). При субдукции наряду с халькофилами в рудообразовании участвуют и литофилы: металлы опускающейся океанической плиты и ее осадочного чехла. При обдукции в основном мобилизуются литофилы, им сопутствуют повсеместно распространенные халькофилы; источник металлов — континентальная кора. В обоих случаях рудообразующие растворы — это метаморфогенная (высвобождающаяся) вода и сопутствующие ей газы, выделяющиеся при нагреве опускающейся коры. В горячих точках металлы привносятся с больших глубин ювенильными расплавами и растворами в особом сочетании редких литофильных металлов с сидерофилами; образуются также месторождения фосфора и алмазов.

При субдукции в рудообразование активно вовлекается осадочный чехол океанической коры, в котором могут концентрироваться идущие снизу металлы. Примером, вероятно, может служить образование рудной формации черных сланцев. Появление в них лития и других литофилов может свидетельствовать о процессе обдукции. В то же время при этих процессах металлы, наоборот, могут извлекаться из осадочных отложений с образованием в вышележащих толщах эндогенных месторождений.

При современном толковании геодинамических процессов еще больше раскрывается длительность и сложность предыстории рудоотложения. Стирается грань между эндогенными и осадочными процессами в их общем вкладе в рудообразование при широком про-

явлении экзогенных источников металлов и рудообразующих растворов в образовании эндогенных месторождений и, наоборот, эндогенных источников в формировании месторождений, относимых к экзогенным. В последнем случае выявляется большая роль в рудоконцентрации органики, бактерий и других организмов.

Итак, все геодинамические процессы и режимы потенциально рудопродуктивны. Современная обстановка в соответствии с принципами актуализма подсказывает, что должно нас интересоваться в событиях прошлых эпох. Комплекс геологических, геофизических (сейсмических, плотностных, магнитных и др.) и геохимических критериев дает возможность распознавания древних границ плит, континентальных рифтов, горячих точек и других рудопродуктивных структур.

Древние вулканы и их цепочки, площади проявления глубокофокусных землетрясений, контрастные парные метаморфические пояса, зоны палеорифтов, площади развития региональных метасоматических формаций, проявления асимметричной рудной геохимической зональности, линейные и площадные зональные геохимические поля, неорогенные интрузивы специфического состава, пространственные и временные закономерности распределения радиогенных изотопов стронция, неодима, свинца, гелия и аргона, тренды значений абсолютного возраста однотипных геологических образований и их ассоциаций — все это возможные критерии распознавания рудоперспективных зон и площадей, вытекающие из закономерностей геодинамики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е. В. Геодинамика, М., Наука, 1979.
2. Геохимия магматизма. Ред. Л. Н. Овчинников. М., Наука, 1982.
3. Кусков О. Л., Хитаров Н. И. Термодина-

мика и геохимия ядра и мантии Земли. М., Наука, 1982.

4. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М., Недра, 1980.
5. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн. I Междунар. геохим. конгресс. Кн. I. Метаморфизм и метасоматоз. М., Наука, 1972, с. 3—14.
6. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований/Е. В. Плющев, О. П. Ушаков, В. В. Шатов, Г. М. Беляев. Л., Недра, 1981.
7. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М., Мир, 1984.
8. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д. Некоторые аспекты колчеданной металлогенеза. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. М., Наука, 1978, с. 89—98.
9. Овчинников Л. Н. Некоторые закономерности вулканогенного рудообразования. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 4, с. 36—47.
10. Овчинников Л. Н. Современное состояние прикладной геохимии. — В кн.: Развитие минералогии и геохимии и их связь с учением о полезных ископаемых. М., Наука, 1983, с. 131—151.
11. Островский И. А. Термодинамика агрессивных газов в условиях мантии Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 5, с. 5—12.
12. Смирнов В. И. Зоны Бенюфа и магматогенное рудообразование. — Геология рудных месторождений, 1974, № 1, с. 3—17.
13. Шлезингер А. Е., Яниши А. Л. Основные (рифейские и фанерозойские) структуры земной коры. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2, с. 453—456.
14. Allegre C. I., Ben Othman D., Polve M., Richard P. The Nd—Sr isotopic correlation in mantle materials and geodynamic consequences. — Phys. Earth and Planetary Interiors, 1979, v. 19, p. 293—306.
15. Godwin C. I. Imbricate subduction zones and their relationship with upper cretaceous to tertiary porphyry deposits in the Canadian Cordillera. — Canad. J. Earth Sci., 1975, v. 12, p. 1362—1378.
16. Lewis I. S. Consequences of the presence of sulfur in the core of the Earth. — Earth and Planetary Sci. Letters, 1971, v. 11, p. 130—134.
17. Walker W. Mantle cells and mineralization. — Trans. Soc. Min. Engineers, AIME, 1972, v. 252, p. 314—327.
18. Wyllie P. J. Experimental petrology and global tectonics. — a review. — Tectonophysics, 1973, v. 17, p. 189—209.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.461 : 553.061.12+553.078.2(234.85)

Н. Г. БЕРЛЯНД, Н. В. ЛУЦКИНА (ВСЕГЕИ)

Корово-структурный критерий хромитоносности Урала

Большинство ведущих специалистов, занимавшихся изучением гипербазитов и их хромитоносности, понимали роль глубинного строения и истории формирования земной коры как одного из важнейших факторов, влияющих на образование и размещение гипербазитовых массивов [7, 8 и др.]. Однако до недавнего времени недостаток сведений о строении земных недр не позволял использовать этот фактор при региональном прогнозировании. Впервые элементы глубинного строения в качестве рудоконтролирующих введены в Прогнозную карту Урала на хромиты м-ба 1 : 1 000 000 (редактор Н. В. Луцкина, ВСЕГЕИ, 1981 г.). Разработанный при составлении этой карты критерий прогнозирования, названный нами корово-структурным, является естественным продолжением и развитием геотектонического критерия, предложенного С. В. Москалевой [8]. При его разработке использованы следующие материалы: схема районирования Урала по типу строения земной коры масштаба 1 : 1 000 000 (редактор Н. Г. Берлянд, 1979 г.), работы по детальному изучению морфологии и внутреннего строения гипербазитовых массивов [2, 7, 9, 13, 14] и новая формационная классификация хромитовых месторождений для прогнозирования [6]. В последней в отличие от существующих классификационных схем хромитовые формации подразделены на формационные типы, что позволило учесть особенности состава, строения и масштабы хромитового оруденения.

На Урале наиболее широко распространены месторождения хромитовой формации в связи с дунит-перидотитовыми массивами. Все многообразие их сведено к четырем формационным типам, названным по наиболее известным месторождениям. Два из них (кемпирсайский и верблюжьегорский) ассоциируют с первичными субформациями — дунит-гарцбургитовой и соб-

ственно гарцбургитовой [6]. Оруденение представлено преимущественно густо- и мелкокристаллическими и сплошными рудами.

Месторождения кемпирсайского типа являются крупными и содержат основные запасы высокосортных металлургических руд нашей страны, а верблюжьегорского — характеризуются малыми запасами руд и в настоящее время нерентабельны. Однако при существующем дефиците огнеупорных руд представляется целесообразным в перспективе вовлечение в эксплуатацию месторождений верблюжьегорского типа, непосредственно примыкающих к месторождениям вкрапленных руд Алапаевского, Восточно-Тагильского и других массивов.

Два других формационных типа представлены вторичными субформациями гипербазитов: ключевской — на контакте с интрузиями габбро в связи с клинопироксенит-верлит-дунитовой субформацией и курмановской, связанной с субформацией дунит-оливинизированных гарцбургитов [6]. Руды месторождений этих типов вкрапленные, с резким преобладанием редко- и убоговкрапленных разновидностей. Сейчас они рассматриваются как источник для расширения хромитовой базы нашей страны.

Анализ данных по хромитоносности Урала показал широкое распространение таких месторождений и возможность выявления среди них крупных промышленных объектов. Сарановские месторождения Урала, содержащие руды химического и огнеупорного сортов, отнесены нами к одноименному формационному типу и рассматриваются как представители хромитовой формации в связи с расслоенными интрузиями гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации. Они соответствуют средним и малым промышленным объектам.

Глубинное строение Урала и результаты районирования его по типу строения земной коры подробно описаны в работе [3], поэтому здесь мы повторять не будем. Нами сделана попытка увязать особенности размещения хромитоносных гипербазитовых массивов с типом строения земной коры. По положению в разрезе земной коры выделены шесть основных хромитоносных зон (рис. 1).

I хромитоносная зона — самая значительная по площади, а также по реальной и потенциальной продуктивности — соответствует зоне Главного глубинного шва (ГГШ) и приурочена к Кемпирсайскому гипербазитовому поясу, в котором сосредоточены все крупнейшие массивы дунит-перидотитовой формации: Кемпирсайский (7), Хабаровинский (6), Халиловский (5), Войкарский (3), Рай-Из (2), Сыум-Кеу (1) (см. рис. 1, а, б). ГГШ отделяет Центральную (Б) область (Тагило-Магнитогорский палеорифт) с корой островодужного типа от Западной (А) с древней континентальной корой. В отличие от Главного уральского глубинного разлома (ГУГР), картируемого по геологическим данным и понимаемого в свете современных представлений как Главный уральский надвиг, Главный глубинный шов выделен по геофизическим данным: сейсмическим и региональной гравитационной ступени. На одних участках они в плане совпадают, на других удалены друг от друга на значительное расстояние (см. рис. 1, а, б). По данным ГСЗ [5, 10], Главный глубинный шов представляет собой мощную зону нарушений, захватывающую «базальтовый» слой и распространяющуюся в глубь мантии, очевидно, на сотни километров. В этой зоне происходит резкая и полная перестройка земной коры и верхней мантии: наблюдаются резкое погружение поверхностей Мохоровичича и более глубоких слоев верхней мантии, увеличение мощности коры, появление мощной переходной зоны между корой и верхней мантией, подъем поверхности и увеличение мощности «базальтового» слоя, изменение физических параметров коры и мантии.

В строении Кемпирсайского пояса четко прослеживается широтная зо-

нальность, которая может быть объяснена соответствующим строением и развитием земной коры Тагило-Магнитогорской мегазоны [3]. Массивы распространены только на севере (Полярный и Приполярный Урал) и на юге (Южный Урал и Мугоджары), где меланократовый фундамент является альпинотипным, представленным образованиями дунит-перидотитовой формации и метагббро-амфиболитами (см. рис. 1).

Все крупные хромитоносные массивы сосредоточены в поперечных зонах с наиболее высокой основностью коры ($\beta \geq 0,90$) [3], характеризующихся наиболее приподнятым залеганием меланократового фундамента и «базальтового» слоя, вплоть до выхода его на поверхность в ненарушенном автохтонном залегании (рис. 2). Кора этих зон сопоставима с корой позднеокеанической — раннестроводужной стадии развития эвгеосинклинали [3]. Большинство массивов приурочено к участкам сочленения ГГШ и выделенным на севере и юге Урала купольно-кольцевым структурам первого класса: Щучинской (1), Войкарско-Салехардской (2) и Кемпирсайско-Аккаргинской (3) (см. рис. 1, а). Следует отметить, что природа последней структуры неясна.

Наконец, все крупные массивы расположены напротив древнейших архейских ядер в теле кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы: массивы Полярного Урала — напротив Большеземельского выступа (глыбы Карпинского [3]), массивы Мугоджар — напротив гипотетического Актюбинского древнего блока, выделенного на основе сходства структуры физических полей участков, где установлено развитие гранулитовых ядер в теле фундамента платформы.

Морфология и характер распространения на глубину массивов Кемпирсайского пояса детально изучались многими исследователями по гравитационному и магнитному полям [2, 7, 9, 13, 14].

Южная группа включает массивы, развитые в Мугоджарах. Кемпирсайский массив, единственный пересеченный профилем ГСЗ (А. И. Антоненко и др., 1976 г.), расположен по обе стороны Главного глубинного шва.

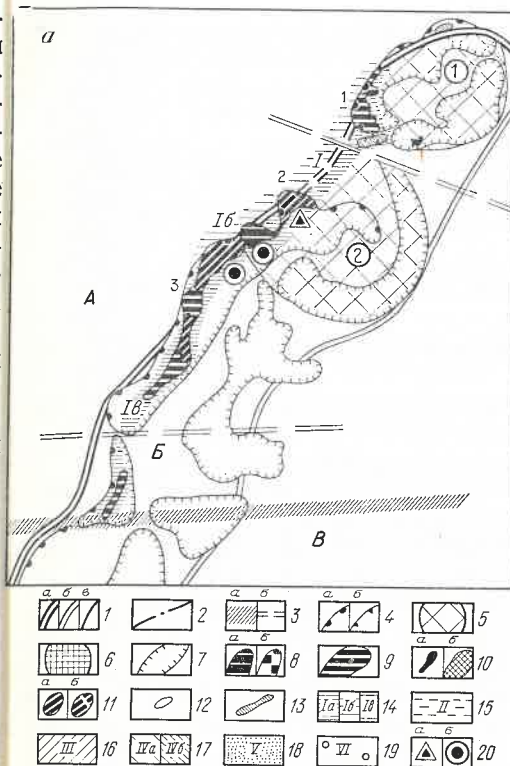
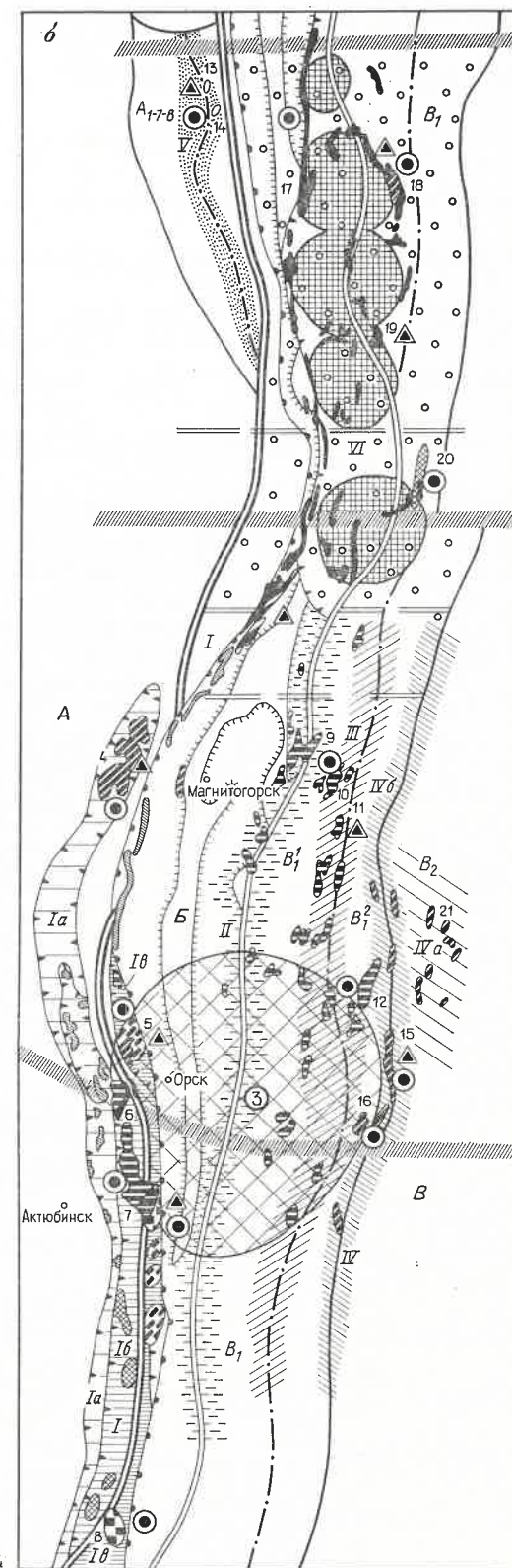
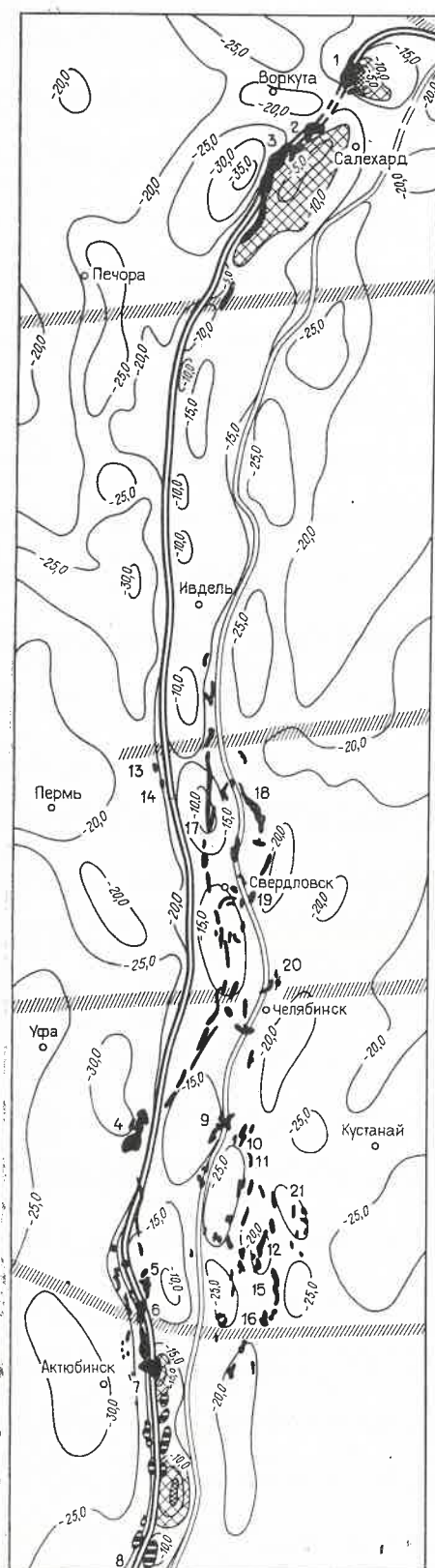


Рис. 1. Хромитоносные зоны и рудоконтролирующие элементы глубинного строения земной коры Урала (а — северный фрагмент, б — южный фрагмент)

А, Б, В — районирование Урала по типу строения земной коры: А — Западная область с древней континентальной корой, Б — Центральная область с корой островодужного типа, В — Восточная область с корой континентального типа
1 — глубинные швы (а — Главный, б — Восточный, в — разграничивающий мегазоны В₁ и В₂); 2 — осевые разломы внутриконтинентальных рифтов и рифтоподобных структур; 3 — субширотные разломы (а — трансрегиональные, б — региональные); 4 — важнейшие региональные надвиги (а — Главный уральский, б — прочие); 5—6 — структуры купольно-кольцевого типа: 5 — первого класса (1 — Щучинский массив, 2 — Войкарско-Салехардский, 3 — Кемпирсайско-Аккаргинский), 6 — второго класса; 7 — зоны развития меланократового фундамента; 8—13 — субформации дунит-перидотитовой формации и соответствующие им формационные типы хромитового оруденения на поверхности (а) и на глубине (б): 8 — дунит-гарцбургитовая (кемпирсайский тип), 9 — собственно гарцбургитовая (верблюжьегогорский тип), 10 — клинопироксенит-верлит-дунитовая (ключевской тип), 11 — дунит-оливинизированных гарцбургитов (курмановский тип), 12 — гарцбургит-норитовая (сарановский тип), 13 — серпентиниты в составе серпентинитового меланжа; 14—19 — хромитоносные зоны и подзоны и их номера; 20 — месторождения хромитовых руд (а — известные, б — прогнозируемые). Гипербазитовые массивы: 1 — Сыум-Кеу, 2 — Рай-Из, 3 — Войкарский, 4 — Крака, 5 — Халиловский, 6 — Хабаровинский, 7 — Кемпирсайский, 8 — Даульский, 9 — Куликовский, 10 — Татищевский, 11 — Верблюжьегогорский, 12 — Шевченковский, 13 — Сарановский, 14 — Тесовский, 15 — Аккаргинский, 16 — Буруктальский, 17 — Восточно-Тагильский, 18 — Алапаевский, 19 — Ключевской, 20 — Муслюмовский, 21 — Притобольский





Юго-восточная часть его, находящаяся в области Б, сложена породами дунит-гарцбургитовой субформации, а северо-западная (область А) — образованиями собственно гарцбургитовой субформации с отдельными участками вторичной дунит-верлит-клинопироксенитовой (см. рис. 1, б). В. И. Сегаловичем [13] по полю Δg и сейсмическим данным установлено, что северо-западная часть массива представляет собой тонкую пологую пластину, а юго-восточная — крупное тело мощностью более 10 км, круто погружающееся на восток под эвгеосинклинальные образования.

Хабарнинский массив расположен непосредственно западнее Главного глубинного шва и сложен породами двух субформаций: существенно гарцбургитовой и клинопироксенит-верлит-дунитовой. Мощность массива 2—3 км [9], т. е. он имеет плоскую, возможно, чашеобразную форму, и гипербазиты не распространяются на глубину.

Халиловский массив находится непосредственно восточнее Главного глубинного шва. Судя по приуроченности к нему интенсивного максимума $\Delta g_{\text{лок}}$, гипербазиты, представленные преимущественно породами субформации дунит-оливинизированных гарцбургитов, распространяются на значительную глубину.

Цепь южных массивов, погребенных под отложениями мезо-кайнозой на глубине от 0,1 до 1—2 км, выделена А. П. Бачиным [2] по максимумам $\Delta g_{\text{лок}}$. Эти массивы расположены по обе стороны от Главного глубинного шва, но в основном восточнее, в области Б (см. рис. 1). Приуроченность к ним максимумов $\Delta g_{\text{лок}}$ заставляет предполагать, что гипербазиты распространяются на большую глубину.

Рис. 2. Сопоставление размещения гипербазитовых массивов с рельефом поверхности «базальтового» слоя
1 — гипербазитовые массивы (а — на дневной поверхности, б — под покровом мезозойско-кайнозойских отложений); 2 — стратонизогипсы поверхности «базальтового» слоя, км (использованы материалы И. С. Огарина, 1974, 1980 гг.; Б. Г. Семенова, Г. Г. Екиндиной, А. А. Цветковой, 1983 г.); 3 — глубинные швы (а — Главный, б — Восточный); 4 — трансрегиональные субширотные разломы; 5 — выходы на дневную поверхность образований «базальтового» слоя, находящихся в автохтонном залегании; 6 — положительные структуры «базальтового» слоя, приближенные к дневной поверхности на глубину менее 5 км. 1—21 — гипербазитовые массивы (см. рис. 1)

Даульский массив (8) по положению в разрезе коры, характеру и интенсивности гравитационных и магнитных аномалий над ним идентичен Кемпирсайскому. Это позволяет предполагать, что его восточное крыло сложено породами дунит-гарцбургитовой субформации, а западное — серпентинизированными образованиями гарцбургитовой и клинопироксенит-верлит-дунитовой субформаций. По морфологии Даульский массив также сходен с Кемпирсайским [2]. Западное крыло, расположенное западнее Главного глубинного шва (см. рис. 1, б), имеет пологое падение и незначительную мощность, а восточное, находящееся в области Б восточнее глубинного шва, характеризуется большой мощностью и крутым падением.

Северная группа включает массивы Полярного Урала. Все они расположены непосредственно в зоне Главного глубинного шва к западу и к востоку от него (см. рис. 1, а).

Войкарский массив (3) — крупнейший на Полярном Урале. Западное его крыло сложено в основном вторичными породами субформации дунит-оливинизированных гарцбургитов, а восточное — на контакте с габбро-амфиболитами — породами клинопироксенит-верлит-дунитовой субформации. Кроме того, основываясь на сочетании максимума $\Delta g_{\text{лок}}$ со спокойным магнитным полем, можно предполагать развитие на глубине в районе массива Пай-Ер пород дунит-гарцбургитовой субформации. По данным А. А. и Г. Н. Савельевых (1969 г.), массив погружается к востоку под углом 30—40° в виде пластообразного тела мощностью 8—10 км. Наши расчеты по полям Δg и $(\Delta T)_a$ показали, что западная часть массива маломощная, при движении на восток мощность гипербазитов возрастает, но не превышает 4—6 км.

Массив Рай-Из (2) сложен преимущественно сильно измененными и антигоритизированными породами субформации дунит-оливинизированных гарцбургитов. Северо-западное его крыло имеет падение 48—60° на юго-восток, мощность, по данным Ю. Е. Молдаванцева и др. [7], 1,5—2,0 км, а по данным И. Ф. Таврина и др. [14] 2—4 км.

Массив Сыум-Кей (1) представлен породами собственно гарцбургитовой субформации, которые, судя по отсутствию над массивом максимума $\Delta g_{\text{лок}}$ и приуроченности к нему высокоинтенсивных магнитных аномалий, претерпели наиболее глубокую по сравнению с другими массивами Полярного Урала переработку и антигоритизацию. Расчеты по полям Δg и $(\Delta T)_a$ показали, что западный контакт массива полого падает на восток под углом 36—37°, мощность его не превышает 2 км [7].

Кроме описанных выше крупных массивов в зоне Главного глубинного разлома находится серия мелких, полностью серпентинизированных массивов, мощность которых по весьма ориентировочной оценке не превышает 1—2 км.

В состав зоны I нами включены массивы Кракинской группы, расположенные западнее Главного глубинного шва (область А). Крупнейшими из них являются массивы Крака (см. рис. 1, б, 4), сложенные в основном породами субформации дунит-оливинизированных гарцбургитов и представляющие собой пластообразные тела мощностью от 1 до 4,5 км [9]. Остальные массивы характеризуются развитием тех же, но интенсивно серпентинизированных пород; мелкие маломощные их тела, так же как и массивов Крака, имеют аллохтонное залегание [9, 12 и др.]. Близость геолого-петрографических характеристик и состава оруденения как этих, так и массивов Кемпирсайского пояса указывает на их генетическое единство.

Таким образом, в зоне Главного глубинного шва наблюдается большой диапазон изменения морфологии и размеров гипербазитовых тел. Однако важнейшей ее особенностью является то, что именно в ней сосредоточены все крупные массивы Урала, уходящие на большую глубину. В строении зоны, особенно ее южной части, четко проявляется продольная зональность: с запада на восток выделяются подзоны Ia, Ib и Ic (см. рис. 1). К последней, расположенной непосредственно восточнее шва, приурочены уходящие на глубину восточные части крупнейших массивов — Кемпирсайского, Даульского, Халиловского, Войкарского

и погребенных южных. Эти массивы представляют собой гигантские аллохтонные пластины [12], рассматриваемые как породы верхней мантии, выведенные на дневную поверхность. Четкая приуроченность массивов к зоне Главного глубинного шва свидетельствует о том, что перемещения были относительно небольшими и гипербазиты остались в зоне формирования (Тагило-Магнитогорском палеорифте), а не «оторвались» от меланократового фундамента эвгеосинклинали, с которым они соединяются на глубине.

Появление описанных выше пластин только на Полярном Урале и в Мугоджарах, возможно, объясняется тем, что здесь обнажаются наиболее глубокие срезы коры (вплоть до «базальтового» слоя), при этом развитие земной коры этих районов остановилось на позднеокеанической — раннеостроводужной стадиях, поэтому гипербазиты не перенесли существенной тектонической переработки. Наконец, древние жесткие глыбы в теле фундамента Восточно-Европейской платформы и внутри палеорифта («микроконтиненты») служили своеобразными тисками, которые выжали на поверхность образования верхней мантии.

Подзона 1б расположена западнее глубинного шва, примыкает к нему и частично включает его. В ней сосредоточены либо утоненные западные крылья крупных массивов, либо самостоятельные массивы, имеющие небольшую мощность и пластино- или чашеобразную форму. Эти массивы (Хабарнинский, Рай-Из, Сыум-Кеу) представляют собой аллохтонные пластины, полностью отторгнутые от своих корней [12]. Они подверглись значительно большей тектонической переработке, чем массивы подзоны 1в, но по строению и вещественному составу аналогичны западным утоненным крыльям Кемпирсайского, Даульского, Войкарского и других массивов, надвинутым на миогеосинклинальные образования. Разница заключается лишь в том, что первые в процессе шарьирования были оторваны от своих корней, а вторые — нет.

Подзона 1а расположена к западу от Главного глубинного шва, на некотором удалении от него. Все массивы этой подзоны находятся в аллохтон-

ном залегании, большинство из них (исключая Крака) — типичные образования серпентинитового меланжа, возникающие на поздних стадиях шарьирования [12]. Они сформировались в пределах Тагило-Магнитогорского палеорифта, но удалены от него и преобразованы в результате длительных перемещений.

В зоне Главного глубинного шва сосредоточены основные запасы высокохромистых руд кемпирсайского типа подзоны 1в на вкрапленные руды курмановского типа. Они приурочены к юго-восточной уходящей на большую глубину частей Кемпирсайского массива. Среди дружно погруженной части Халиловского массива формационных типов резко преобладают вкрапленные кемпирсайского массива и непосредственно к руд курмановского типа, связанные с югу от него в южной цепи погребенных субформацией дунит-оливинизированных гарцбургитов и известные в юго-восточной части Кемпирсайского (мелких участках Войкарского массива и др.), в Халиловском и Рай-Изском массивах. Кроме того, значительные концентрации таких руд установлены в Среднем Краке и Катралинском. Месторождения этого формационного типа присутствуют также в подзонах 1а и 1б. Кроме того, в последней размещаются небольшие запасы месторождения ключевско-типа (Хабарнинский массив).

Открытие новых месторождений высокохромистых руд кемпирсайского типа возможно только в пределах подзоны 1в, перспективность которой оценивается довольно высоко. Оруденение этого типа можно ожидать во всех крупных массивах подзоны, уходящих на значительную глубину, но наиболее перспективен Даульский, сходный как по характеру физических полей, так и по морфологии с Кемпирсайским. Это позволяет предположить, что в восточной части массива широко развиты породы дунит-гарцбургитовой субформации, с которыми связано оруденение высокохромистых руд, на что указывали А. П. Бачин [2], С. В. Москалев [8] и др.

В пределах Войкарского массива оруденение кемпирсайского типа можно ожидать в районе горы Пай-Ер, где сочетание физических полей, характерное для юго-восточной части Кемпирсайского массива, указывает на возможность развития на небольшой глубине пород дунит-гарцбургитовой субформации. Однако меньшая мощность массива и амплитуда максимума $\Delta g_{\text{лок}}$ не позволяют с уверенностью оценивать его перспективность. Оруденение высокохромистых руд уверенно прогнозируется к югу от известных Южно-Кемпирсайских месторождений в погруженной части массива на площади распространения максимума $\Delta g_{\text{лок}}$ [8, 11, 15, 16 и др.]. Высокочромистых руд кемпирсайского типа подзоны 1в на вкрапленные руды курмановского типа. Открытие но-

уходящей на большую глубину частей Кемпирсайского массива. Среди дружно погруженной части Халиловского массива формационных типов резко преобладают вкрапленные кемпирсайского массива и непосредственно к руд курмановского типа, связанные с югу от него в южной цепи погребенных субформацией дунит-оливинизированных гарцбургитов и известные в юго-восточной части Кемпирсайского (мелких участках Войкарского массива и др.), в Халиловском и Рай-Изском массивах. Кроме того, значительные концентрации таких руд установлены в Среднем Краке и Катралинском. Месторождения этого формационного типа присутствуют также в подзонах 1а и 1б. Кроме того, в последней размещаются небольшие запасы месторождения ключевско-типа (Хабарнинский массив).

ние поверхности «базальтового» слоя, ступенчатый подъем границы Мохоравичича и более глубоких скоростных границ в мантии. Таким образом, Восточный глубинный шов, так же как и Главный, является зоной глубинной перестройки вещества коры и верхней мантии. Однако в отличие от зоны последнего, где происходит резкое скачкообразное изменение структуры коры, зона этого шва достаточно широкая с постепенным изменением характера глубинного строения.

Массивы II зоны невелики по размерам, самый крупный из них — Куликовский (9) — имеет площадь 110 км². По составу слагающие их породы относятся к собственно гарцбургитовой субформации [6]. Характер физических полей (отсутствие максимумов $\Delta g_{\text{лок}}$ и наличие интенсивных магнитных аномалий) указывает на интенсивную их серпентинизацию. Судя по сейсмическим материалам и данным работы [9], мощность массивов не более 1—1,5 км; они имеют форму выклинивающихся пластов или клинообразных тел и могут рассматриваться как серпентинитовые протрузии, возникшие в результате более поздних движений по крупным надвигам и разломам. Формационные различия между массивами рассматриваемого* и Кемпирсайского поясов, по-видимому, могут быть объяснены различиями глубинного строения и разной ролью в истории развития региона Главного и Восточного глубинных швов.

В соответствии с развитой во II зоне гарцбургитовой субформацией все известные здесь многочисленные малые месторождения и проявления хромитовых руд (Куликовское, Кацбахское, Бриентское и др.) относятся к верблюдьегорскому типу. Интенсивная серпентинизация и тектоническая переработка гипербазитовых массивов этой зоны не позволяют дать высокую оценку ее хромитонности.

III хромитонная зона расположена в мегазоне В₁ (см. рис. 1, б) с корой интенсивно регенерированного подтипа, соответствующей южной ветви Алапаевского-Тативского пояса. Массивы тяготеют к осевому разлому Восточно-Уральской рифтоподобной структуры, разделяющему Восточно-

Уральское поднятие (B^1_1) и Алапаевско-Иргизский прогиб (B^2_1). Разлом, судя по сейсмическим данным, распространяется в низы коры, а возможно, и в мантию. Массивы III зоны, за исключением Татищевского (10) и Шевченковского (12), являются мелкими, сильносерпентинизированными, сложены породами первичной гарцбургитовой субформации и несут оруденение верблюжьегогорского типа. Сходство формы, размеров, формационной принадлежности и типа оруденения массивов II и III хромитоносных зон позволяет предполагать, что они генетически едины. Наиболее перспективным в III зоне мы считаем самый крупный Шевченковский массив, расположенный на периферии Кемпирсайско-Аккаргинской купольно-кольцевой структуры.

IV хромитоносная зона приурочена к глубинному разлому, разделяющему мегазоны с интенсивно (B_1) и слабо (B_2) регенерированными подтипами коры. В ней выделены две подзоны. Подзона IVa охватывает Джетыгаринско-Аккаргинский пояс, представленный серией вытянутых субмеридиональных массивов, составляющих единую линейную систему. Глубинный шов, которому в гравитационном поле соответствует высокоградиентная ступень, по данным ГСЗ имеет крутое падение, начинается в верхах коры и уходит в мантию. Массивы сложены породами собственно гарцбургитовой субформации. Однако для них характерно и развитие зон вторичной оливинизации, что обусловило образование субформации дунит-оливинизированных гарцбургитов. Наиболее широко они проявлены в Аккаргинском массиве (15), расположенном на участке пересечения глубинного шва с Кемпирсайско-Аккаргинской купольно-кольцевой структурой (см. рис. 1, б). С этим массивом мы связываем основные перспективы на открытие промышленных месторождений вкрапленных руд курмановского типа. На периферии купольно-кольцевой структуры находится и другой крупный массив — Буруктагский (16). В его пределах, по данным бурения и интерпретации физических полей, на глубине до 0,5 км установлены породы субформации дунит-оливинизированных гарцбургитов, что

позволяет высоко оценивать его перспективность.

Подзона IVб, объединяющая Притесовскую группу гипербазитовых массивов, находящихся в мегазоне B_2 [3], включает серию неупорядоченных серпентинизированных гипербазитовых массивов мелких тел с «оборванными» очертаниями, мощность которых не превышает 0,5—1,0 км [2, 4]. Все это позволяет предполагать, что они находятся в аллохтонном залегании, шарпированы и являются фрагментами Джетыгаринско-Аккаргинского пояса, в состав которого близки по составу слагающих их пород и наличии проявлений курмановского типа (Грининский массив). Эта подзона практически бесперспективна на хромитовое оруденение.

V хромитоносная зона соответствует Сарановскому поясу малых расслоенных тел габбро-гипербазитов, расположена в области А с древней континентальной корой и приурочена к осевому разлому позднерифейско-вендского внутриконтинентального рифта [3]. Однако гипербазитовые массивы выявлены не на всем протяжении этого разлома, а только в пределах зоны A_{1-7-8} (см. рис. 1, б) со смешанным подтипом коры, где рифтогенные структуры наложены на выступ кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Массивы Сарановской группы относятся к гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации, несущей необычное для данного региона стратиформное хромитовое оруденение. Четкая приуроченность массивов к осевому рифтовому разлому, их формационная принадлежность и характер оруденения указывают на то, что они образовались в платформенных условиях и в отличие от массивов Крайнего пояса (зона Ia) не входят в автохтонное залегание.

Таким образом, оруденение сарановского типа генетически связано с внутриконтинентальным рифтогенезом, при этом наиболее благоприятными оказываются участки развития рифтогенных структур в пределах выступов древнего жесткого основания платформы. Исходя из сказанного выше, мы считаем перспективной на стратиформное хромитовое оруденение участок зоны осевого разлома позднерифейско-вендского

рифта, ограниченный с севера и юга границами зоны A_{1-7-8} [3]. На основании полной аналогии положения в разломе коры Тесовского (14) и хромитовых Сарановских массивов высоко оценивается перспективность первого.

VI хромитоносная зона названа нами Поперечной, поскольку она принципиально отличается от остальных (I—V), приуроченных к элементам глубинного строения субмеридионального залегания, шарпированы и являются фрагментами Джетыгаринско-Аккаргинского пояса, в состав которого близки по составу слагающих их пород и наличии проявлений курмановского типа (Грининский массив). Эта подзона практически бесперспективна на хромитовое оруденение.

Массивы гипербазитов Поперечной зоны сложены породами гарцбургитовой субформации. Однако обилие небольших сложной формы («рваных») тел габбро, тесно ассоциирующих с гипербазитами, обусловило интенсивные метасоматические преобразования массивов на контакте с габбро. Этим объясняется широкое развитие здесь пород клинопироксенит-верлит-дунитовой субформации (Ключевский, Восточно-Тагильский, Верхнеинвинский, Первомайский массивы и др.). Значительно реже распространены породы субфор-

мации дунит-оливинизированных гарцбургитов (Алапаевский массив). По данным расчетов И. Ф. Таврина [9], рассматриваемые массивы представляют собой веретенообразные и пластовые круто наклоненные тела, направление их падения часто меняется, и они как бы скручиваются; вертикальные размеры тел от 1 до 5—6 км. Большинство из них представляет собой серпентинитовые протрузии, выжатые под действием мощных горизонтальных сил сжатия по границам крупных жестких сиалических блоков, попавших в зону межконтинентального рифтогенеза.

В Поперечной зоне преобладают месторождения и проявления вкрапленных руд. Отмечаются пространственно совмещенные оруденения ключевского и курмановского типов или порознь, или совместно с проявлениями и месторождениями исходного — верблюжьегогорского типа, но всегда именно вкрапленное оруденение представляет интерес как объект прогноза. Следует подчеркнуть, что наиболее перспективными на открытие месторождений являются сравнительно менее метаморфизованные крупные тела гипербазитов, приуроченные к внешним границам купольно-кольцевых структур, — Восточно-Тагильский (17), Алапаевский (18), Ключевской (19) и Муслюмовский (20).

Итак, выполненный анализ показал, что элементы глубинного строения земной коры — важнейшие факторы регионального прогноза хромитового оруденения на Урале. Тип коры оказывает решающее влияние на размещение гипербазитовых массивов и их хромитоносность. Большинство массивов, в том числе все крупнейшие по размерам и оруденению, сосредоточены в области В с корой островодужного типа или на ее границах. Массивы, находящиеся в областях А и В с корой континентального типа, значительно меньше по своим размерам и масштабам хромитоносности. Большая часть из них попадает в область В и приурочена к мегазоне B_1 с корой интенсивно регенерированного подтипа. Массивы, залегающие в области А с древней континентальной корой (Крака и др.), находятся в аллохтонном залегании [9—12] и генетически связаны с областью В. Исключение пред-

ставляют массивы Сарановской группы, образовавшиеся на месте в области А и связанные со специфическим смешанным подтипом коры, в пределах развития которой (зона А₁₋₇₋₈) рифтогенные структуры накладываются на выступ древнего кристаллического фундамента.

Элементами глубинного строения, к которым непосредственно приурочены выделенные хромитоносные зоны различной формационной принадлежности, являются:

— Главный глубинный шов, с которым связаны месторождения всех формационных типов, а также только здесь известное мощное оруденение кемпирсайского типа и самые значительные концентрации вкрапленных руд курмановского типа;

— Восточный глубинный шов — главный объект оруденения верблюжьего типа в виде серии малых и средних месторождений;

— глубинный шов, разделяющий мегазоны В₁ и В₂ — месторождения курмановского типа;

— осевой разлом позднерифейско-вендского внутриконтинентального рифта — необычные для Урала стратиформные Сарановские месторождения;

— Поперечная зона интенсивной тектонической переработки — оруденение вкрапленных руд преимущественно ключевского типа.

К элементам глубинного строения, которыми обусловлена поперечная зональность хромитоносных зон и характер размещения в них гипербазитовых массивов, относятся:

— широтные глубинные разломы, разделяющие хромитоносные зоны уральских простираций на поперечные блоки с различным строением земной коры и различной хромитоносностью;

— зональность строения «базальтового» слоя меланократового фундамента и изменение коэффициента основности в пределах области В, вызывающие поперечную зональность хромитоносных зон, — все крупнейшие гипербазитовые массивы сосредоточены в поперечных блоках с $\beta \geq 0,90$ и с наиболее приподнятым залеганием «базальтового» слоя и меланократового фундамента, являющегося альпийно-типом. Эти поперечные блоки рассматриваются как участки палеориф-

та, отмершие на самых ранних стадиях развития эвгеосинклинали;

— структуры купольно-кольцевого типа, по периферии которых четко локализируются гипербазитовые массивы кольцом окружая блоки древней (AR—PR₁) континентальной коры, попавшие в зону рифтогенеза; при этом значительная часть массивов приурочена к участкам пересечения этих структур с глубинными швами.

Наконец, важную, хотя и косвенную роль в размещении гипербазитов Урала играет распределение древнейших блоков в теле фундамента соседних Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ, представляющих собой жесткие упоры, под действием которых в пределах палеорифта выдвигались наиболее глубинные магматические образования.

На основании сведений о положении в разрезе земной коры и характере глубинного строения высоко оцениваются перспективы следующих массивов;

на месторождения кемпирсайского типа — Кемпирсайского (юго-восточная часть), Даульского и Пай-Ер (северо-восточная часть Войкарского массива);

курмановского типа — Халиловского Крака, Войкарского (центральная часть), Аккаргинского, Буруктаьского;

ключевского типа — Восточно-Таврического, Алапаевского, Ключевского Муслимовского;

верблюжьего типа — Шевченко, Татищевского, Кемпирсайского (северная часть);

сарановского типа — Тесовского массива.

Таким образом, применение корово-структурного критерия в комплексе с геологическими и с разработанной новой формационной классификацией хромитовых месторождений [6] позволило впервые выделить на Урале хромитоносные зоны и отдельные массивы, потенциально перспективные на различные типы оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ананьева Е. М., Дорофеев В. В., Горонвич Е. Б. Гипербазиты Урала в физических полях. — Труды СГИ, 1967, вып. 50, с. 130—143.

2. Бачин А. П. О строении Даульско-Кокпектинского ультраосновного массива. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 2, с. 433—436.

3. Берлянд Н. Г. Районирование Урала по типу строения земной коры. — Сов. геология, 1982, № 11, с. 78—89.

4. Грешнер С. Г., Бачин А. П. Основные черты геологического строения допалеозойского фундамента Мугодзар. — Сов. геология, 1963, № 11, с. 14—25.

5. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М., Недра, 1976.

6. Луцкина Н. В. Классификация хромитовых месторождений для прогнозирования. — Разведка и охрана недр, 1983, № 2, с. 7—11.

7. Молдаванцев Ю. Е., Берлянд Н. Г., Казак А. П. Разрез земной коры Полярного Урала по геолого-геофизическим данным. — Труды ВСЕГЕИ, 1977, т. 240, с. 85—91.

8. Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л., Недра, 1974.

9. Нечушкин В. М., Соколов В. Б., Таврин И. Ф. Положение в структуре земной коры Урала и строение гипербазит-базитовых комплексов. — В кн.: Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск, 1979, с. 110—122.

10. Новые данные о глубинном строении Урала (по результатам исследований на Красноуральском профиле ГСЗ)/В. С. Дружинин, Ю. С. Каретин, В. М. Рыбалка, Н. И. Халевин. — Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 1, с. 173—176.

11. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., Наука, 1968.

12. Перфильев А. С., Руженцев С. В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. — Геотектоника, 1973, № 3, с. 14—26.

13. Сегалович В. И. Геофизическая модель Кемпирсайского массива в свете новых представлений о тектонике Урала. — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 3, с. 69—72.

14. Таврин И. Ф., Родионов П. Ф. О строении ультраосновных массивов западного крыла Магнитогорского синклиория по геофизическим данным. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, 1983, с. 301—312.

15. Шульгин М. Ф., Степанов Е. П. Геологическая позиция Кемпирсайского массива и его хромитоносность с основами карты прогноза хромитовых месторождений. — В кн.: Материалы совещания по составлению прогнозов металлогенических карт на хромиты. М., ВИАМС, 1971, с. 100—110.

16. Щербакова С. В. Петрографические и геофизические критерии хромитоносности альпийно-типовых гипербазитов Полярного Урала. — В кн.: Петрография литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюз. петрографического совещания. Л., Недра, 1981, с. 347—348.

УДК 551.26 : 553.412

М. М. КОНСТАНТИНОВ, А. А. СИДОРОВ (ЦИНГРИ)

Серебрянорудные формации вулканических областей

Рудноформационный анализ, основы которого заложены трудами Р. М. Константинова, В. А. Кузнецова, Д. В. Рундквиста, И. Н. Томсона, А. Д. Щеглова и других исследователей, сравнительно мало разработан применительно к задачам прогноза и поисков месторождений благородных металлов. Этот метод металлогенических исследований может оказаться весьма эффективным для прогнозирования серебряных месторождений.

Применение рудноформационного анализа позволяет:

— установить типовые геологические обстановки нахождения и формирования месторождений определенной формационной принадлежности и разработать на этой основе геологические критерии прогнозирования;

— уточнить границы и возможности применения метода аналогий при оценке слабоизученных месторождений на основе определения их формационной принадлежности;

— обосновать возможности выявления новых (для того или иного региона) типов месторождений, занимающих закономерное положение в рядах рудных формаций.

Систематика месторождений связана с рядом трудностей. Прежде всего, невозможно дать строгое определение таким разнородным объектам, какими являются рудные месторож-

дения. В понятие «рудная формация» возможно и целесообразно включить сходство минерального состава и близость геологических условий нахождения соответствующей группы месторождений [3]. Как правило, в каждом крупном регионе рудные формации выделяются исходя из определенных традиций, которые заложены теми или иными исследователями и опираются на металлогенические особенности провинций. Региональные наименования рудных формаций следует, по нашему мнению, сохранять. Тем более что межрегиональная идентификация рудных формаций обычно не представляет большого труда. Учитывая это, авторы в своей надрегionalной систематике пользуются понятием «серии рудных формаций», объединив в каждой серии идентичные или близкие региональные рудные формации. При дальнейшей разработке последние, вероятно, можно будет отнести к рангу субформаций, сохранив при этом общую соподчиненность понятий.

Учитывая особенности вещественного состава руд и промышленную значимость составляющих их металлов, среди месторождений серебряных руд целесообразно выделить две группы: собственно серебряных и комплексных; серебряносодержащих руд (таблица). Граница между этими группами иногда условна, поскольку сереб-

Систематика формаций месторождений серебра в вулканических областях

Характеристика формаций	Серебряные месторождения				
	Серебряно-(золото)-свинцово-цинковая	Серебряно-урановая	Серебряно-никель-кобальт-мышьяковая	Серебряная порфировая	Серебряная стратиформная
Основные минеральные ассоциации	Кварц-адуляр-хлорит-кальцит-амегистовая Кварц-адуляр-родонитовая Сульфидная серебросодержащая (пирит-сфалерит-галенит-халькопирит-тетраэдритовая) Серебряная (пирит-акантит-полибазит-пираргирит-агиларит-наумитрум-серебряная)	Уранинит-арсенопирит-сидерит-кварцевая Тетраэдрит-сидеритовая Кварц-сидерит-галенитовая	Кварц-кальцит-доломитовая Сульфосенильная (кобальтин, арсенопирит, никелин, раммельсбергит и др. с серебром и висмутом) Серебряная (серебро с акантитом, галенитом, висмутином, доломитом, кальцитом) Сульфидная (сульфиды Co, Ni с пирротинном, марказитом, пиритом и кварцем) Сульфосолевая (сульфосоли с кальцитом и самородным Ag)	Кварц-науманитовая Серебряно-акантит-сульфосолевая (со сфалеритом, халькопиритом, галенитом, пиритом, кубанитом)	Сульфидная Галенит (сереброносный)-сфалерит-халькопирит-тетраэдритовая Пирит-серебро-баритовая Серебряно-флюорит-барит-окисно-марганцевая Кераргирит-эмболитовая
Позиция металлогенических зон	Зоны активизации складчатых областей, вулканические пояса окраин континентов				
Потенциально рудоносные магматические формации	Андезит-липаритовая Монцонит-диоритовая	Монцонит-диоритовая	Габбро-диабазовая	Липарито-дацитовая	—
Типовая геологическая обстановка нахождения рудных полей	Купольные поднятия, прорванные штоками кварцевых монцонит-диоритов и рассеянные сбросами	Зоны изоклиальной складчатости, осложненные продолжными разломами, штоки монцонитов	Арко- и мутьдообразные перегибы, слилы диабазов в пологой толще песчаников и конгломератов	Апикальные части субвулканов и вмещающие их туфы	Туфогенно-песчанистые горизонты на склонах палеовулканических сооружений
Характерные рудовмещающие породы	Липариты, андезиты, гнейсы, известняки	Кристаллические сланцы, гнейсы	Диабазы, конгломераты, песчаники	Туфы липаритов	Песчаники, туфы липаритов, лахаровые брекчи липаритов
Морфологический тип рудных тел	Жилы, минеральные зоны дробления				
Примеры месторождений	Гуанахуато (Мексика)	Кер-д'Ален (США)	Кобальт-Гауганда	Деламар (США)	Реаль-де-Анхелес
Продолжение табл.					
Характеристика формаций	Комплексные серебросодержащие месторождения				Серебряно-оловянная
	Массивных серебряно-свинцово-цинково-медных залежей	Мелно-(серебряно-порфировая)	Золото-серебряная		
Основные минеральные ассоциации	Серебряно-свинцово-цинковая (пирит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, марказит, тетраэдрит, полибазит, пираргирит, прустит)	Халькопирит-борнит-молибденитовая Халькопирит-пирит-мангнетит-гематитовая Галенит-сфалерит-пиритовая	Кварц-халцедон-кальцит-адулярная Пирит-арсенопирит-галенит-сфалерит-блекторудная Электроум-акантит-полибазитовая Кварц-антимонит-карбонатная	Пирит-сфалерит-касситерит-кварцевая Серебряно-сульфидная (сфалерит, станин, джемсонит, фрейбергит, цинкениит, коллоидный пирит)	
Позиция металлогенических зон	Вулканические пояса окраин континентов и областей				
Потенциально рудоносные магматические формации	Липарито-дацитовая	Монцонит-диоритовая Гранит-порфировая	Андезит-липаритовая	Липарито-дацитовая	
Типовая геологическая обстановка нахождения рудных полей	Зоны изоклиальной складчатости, фации пород, обогащенные туфовой или доломитовым материалом	Зоны штокового дробления в апикальных частях порфировых интрузий и вмещающих породах	Локальные вулканические сооружения кальдерного типа в зоне изменения простирающихся региональных разломов	Штоки дацитов и их рама в зоне изменения простирающихся региональных разломов	
Характерные рудовмещающие породы	Гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кремнистые аргиллиты и доломиты	Кварцевые монзонит-порфиры, кварцевые диориты	Андезиты, дациты	Дацинты, аргиллиты	
Морфологический тип рудных тел	Залежи массивных руд	Жилы			
Примеры месторождений	Маунт-Айза (Австралия)	Бингхем (США)	Минеральные зоны дробления		
			Штокверки		
		Комшток (США)	Потоси (Боливия)		

ро на ряде месторождений из попутного стало ведущим металлом, а другие компоненты частично потеряли значимость. В связи с этим выделяются следующие серии собственно серебряных рудных формаций: серебряно-(золото)-свинцово-цинковая, серебряно-урановая, серебряно-никель-кобальт-мышьяковая, серебряная порфировая и серебряная стратиформная. К сериям комплексных серебряносодержащих рудных формаций относятся: золото-серебряная, серебряно-оловянная, медно-(серебряно)-порфировая и формация массивных серебряно-свинцово-цинково-медных залежей.

Сопоставим эту систематику с региональной систематикой Северо-Востока СССР [6]. Из этих сопоставлений особенно очевидна условность разделения рудных формаций на собственно серебряные и серебросодержащие. Так, хорошо изученная золото-серебряная формация в целом является комплексной. Однако на Северо-Востоке ее можно отнести к рудной формации собственно серебряных месторождений. Вместе с тем в серебряно-(золото)-свинцово-цинковую серию входят существенно серебряная субформация золото-серебряной, а также золото-серебро-теллуровая рудная формация Северо-Востока. В серебряно-оловянную серию рудных формаций входят олово-серебряная, касситерит-сульфидная и касситерит-сульфидно-силикатная. Аналогичные сопоставления могут быть сделаны и с другими региональными систематиками.

Основные месторождения серебра образуют гигантский Тихоокеанский серебряный пояс приуроченный к внешнему обрамлению кольцевой зоны сочленения континентов с океаном [1]. Провинции серебра связаны с блоками мощной континентальной коры в обрамлении Тихоокеанского кольца. Их формирование обусловлено проявлением двух металлогенических эпох: докембрийской и третичной. С докембрийской эпохой, создавшей гигантские месторождения золота, урана, меди, никеля, свинца и цинка, связаны крупные месторождения комплексных серебряносодержащих и серебряных руд в парагеосинклинальных прогибах в обрамлении древних щитов. Месторождения этой эпохи, содержащие серебро, весьма разнообразны по генезису — от метаморфогенных первично-осадочных или вулканогенно-осадочных (Брокен-Хилл и др.) до магматических (Садбери).

В третичную эпоху сформировались «вулканогенные» месторождения серебра, ассоциирующие с третичным вулканизмом в целом и с отдельными субвулканическими и интрузивными телами андезитов, дацитов, кварцевых монзонитов и кварцевых диоритов. Это гидротермальные месторождения трещинного типа, контролируемые системами региональных разломов.

Для месторождений серебра докембрийской эпохи характерны ассоциации с Pb, Zn, U, Co, Ni; для третичной — с Au, Pb, Zn, Sn, Cu. В докембрии золото и серебро геохимически не связаны: формировались либо существенно золотые месторождения (Au : Ag = 20 : 1—10 : 1), либо существенно серебряные (Au : Ag = 1 : 500—1 : 1000). В третичную эпоху геохимические связи золота и серебра существенно возросли, при этом сформировалась группа золото-серебряных месторождений (Au : Ag =

= 5 : 1—1 : 50), в которых золото и серебро встречаются совместно [2].

Унаследованность во времени определения размещения серебрянорудных формаций в отдельных провинциях.

Серебрянорудная провинция Мексики характеризуется: раннемеловым серебряно-колчеданым оруденением в связи с субаэральным вулканизмом; стратиформным серебряным прожилково-вкрапленным оруденением в туфопесчаниках верхнего мела, ранне- и поздне-третичными серебряно-свинцово-цинковыми месторождениями в связи с андезито-риолитовым вулканизмом. Раннемеловое серебряно-колчеданное оруденение (формации массивных серебряно-свинцово-медных залежей) имеет линзовидную и пластовую форму и залегает согласно со слоистостью в толще мелководно-вулканогенно-осадочных отложений нижнего мелового возраста с отчетливой приуроченностью к лахаровым брекчиям [7]. В реконструированном рудовмещающем разрезе выделяются (снизу вверх): 1) риолитовые порфиры и пепловые туфы; 2) сланцы, граувакии; 3) кварц-серпентин-хлоритовые породы; 4) лахаровые брекчии; 5) массивные сплошные сульфидные руды; 6) сланцы, граувакии, туфы риолитов; 7) риолитовые порфиры и пепловые туфы. Руды формировались как в тесной ассоциации с риолитовым вулканизмом, так и на удалении от палеовулканов осадочным способом. Условия рудоотложения менялись от субмаринных до субаэральных. Сульфидные рудные тела состоят преимущественно из пирита с варьирующими количествами сфалерита, халькопирита, галенита, тетраэдрита, арсенопирита, марказита и пирротина. Большая часть серебра заключена в тетраэдрит (фрейбергит), находящемся в тонких сростках с другими сульфидными.

Стратиформное оруденение (Реаль-де-Анхелес, Мексика) представлено оруденелыми верхнемеловыми песчаниками, содержащими в виде вкрапленников серебросодержащий сфалерит, халькопирит и тетраэдрит. Среди осадочных пород встречаются также небольшие рудные прожилки, иногда жилы.

Третичное оруденение контролируется региональными разломами окраины континента, рассекающими купольные и брахиантиклинальные поднятия, и локализуется в жилах и линейных штоках, состоящих преимущественно из кварца, кальцита и адуляра, отлагавшихся в системе ветвящихся сбросов. Эпитермальные трещинные жилы заключены либо в эоценовых вулканиках андезитового и липаритового состава, либо в подстилающих их сланцах мергелях и известняках. В последнем случае образуются метасоматические залежи сложной конфигурации.

Общая закономерность в размещении серебрянорудных формаций Тихоокеанского пояса состоит в том, что смена ассоциирующих с серебром металлов в рудных формациях отчетливо коррелируется со сменой пород субстрата. Так, для месторождений серебряно-свинцово-цинковой серии характерны палеозойские карбонатные толщи в основании вулканических областей, при этом руды, локализуясь в породах иного состава, содержат большое количество карбонатов. Там же, где палеозойские толщи выходят на уровень рудоотложе-

ния, фиксируются субпластовые и скарновые свинцово-цинковые месторождения с повышенными концентрациями золота и серебра (Ледвилл, США). Золото, медь и висмут обогащаются месторождения, формирующиеся на базальтовом вулканическом основании.

Для уникальной провинции серебряно-оловянных руд Боливии характерен глинисто-сланцевый разрез основания и рамы рудоносных дацитовых штоков, что делает правомерными некоторые аналогии с отчетственными месторождениями. Серебряно-урановые месторождения локализованы в докембрийских кристаллических сланцах и гнейсах. В горнорудном районе Кер-д'Ален (США), в котором третичный возраст оруденения однозначно определяется его наложением на штоки кварцевых монзонитов окраинно-континентального вулканоплутонического пояса, возраст урановой смолки, входящей в парагенезис рудных минералов, — 700 млн. лет. Учитывая широкое развитие докембрийских урановых серебросодержащих месторождений (провинция Большого Медвежьего озера, Канада) в аналогичных гнейсово-сланцевых толщах, не исключены значительные масштабы регенерации серебра в связи с процессами альпийской тектоники и магматизма.

Серебряные и серебряносодержащие серии тесно связаны с рудными формациями других металлов и входят по крайней мере, в четыре различных рудоформационных ряда.

1. Медно-молибден-золото-серебро-сурьмяно-ртутный ряд представляет типичную группу месторождений «пропилитовой» ассоциации, по Г. В. Власову, формирующейся в обстановке замыкания островодужных систем, проявления андезитового и монзонито-диоритового магматизма. Соотношения месторождений могут отражать три тенденции: последовательное центробежное развитие оруденения к флангам рудного узла, где концентрируется золото-серебряная и сурьмяно-ртутная минерализация; различные глубины формирования месторождений; различную степень эродированности рудного узла с многокомпонентным оруденением.

2. Золото-висмут-олово-серебряный ряд наиболее полно соответствует «вертикальному» ряду рудных формаций, поскольку входящие в него металлы формируются в различные стадии, а иногда и разные этапы рудного процесса.

3. В противоположность ему ряд серебряно-свинцово-цинково-медных формаций представляет фациально изменяющиеся по латерали группы месторождений с варьирующим составом этих металлов в рудах. При этом основной минерал-носитель серебра достаточно широко варьирует: им может быть не только серебросодержащий галенит, но и серебросодержащий пирит, халькопирит, а иногда и сфалерит.

4. Ряд уран-никель-кобальт-серебряных месторождений наиболее отчетливо определяется, как отмечено выше, докембрийским терригенно-сланцевым комплексом окраин щитов и габбро-диабазовым магматизмом.

В заключение остановимся на некоторых рекомендациях по прогнозу и поискам месторождений серебра, вытекающих из вышеизложенных данных, а также основных тенденци-

ях и перспективах геологоразведочных работ на серебро в зарубежных странах.

В интенсификации геологоразведочных работ просматриваются две тенденции. Первая состоит в освоении глубоких горизонтов и флангов крупных рудных полей, ревизии и восстановлении старых рудников, возобновлении их эксплуатации. Отработка рудных тел достигла глубины 1500—2000 м (рудники Кидд-Крик, Канада; Саншайн, США) и даже на «эпитермальных» золото-серебряных месторождениях, традиционно считающихся неперспективными на глубину, перешла за 1000 м (рудник Тайольгита, Мексика). При этом содержания серебра на таких глубинах остаются высокими — 400—800 г/т. Представление о том, что серебро в силу своей высокой геохимической подвижности слагает преимущественно верхние части рудных тел, требует, очевидно, определенных корректив.

Вторая тенденция состоит в вовлечении в эксплуатацию руд со сравнительно низкими содержаниями, отработка которых ведется открытым способом. Содержания серебра в рудах, рентабельных для отработки, спустились до 60 г/т. Соответственно в эксплуатацию вовлекаются новые формационные типы месторождений: штокерковые руды в апикальных частях порфировых интрузивов (серебряная порфировая серия формаций) и субпластовые («стратиформные») залежи, формировавшиеся сингенетично процессам вулканизма и осадконакопления. В связи с этой тенденцией целесообразна ревизия ранее известных серебряносодержащих месторождений, считавшихся непромышленными. Зарубежные специалисты считают малоперспективными системы массовой отработки руды карьерами, поскольку при этом разрушаются большие участки земли, даже если они частично и восстанавливаются, т. е. происходит нарушение окружающей среды. Совершенствование отработок связывается с технически оснащенными подземными работами, при которых остается нетронутым весь «культурный слой».

Качественные сдвиги в масштабах добычи серебра могут быть связаны с появлением принципиально новых методов добычи и переработки руды. Большие перспективы могут иметь бактериальное извлечение серебра; новые методы плавки, при которых поглощение дымовых и пепловых отходов будет осуществляться растениями, и т. д.

Серьезной разработки заслуживают вопросы минералогии серебра и признаков его природных залеганий. Минералы серебра трудны для диагностики в полевых условиях традиционными геологическими методами, в частности потому, что они обычно находятся в форме микроскопических включений. Богатые серебром типы сфалерита, галенита, тетраэдрита и сульфидов меди неотличимы от обычных. На серебро, как правило, анализируются агрегаты сульфидов, богатые галенитом, халькопиритом и тетраэдритом, агрегаты сульфидов и сульфосолей, тогда как сфалерит, пирит, смитсонит и халькозинные руды исследуются редко.

Минералы, несущие серебро, такие, как окислы марганца, хлориды, иодиты и бромиды, определяются как супергенные везде, где их находят. Между тем образование гипогенных серебро-марганцевых окислов вполне возможно

в условиях высокого кислородного потенциала. Кераргирит, эмболит и другие галоиды серебра теоретически могут быть как гипергенными, так и гипогенными; эти минералы особенно трудны для диагностики. Они могут формироваться в замкнутых бассейнах, где существующие хлориды способствуют осаждению серебра из горячих рудоносных растворов, как, например, в краевой части оз. Солтон в Южной Калифорнии.

Наконец, заслуживает разработки типизация основных геологических обстановок возникновения серебрянорудных формаций.

1. В парагеосинклинальных прогибах окраин древних щитов формируются месторождения серебро-никель-кобальт-мышьяковой серии формаций в связи с базальтоидным вулканизмом, массивных залежей серебряно-полиметаллических руд в связи с вулканизмом кислого состава.

2. Системы глубинных разломов окраины континента, рассекающие блоки с мощной континентальной корой и сопровождающиеся преимущественно кислым вулканизмом, контролируют серии серебрянорудных формаций: массивных серебряно-полиметаллических залежей в субмаринной и субаральной обстановках на склонах палеовулканов; серебряно-свинцово-цинковых — в их околожерловых зонах; стратиформных залежей прожилково-вкрапленных руд — в отдаленно-вулканических туфогенно-осадочных фациях.

3. Сравнительно глубокоэродированные фрагменты вулканических поясов, представленные субвулканическими и субинтрузивными образованиями дацитов, кварцевых диоритов и монцититов, сопровождаются серебряно-порфировым и медно-(серебряно)-порфировым, а также серебряно-оловянным оруденением, размещение которого определяется региональной по-

ясовой и узловой металлогенической зональностью.

В свете вышеизложенного проблема выявления новых формационных типов месторождений серебра представляется практически весьма актуальной и перспективной для разработки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ицксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М. Недра, 1979.
2. Константинов М. М. Геолого-промышленная типология месторождений серебра зарубежные страны. Обзор. Сер. Геология, методы поисков и разведки м-ний металлич. полезные ископаемых. М., ВИЭМС, 1982.
3. Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1973.
4. Найбородин В. И., Сидоров А. А. Рудно-формационный ряд золоторудных месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенно-осадочном поясе. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. X. М., Наука, 1973.
5. Найбородин В. И., Сидоров А. А., Толстухин Ю. В. О формационной самостоятельности олово-серебряных месторождений. Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 2, с. 432—434.
6. Сидоров А. А., Найбородин В. И. О типологии золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 1, с. 188—191.
7. Loring G. H., Miranda V. G. Geology of the massive sulfide deposits of Campo Morado, Guerrero, Mexico. — Econ. Geol., 1978, vol. 73, N 2, p. 180—191.

снении фациальных взаимоотношений положения в вертикальном разрезе выделенных генетических типов, а также в проведении сравнения их с современными осадками.

Примером полифациальной карбонатной толщи, включающей рифовые комплексы, к которым приурочены известные газовые месторождения (Уртабулак, Шуртан, Зеварды и др.), является келловей-оксфордская карбонатная формация центральных районов Средней Азии. Она доступна для непосредственного изучения в естественных обнажениях горных районов Юго-Западного Гиссара (рис. 1), а на остальной территории вскрыта многочисленными глубокими скважинами.

Келловей-оксфордские карбонатные отложения Южного Узбекистана и Восточной Туркмении согласно залегают на глинисто-карбонатной толще верхнего бата — нижнего келловей и перекрыты сульфатно-галогенными породами, относимыми большинством исследователей к кимериджу — титону. Мощность формации меняется от 600 м в южных районах до 200—150 м на севере [7].

За последнее десятилетие опубликовано много работ, в которых рассматривается строение верхнеюрской карбонатной формации и рифовых комплексов центральных районов Средней Азии. Ниже впервые приводится характеристика генетических типов отложений*, слагающих карбонатную формацию Южного Узбекистана, они сравниваются с современными осадками и древними аналогами других бассейнов карбонатакопления. Рассматриваются два типа седиментационных моделей, определяющих основные закономерности пространственного размещения генетических типов.

В основу выделения генетических типов карбонатных отложений Южного Узбекистана положены литологические, палеонтологические и геохимические признаки. Наиболее важными литологическими признаками являются: структуры пород, вещественный (минералогический) состав и текстурные особенности. Структуры карбонатных пород редко образованы каким-нибудь

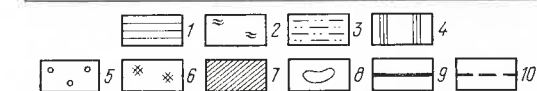
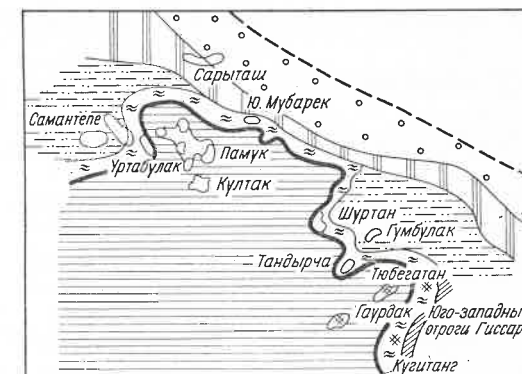


Рис. 1. Палеогеоморфологическая схема среднеюрского бассейна карбонатакопления (Южный Узбекистан и Юго-Западный Гиссар)

1 — внутренняя область бассейна (верхняя и нижняя части континентального склона, глубоководные долины, подводные возвышенности и одиночные рифы); 2—6 — внешняя область бассейна (шельф и береговая зона); 2 — барьерная рифовая система, 3—5 — закрытый шельф и прибрежная лагуна (зоны седиментации: 3 — сульфатно-карбонатной, 4 — карбонатной, 5 — терригенно-карбонатной); 6 — выходы на поверхность верхнеюрских пород; 7 — выходы на поверхность доверхнеюрских пород, 8 — основные месторождения и площади с промышленными притоками нефти и газа; 9 — граница палеогеоморфологических областей; 10 — положение позднеюрской береговой линии

одним структурным типом. Гораздо чаще они представляют собой комбинации различных первичных и вторичных структурных компонентов, например кораллово-водорослевый известняк со шламовым заполнителем, доломитизированный органогенно-детритовый известняк и т. п. [1]. Вещественный состав верхнеюрских карбонатных пород Узбекистана определяется сочетанием следующих наиболее распространенных компонентов: кальцита, доломита, песчаных и алевролитовых зерен кварца или полевых шпатов, глинистых минералов (каолинита, монтмориллонита, гидрослюда) и органического вещества. В некоторых породах в значительных количествах встречались кремниевые и сульфатные минералы. Поскольку соотношения различных структурных и вещественных компонентов в породах существенно меняются, отражая различия физико-географических обстановок, то для характеристики породы в каждом случае оценивались количественные соотношения компонентов. При изучении слоистости верхнеюрских карбонатных отложений в Юго-Западном Гиссаре было установлено,

* Термин «генетический тип отложений» взят по Г. Ф. Крашенинникову [4, с. 26].



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 551.762.3.022.4 : 552.54 (575.1)

Н. К. ФОРТУНОВА (ВНИГНИ)

Генетические типы и седиментационные модели карбонатных отложений

Карбонатные формации различного возраста являются одним из перспективных объектов поисково-разведочных работ на нефть и газ. По объему они составляют около 20 % осадочных пород седиментационных бассейнов, но содержат не менее 40 % мировых запасов нефти. Для определения направлений поисковой разведки требуется знание фациальной зональности отложений и палеогеоморфологии древних бассейнов седиментации. Осо-

бенно сложно эти задачи решаются в областях развития ископаемых рифов, когда они входят в состав карбонатных формаций. В данном случае определение положения рифовых зон невозможно без генетического анализа всего комплекса карбонатных отложений. Такой анализ осадочной толщи заключается в выделении типов отложений путем установления генетических признаков пород и изучения комплексов ископаемых организмов, в вы-

что наиболее распространенным ее типом является первичная плитчатость.

Плитки разделены слоевыми швами, с которыми связаны тонкие глинистые пленки. Иногда по слоевым швам развиты стилолиты. Причиной образования плитчатости, вероятно, служит неравномерная скорость седиментации; слоевые швы связаны с моментами замедленного накопления карбонатного осадка. Иногда в обнажениях более отчетливо, чем плитчатость, выражены истинная слоистость и слойчатость, обусловленные чередованием различных пород. Обычно это свойственно пачкам смешанного состава: глинисто-карбонатного, сульфатно-карбонатного и др.

Литологическое изучение карбонатных пород позволило выделить литогенетические типы, каждый из которых характеризуется определенным сочетанием структурных компонентов, вещественным составом, типом слоистости и плитчатости. Литогенетические типы объединялись в генетические путем выяснения их пространственно-временных взаимоотношений.

При генетическом анализе карбонатных отложений большую роль играют палеонтологические (особенно палеоэкологические) признаки. В результате изучения распределения ископаемых организмов (кораллов, строматопорат, известковых губок, брахиопод, двусторок, аммонитов, фораминифер и др.*) в верхнеюрских карбонатных отложениях Юго-Западного Гиссара выделены сообщества ископаемых организмов. Данные по экологии конкретных групп, составу и структуре сообществ позволили сделать выводы об условиях их обитания и образе жизни (А. Г. Шве́ц-Тэ́нэ́та-Гу́рий, Н. К. Форту́нова, 1983 г.). Каждому генетическому типу отложений свойственны определенные сообщества, по которым наряду с литологическими признаками восстанавливались условия образования пород.

* Остатки ископаемых организмов определялись следующими исследователями: аммониты — В. В. Кутузовой, брахиоподы — Е. Л. Прозоровской, двусторки — А. Г. Шве́ц-Тэ́нэ́та-Гу́рием, фораминиферы — И. В. Долицкой, кораллы и строматопораты — Н. К. Фортуновой.

В результате геохимических исследований, основанных главным образом на данных химического анализа (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , $\text{Fe}_{\text{общ}}$, $\text{S}_{\text{общ}}$, P_2O_5 и т. д.), а также приближенно-количественного спектрального анализа (Mn, V, Ni, Co, Ba, Sr и т. д.), В. П. Фабриковичем (1979 г.) в составе верхнеюрской карбонатной формации были выделены три основные группы отложений, различающиеся содержанием элементов Al, Ti и Si: отложения внутренней части бассейна, характеризующиеся повышенными содержаниями Al, Si, что связано с глинистой примесью в известняках; отложения шельфа, в том числе и рифов с минимальными содержаниями этих элементов, прибрежные отложения, в которых повышенные содержания Si и Al обусловлены песчаной примесью кварца и полевых шпатов.

В верхнеюрской карбонатной формации Южного Узбекистана автором выделены генетические группы отложений: барьерных рифовых систем, открытого и мелководного закрытого шельфа, прибрежно-морские и внутренней части бассейна. Каждая группа объединяет несколько пространственно связанных генетических типов.

Группа отложений *барьерных рифовых систем* включает следующие генетические типы: биогермные, межбиогермные, шлейфовые (тыловых и передовых рифовых шлейфов), лагунные (внутририфовых лагун) и межрифовые (отложения межрифовых каналов). Указанные типы, тесно пространственно связанные между собой, образуя геологические тела разного масштаба и строения — органогенные постройки и рифовые комплексы (рис. 2). Биогермы целиком сложены биогермными известняками. Биогермные массивы, помимо биогермных, включают межбиогермные отложения. Простые рифовые комплексы, называемые рифовыми массивами, имеют в основе одну органогенную постройку (биогерм или биогермный массив) и включают связанные с ней шлейфовые и лагунные отложения. Рифовые системы представляют собой сложные рифовые комплексы, состоящие из целого ряда пространственно сближенных органогенных построек, связанных с ними шлейфовых (реже лагунных) образо-

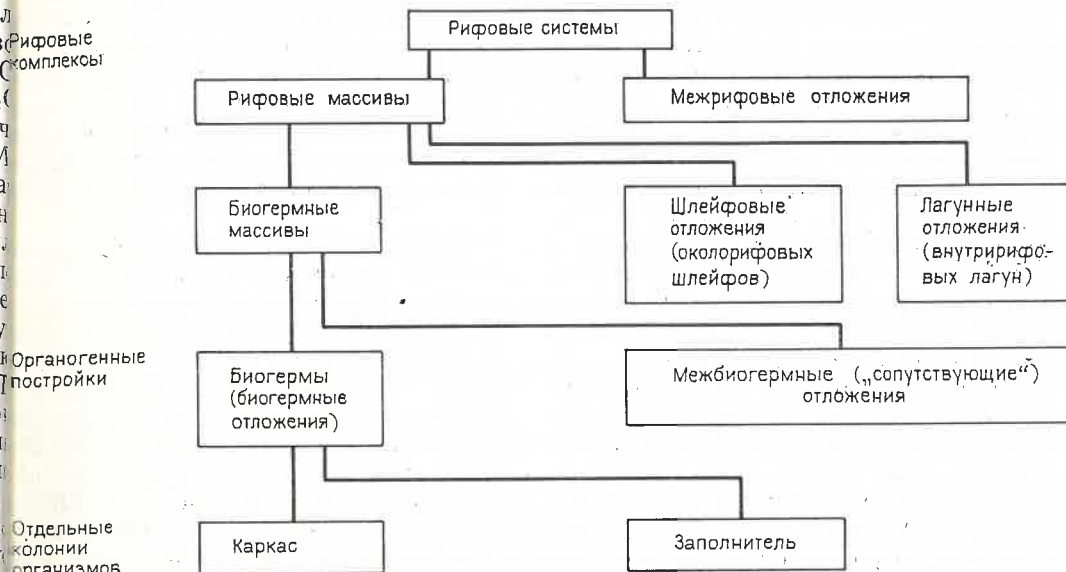


Рис. 2. Соотношение генетических типов органогенных рифовых образований

ваний и разделяющих отдельные постройки межрифовых отложений.

Биогермные отложения состоят из биогермных и биогермных массивов. Биогерм — массивная органогенная постройка, состоящая из органогенного каркаса и заполнителя. Органогенный каркас образуется изначально в твердом состоянии взаимно обрастающими известковидными организмами. Строителями каркаса верхнеюрских биогермов Южного Узбекистана были колониальные шестилучевые кораллы, строматопораты, багряные и кодиевые водоросли, реже хететиды, рудисты и серпулы [1]. Заполнитель состоит из остатков организмов-рифолобов, а также органогенно-обломочного, комковатого, реже шламового или пелитоморфного карбонатного материала. Биогермный массив представляет собой органогенную постройку, сложенную преимущественно массивными биогермными известняками, среди которых содержатся линзы слоистых межбиогермных пород (органогенно-обломочные, пелитоморфные известняки и тонкокристаллические доломиты). Биогермные известняки в таком массиве составляют значительную часть его объема, образуя основу постройки. Верхнеюрские биогермы и биогермные массивы Узбекистана имеют преимущественно холмовидную или выпуклолинзовидную форму и отчетливые

контакты с вмещающими отложениями. Размеры их различные: высота меняется от 1—2 м (хр. Чакчар и Кугитанг, Юго-Западный Гиссар) до 250 м (массив Захарли, Юго-Западный Гиссар) при ширине в основании 10—5000 м. Длина их достигает 10 км (Зевардинский массив, Южный Узбекистан).

Шлейфовые отложения представляют собой продукты разрушения органогенных построек в период их роста. Наличие шлейфов указывает на то, что органогенные постройки подвергались волновому разрушению и, следовательно, в физико-географическом отношении представляли собой рифы. Отличительными признаками шлейфовых отложений служат приуроченность к органогенным постройкам, биокластические структуры пород, присутствие ясно различимых обломков каркасных организмов, слагавших постройку, и уменьшение размерности органогенных частиц по мере удаления от постройки. Наиболее характерными чертами передовых шлейфов являются плохая сортированность обломочного материала, грубая косая слоистость, обусловленная нагромождением биогермных известняков среди тонкоплитчатых карбонатов рифового склона, значительный первоначальный наклон слоев (до 30—40° на склоне постройки) и небольшая протяженность (первые сотни метров). Тыловые шлей-

фы имеют выдержанный гранулометрический состав и прослеживаются на расстоянии до нескольких километров.

Лагунные отложения — это осадки, формировавшиеся во внутренней части рифовых массивов кольцеобразной или более сложной формы в плане. Большинство современных и, очевидно, ископаемых рифов, входящих в барьерные рифовые системы, лишены внутренних лагун. В Южном Узбекистане лагунные отложения характерны для одиночных рифовых массивов, рассматриваемых ниже в группе отложений внутренней части бассейна. Лагунные образования представлены пеллетовыми, шламовыми, онколито-детритовыми известняками и вторичными доломитами, содержащими отдельные слоевища багрянок, колонии кораллов, строматопорат, известняковых губок, а также большое количество обломков мутовчатых и кодиевых сифоней. Для них характерна четкая горизонтальная плитчатость, иногда волнистая слойчатость.

Межрифовые отложения (отложения межрифовых каналов) представляют собой слоистые породы, накопившиеся в промежутках между рифовыми массивами в пределах широких барьерных рифовых систем. Они пространственно и генетически тесно связаны с отложениями рифовых массивов, нередко содержат следы влияния рифовых построек (в виде отдельных колоний кораллов, небольших биогермов или органогенно-обломочного материала). Наиболее характерны шламовые микроструктуры, что сближает их с умеренно-глубоководными отложениями. Очень характерны вторичные процессы окремнения и доломитизации.

В Южном Узбекистане в отложениях оксфорда выделяется крупная Ляйлякан-Каракум-Уртабулакская барьерная рифовая система, объединяющая нижне-среднеоксфордские рифовые комплексы [5, 7]. Эта система расположена на расстоянии 50 км (на севере) и более 120 км (на юго-востоке и юго-западе) от предполагаемой позднюрской береговой линии и разделяет оксфордские внутривоскресенные отложения от образований закрытого шельфа. Характерно, что система состоит из разновозрастных массивов (посте-

пенно омолаживаются в южном направлении от раннего до среднего оксфорда). Наиболее заметна миграция органогенных построек на участки широкого шельфа. С расширением рифовой системы увеличивается также значение межрифовых отложений [9].

Генетическая интерпретация верхнюрских рифовых комплексов Узбекистана основана на их сравнении с современными рифами. Современные барьерные рифовые системы развиты вдоль внешнего края материковых шельфов (Большой барьерный риф Австралии, Карибские рифы, риф Бразилиа, система рифов Флориды и др. и крупных островных шельфов (Куба, Новая Каледония и др.). Намечается определенный ряд — от наиболее развитых систем, включающих внешний рифовый барьер и широкую внутреннюю зону растущих рифов (Австралийская, Карибская системы, рифы Новой Каледонии) (W. Maxwell, 1973 г.), барьерным системам, состоящим из внешнего, активно формирующегося рифового барьера, так и из внутренней цепочки островов, сложенных более древними (плейстоценовыми) известняками (Южная Флорида) (Р. Гинсбург, И. Жеймс, 1978 г.). Наиболее развитые широкие рифовые системы связаны с глубокими (до 25–100 м) шельфами, узкие — с очень мелководными (до 10–15 м). Это хорошо видно на примере шельфов Кубы: на юго-востоке (глубина шельфа до 20–25 м) внутренние рифы широко распространены, на юго-западе (глубина до 10–12 м) они практически отсутствуют [3].

Оксфордская рифовая система Южного Узбекистана сходна с современными барьерными рифовыми системами. При этом северо-восточная и юго-западная части системы (Кугитанский и Уртабулакский рифовые комплексы) больше всего соответствуют австралийскому типу. На это указывают значительная ширина рифовых зон, наличие многочисленных свободно разбросанных рифовых массивов, среди которых преобладают слабо дифференцированные изометричные постройки, а также широкое распространение межрифовых отложений. Ляйлякан-Денгизкульская часть системы больше

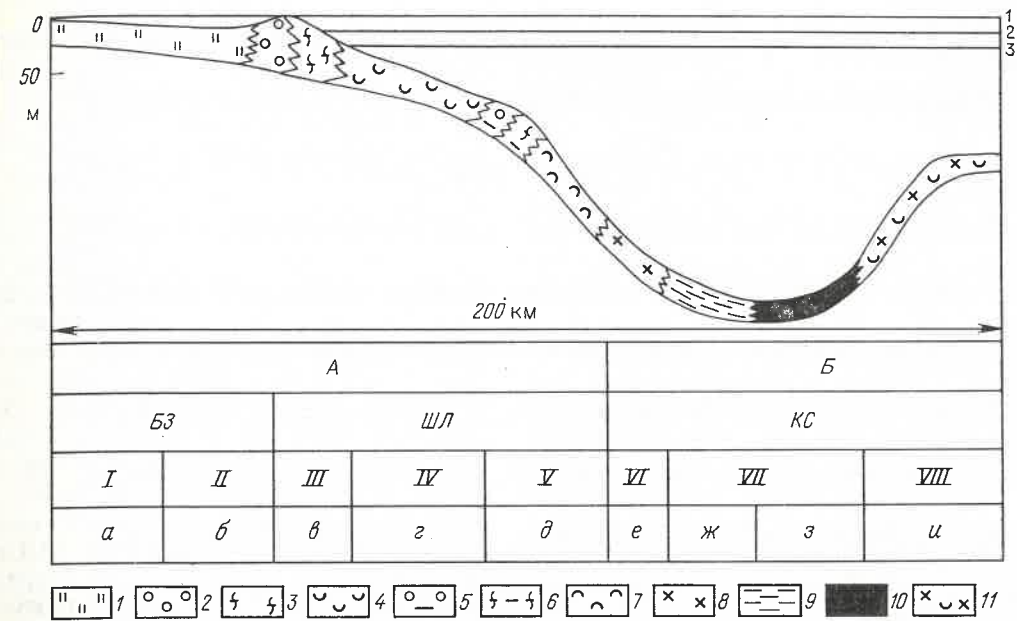


Рис. 3. Седиментационная модель келловейских отложений (этап тектонической стабилизации палеобассейна)

Палеогеоморфологические области: А — внешняя, Б — внутренняя область бассейна; палеогеоморфологические зоны — первого порядка: БЗ — береговая зона, ШЛ — шельф; КС — континентальный склон; второго порядка: I, II — приливно-отливные равнины; I — верхнеприливно-отливная зона (марши, пересыхающие соленые озера), II — среднеприливно-отливная зона; III — подводный береговой склон (нижнеприливно-отливная зона); IV — внутренний шельф (мелководные шельфовые равнины, иллы впадины); V — внешний шельф; VI — верхняя часть склона; VII — нижняя часть склона; VIII — подводные возвышенности; аккумулятивные и абразионные формы рельефа первого и второго порядка: а — иллы, гряды, валы; б — иллы, гряды, валы, приливные ванны, песчаные волны, гряды, водорослевые маты, песчано-иллы, равнины; в — береговые рифы, валы, бары, песчаные острова и гряды, пересыпи и косы; г — песчаные отмели, гребни, холмы, ложбины, скалистое дно; д — подводные валы, бары, органогенные постройки, иллы, равнины; е — холмы, пологие равные склоны; ж — пологие равные склоны; з —

долины; и — банки, эрозионные останцы; 1–11 — генетические типы карбонатных отложений: 1 — приливно-отливных равнин: известняки «глазковые», строматолитовые, глинисто-алевритистые, глинистые тонкокристаллические доломиты, прослойки гипса и галита (до 0,1 м); 2 — баров: известняки оолитовые, обломочные, песчаные; 3 — береговых рифов: известняки коралловые, водорослевые, органогенно-обломочные; 4 — мелководных шельфовых равнин: известняки крупнодетритовые, детритово-онколито-коралло-детритовые, мергели; 5 — подводных баров: известняки оолито-детритовые; 6 — органогенные постройки глубокого шельфа: известняки коралловые, коралло-губковые, доломиты с реликтами губок и кораллов; 7 — глубокого шельфа: известняки крупношламовые, мелкодетритовые; 8 — верхней части склона: известняки тонкошламовые с кремневыми конкрециями, доломиты; 9 — нижней части склона: известняки глинистые пелитоморфные, тонко- и мелкоплитчатые; 10 — глубоководных долин: известняки глинистые, тонкоплитчатые, известковые глины и мергели; 11 — подводных поднятий: известняки онколито-детритовые, крупношламовые, дольно-цементированные; уровень прилива: 1 — высокий, 2 — средний, 3 — низкий

соответствует флоридскому типу. Общим для них является простираание рифовых массивов в виде единой цепочки (внешнего барьера), отсутствие внутренней зоны рифов, подчиненная роль межрифовых отложений и смещение более молодых массивов в мористую сторону. Отмеченные разные типы строения как современных рифовых систем, так и их ископаемых аналогов, очевидно, не случайны, а отражают общие закономерности в их развитии, скорее всего связанные с темпами погружения шельфов.

Примеров ископаемых барьерных рифовых систем известно немало. К ним относятся кембрийские рифы Западной Якутии, Гвадалупские рифы Пермского бассейна США, девонские, ка-

менноугольные и пермские рифы Урало-Поволжья и многие другие. Все они образуют протяженные линейные зоны, приуроченные к границам областей развития шельфовых карбонатных осадков и глубоководных отложений.

Группа отложений открытого шельфа (рис. 3) включает генетические типы: мелководных шельфовых равнин, баров, береговых рифов, глубокого шельфа и органогенных построек глубокого шельфа. Указанные типы характеризуются тесной пространственной связью и развиты главным образом в келловейских отложениях изучаемой территории.

Среди отложений мелководных шельфовых равнин выделяются следующие литогенетические типы:

крупнодетритовые, детритово-онколитовые и онколитовые известняки. Они слагают обычно выдержанные пласты и пачки. Кроме того, широко распространены биоморфно-детритовые и биоморфные известняки (ракушечники), слагающие пласты и линзы мощностью от 3 до 10 м. Наиболее характерными структурными компонентами для этого типа отложений являются раковинный детрит и онколиты синезеленых водорослей, что позволяет сопоставить их с современными раковинно-детритовыми осадками, широко распространенными на открытых карбонатных шельфах, на глубинах от 0 до 200 м (А. П. Лисицын, 1974 г.). Примерами шельфовых раковинно-детритовых отложений могут служить многие криноидные и брахиоподовые известняки палеозоя, некоторые фузулиновые известняки верхнего палеозоя (Ф. Геккел, 1974 г., С. В. Тихомиров, 1967 г. и др.), юрские криноидные и пизолитовые известняки Сицилии [11] и Южных Альп (А. Хэллем, 1978 г.) и др.

Для отложений баров характерны обломочные и оолитовые структуры. Изредка встречаются известняковые гравелиты. Как в оолитовых, так и в обломочных известняках первичный цемент обычно отсутствует. Известняки содержат песчаную примесь кварца и полевых шпатов. Отложениям свойственна толстая или средняя плитчатость, иногда пологая мелкая и тонкая косая слойчатость. Нередко фиксируются следы размывов. На территории исследования оолитовые и обломочные песчаные известняки слагают линзовидные тела мощностью 10—40 м, прослеженные вдоль северной границы палеобассейна и трассирующие юрскую береговую линию.

Современные оолитово-обломочные карбонатные осадки приурочены к очень мелководным участкам открытых шельфов, преимущественно вблизи берегов, где они слагают подводные бары, валы, пересыпи и другие подобные формы рельефа, образованные в результате волнового намыва. Современным баровым отложениям свойственна косая или перекрестная слойчатость и крупные знаки ряби. Они содержат мало нераздробленных остатков макрофауны, что связано с неблагоприятными условиями обитания и захоронения. Многие исследователи считают, что глубина накопления оолитовых и обломочных карбонатных осадков обычно не превышает 20—30 м. По свидетельству Р. Н. Гинсбурга и И. Джеймса (1978 г.), современные оолиты широко распространены только в зоне активного действия волн на глубине менее 5 м. В современных морских бассейнах, помимо области крайних мелководной обстановки, известна еще одна зона распространения оолитовых и обломочных осадков. Это внешний край шельфа с глубинами 70—100 м (Ф. П. Шепард, 1976 г., Т. Н. Голубовская, Д. К. Патрунов, 1976 г.). В среднем и верхнем келловейском хр. Сусызтау (Юго-Западный Гиссар) и разведочной площади Шурта (Южный Узбекистан) обнаружены плоские линзы обломочно-оолитовых известняков мощностью до 30 м. Линзы расположены в 40—50 км к юго-западу от зоны келловейских береговых баров и территориально совпадают с лаяляканским и шуртанским рифовыми комплексами барьерной рифовой системы. Они приурочены к зоне локального сокращения мощности келловейских отложений и фашиальной замещения образований мелководными шельфовых равнин и глубокого шельфа. Не исключено, что линзы связаны с существовавшим в поздней юре значительным перегибом в рельефе дна подобным шельфовым перегибам современных морских бассейнов.

Береговые рифы приурочены к узкой (3—7 км) зоне развития верхнекекелловейских береговых баров. Комплекс отложений береговых рифов включает линзовидные кораллово-водорослевые биогермные массивы высотой 3—25 м и шириной 10—1000 м, которые рассматриваются в качестве фрагментов береговых рифов. Вмещающие отложения представлены органогенно-псаммитовыми, органогенно-гравелитовыми, оолитово-обломочными известняками и брекчиями, содержащими значительное количество окатанных обломков кораллов и баряных водорослей и, очевидно, представляющих собой многократно перемешанные продукты разрушения органогенных построек. Суммарная мощность отложений береговых баров и рифов достигает 40 м в аулатском и курекском и 70 м в карасанском рифово-баровых комплексах [9].

Современные береговые (окаймляющие) рифы широко развиты на открытых шельфах у восточного побережья Африки, северного побережья Южной Америки, Северо-Восточной Кубы, в Красном море, Персидском заливе и других областях. Они нередко чередуются с протягивающимися вдоль побережья оолитово-обломочными барами или развиваются на них со стороны открытого моря [3]. Отличительными признаками береговых рифов являются линейная или кольцевая форма в плане, незначительная мощность органогенных построек (до первых десятков метров), небольшая ширина (десятки и сотни метров) и короткое время формирования. В древних толщах диагностировать береговые рифы крайне сложно, так как в большинстве случаев они не сохраняются в ископаемом состоянии. Плохая сохранность береговых рифов связана с расположением их в зоне активной гидродинамики, вблизи береговой линии. Отложения глубокого шельфа в келловейских образованиях Южного Узбекистана представлены глинистыми, глинисто-карбонатными породами и тонкошламовыми известняками, похожими на депрессионные отложения глубоководных морей и океанов. Это особенно характерно для крупных впадин, которые, как и глубоководные участки морей, служат седиментационными ловушками наиболее тонкого карбонатного и глинистого материала. Одной из наиболее крупных современных шельфовых впадин является впадина Бонапарт. Она достигает 300 км в поперечнике, глубина ее 100—145 м. Глубина окружающего шельфа не превышает 100 м (Р. Н. Гинсбург, И. Джеймс, 1978 г.). Основными отличиями отложений глубокого шельфа от глубоководных образований внутренней области бассейна служат меньшая ширина зон (десятки, реже первые сотни километров), мощность отложений, значительно превышающая мощность как прилегающих мелководных осадков, так и глубоководных отложений центральных частей бассейнов (А. П. Лисицын, 1974 г.), худшая гранулометрическая сортировка мате-

риала, повышенное по сравнению с депрессионными породами содержание высокомагнезиального кальцита.

Органогенные постройки глубокого шельфа представлены кораллово-губковыми биогермами и биогермными массивами высотой от 5 м (Вандобский биогерм) до 60 м (Дарабулакский массив, юго-западные отроги Гиссара). Они залегают среди шламовых известняков глубокого шельфа. Заметного различия в фациях по обе стороны от построек не установлено, что наряду с отсутствием шлейфов и незначительной долей каркасных организмов (до 30 %) позволяет относить их к числу одиночных построек, развивающихся в области глубокого шельфа. Современными аналогами этих построек, скорее всего, являются коралловые холмы, широко развитые на внешнем крае открытых карбонатных шельфов Мексиканского залива, у восточного побережья Южной Америки, вдоль северного и западного побережий Австралии на глубинах от 50 до 200 м, реже 500 м (Ф. П. Шепард, 1976 г.; Дж. И. Сендерс, Дж. М. Фридмен, 1970 г.; Р. Н. Гинсбург, И. Джеймс, 1978 г.).

Группа отложений мелководного закрытого шельфа — это образования участков шельфовых зон, отгороженных от глубоководных областей барьерными рифовыми системами (Р. Н. Гинсбург, И. Джеймс, 1978 г.). Она включает генетические типы образований, формировавшихся в разных гидродинамических условиях: отложения малоподвижных придонных вод (иловых впадин) и подвижных придонных вод (зон взмучивания шельфового мелководья, намытых островов и баров). Выделенные типы характеризуются тесной пространственной связью и приурочены к оксфордскому ярусу. Так как на закрытых шельфах, в отличие от открытых шельфовых зон, гидродинамика среды зависит не столько от глубин, сколько от изоляции различных участков, распределение осадков имеет сложный характер. Самостоятельное положение среди отложений подвижных вод занимают образования баров и намытых островов, приуроченных к палеоподнятиям (обычно рифовым) на закрытых шельфах. Они представлены

оолитовыми, реже органогенно-обломочными известняками. В отличие от береговых баров эти породы имеют лучшую гранулометрическую сортированность и чисто карбонатный состав (содержание нерастворимого остатка менее 1%). Современные осадки, аналогичные охарактеризованным, развиты на внешней части шельфа Флоридского залива и слагают многочисленные положительные формы рельефа (бары и намывные острова) в центральных и краевых частях залива Батабано [3].

Среди *прибрежно-морских* карбонатных отложений выделяются два генетических типа: приливно-отливных равнин и прибрежных лагун.

Диагностическими признаками карбонатных отложений приливно-отливных равнин являются чередование известняков и доломитов с подчиненным количеством ангидрита (гипса) или галита, пелитоморфные, брекчиевидные и «глазковые» структуры известняков, неравномерная мелкая и тонкая горизонтальная или волнистая слоистость и плитчатость, мелководные текстуры (знаки ряби, следы роющих организмов, динозавров и др.), отсутствие морской строматолитной фауны, водорослевые строматолиты, мелкая цикличность, обусловленная смещением фациальных обстановок. В литературе известны примеры выделения приливно-отливных отложений в толщах различного возраста — от докембрийских до четвертичных [2, 6, 14 и др.].

К отложениям прибрежных лагун относятся выдержанные по простиранию пласты гипса (ангидрита), реже солей и доломитов, мощностью 0,1—10 м. Они совместно с образованиями приливно-отливных равнин слагают средне-верхнеоксфордскую толщу переслаивания мощностью до 200 м, развитую в центральных районах Юго-Западного Гиссара и в юго-западных районах Узбекистана [7]. Карбонатные породы в толще переслаивания представлены пелитоморфными, «глазковыми» и водорослевыми доломитами, известняками. В нижней части толщи мощность карбонатных прослоев больше, чем сульфатных, вверх по разрезу мощность сульфатных пластов заметно возрастает. Отложения прибрежных лагун занимают

промежуточное положение между образованиями изолированных эпиконтинентальных заливов и осадками мелких пересыхающих сверхсоленых озер на приливно-отливных равнинах. От отложений приливно-отливных равнин лагунные отличаются более крупной и упорядоченной слоистостью, наличием выдержанных прослоев гипса, ангидрита и каменной соли. К образованиям этого типа можно отнести пермские отложения свиты жипсхукен (Центральный Шпицберген) мощностью 162 м, представленные толщей переслаивания доломитов и эвапоритов, в которой также наблюдается преобладание в нижней части разреза карбонатов, а в верхней — эвапоритов [13].

Группа отложений *внутренней части бассейна* (см. рис. 3, 4) включает генетические типы: умеренно-глубоководные (верхней части континентального склона), глубоководные (нижней части континентального склона), глубоководных долин, одиночных рифов, подводных поднятий, шлейфовые, биогермные и лагунные. Первые три типа характеризуются тесной пространственной связью, слагают пачки значительной протяженности и приурочены к южному району рассматриваемой территории, причем при движении с севера на юг в разрезе карбонатной толщи заметно возрастает роль глубоководных осадков.

Основным литологическим критерием выделения типов отложений является их микроструктура. Глубоководные соответствуют илам, умеренно-глубоководные — алевролитам. Это отличается их от мелководных отложений, в целом соответствующих пескам. Так как пассивная гидродинамика среды свойственна различным физико-географическим обстановкам, то при выделении генетических типов отложений этой группы наиболее важны палеонтологические и геохимические признаки.

Характерным первичным структурным компонентом умеренно-глубоководных отложений является шлам, т. е. тонкоизмельченные (0,01—0,1 мм) скелетные частички различных организмов. С известняками, содержащими большое количество спикул кремневых губок и радиолярий, связаны кремнистые конкреции. Веществен-

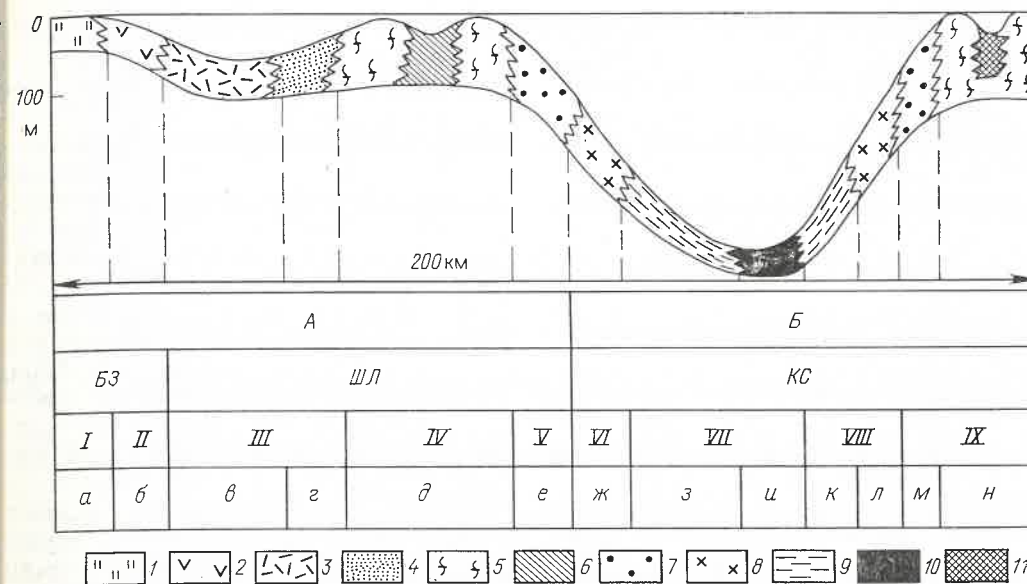


Рис. 4. Седиментационная модель оксфордских отложений (этап тектонической активизации палеобассейна)

Палеогеоморфологические зоны второго порядка: I — приливно-отливные равнины, II — прибрежные лагуны, III — мелководный закрытый шельф, IV — барьерная рифовая система, V — рифовая осыпь, VI — верхняя часть склона, VII — нижняя часть склона, VIII — склоны одиночных рифов и возвышенностей, IX — одиночные рифы и подводные возвышенности; аккумулятивные и абразионные формы рельефа первого и второго порядков: а — илестые гряды, валы, песчаные гряды, песчано-илестые равнины; б — лагуны; в — впадины; г — бары, отмели, тыловая осыпь рифа, намывные острова; д — рифовая равнина, гребень, склон рифа, межрифовые каналы; е — фронтальная осыпь рифа; ж — террасы, уступы, каньоны; з — террасы; и — долины, каньоны; к — террасы; л — уступы; м — рифовая осыпь; н — рифовый склон, гребень, равнина, лагуна, остров; 1 — генетические типы карбонатных отложений: I — приливно-отливных равнин: известняки «глазковые», строматолитовые, глинисто-алевролитистые, гли-

нистые тонкокристаллические доломиты; 2 — прибрежных лагун: пласты гипса (ангидрита) мощностью до 10 м; 3 — мало подвижных вод (иловых впадин): известняки пелитоморфные, водорослевые (сине-зеленые водоросли); 4 — подвижных вод (зоны взмучивания): известняки пеллетовые, оолитовые органогенно-псаммитовые; 5 — биогермные: известняки коралловые и кораллово-водорослевые, доломиты крупнокристаллические; 6 — межрифовых каналов: известняки псаммитово-детритовые, крупношамовые, доломиты с кремневыми конкрециями; 7 — шлейфовые: известняки органогенно-псаммитовые, органогенно-гравелистые, органогенно-детритовые; 8 — верхней части склона: известняки тонкошамовые с кремневыми конкрециями, спонголиты, известняки глинистые флишеподобные и конкреционные доломиты; 9 — нижней части склона: известняки глинистые пелитоморфные тонко- и мелкоплитчатые флишеподобные; 10 — глубоководных долин: известковые глины, мергели, глинистые известняки с прослоями туфо-песчаников; 11 — внутририфовых лагун: известняки пеллетовые, оолито-детритовые, доломиты. Остальные усл. обозн. см. рис. 3

ный состав пород известковый, кремнисто-известковый или доломитово-известковый. Содержание нерастворимого остатка превышает 5%. Отложениям свойственны толстая плитчатость и отсутствие слоистости. В современных морских бассейнах преобладающая часть шламных осадков формируется на глубине более 100—150 м, т. е. в пределах верхней части материковых склонов и внешних участков глубоких шельфов*.

* Верхняя граница континентального склона достаточно четкая, проходит на глубине 100—600 м, чаще 200 м и фиксируется заметным перегибом в рельефе шельфа (Н. В. Лонгвиненко, 1980 г.; Ф. П. Шепард, 1976 г.). Нижняя граница обычно постепенная, ее проводят условно на глубине 3000—3500 м (Ф. П. Шепард, 1976 г.).

В процессе гранулометрической дифференциации шлам скапливается в зоне, допускающей садку алевроитовых частиц, но препятствующей осаджению наиболее тонкого ила. Положение алевроитовой зоны зависит от крутизны склонов, глубины действия волн, количества поступающего взвешенного материала и др. Наиболее благоприятными обстановками для накопления шламных осадков являются пологие континентальные склоны вблизи широких стабильных или слабо погружающихся шельфов, занятых карбонатными раковинно-детритовыми осадками, которые служат источником шлама. Другим источником могут быть водорослево-коралловые рифы. Осадки континентального склона часто обогащены кремневым, реже фосфатным и

глауконитовым материалом, связанным с подъемом холодных глубинных вод.

Выявление умеренно-глубоководных отложений в древних толщах имеет важное палеогеографическое значение, поскольку они часто маркируют границу между шельфовой и глубоководной областями. Диагностическими признаками отложений верхней части пологого континентального склона могут служить тонкошламовая структура пород, хорошая гранулометрическая сортировка частиц, остатки планктонных и нектонных организмов и более редкого бентоса (кремневые губки, мшанки), наличие кремнистых конкреций, фосфоритов. На крутых континентальных склонах осадконакопления часто вообще не происходит или оно имеет эпизодический характер, прерываясь обвалами и оползнями.

Глубоководные отложения представлены в различной степени глинистыми темно-серыми пелитоморфными известняками, изредка мергелями. Главными структурными компонентами их являются тонкий карбонатный материал, пелитовая (глинистая) примесь и пелловый материал. Иногда они содержат небольшое количество (до 5—10 %) тонкого шлама, фораминифер, кальцисферулид, радиолярий, спикул кремневых губок, изредка тонкоалевритовые зерна кварца. Характерна тонкая до листоватой плитчатости или слойчатости. Современные глубоководные карбонатные отложения образованы почти исключительно остатками планктонных организмов (фораминифер, кокколитоиды, птеропод и др.). Единственным карбонатным минералом глубоководных осадков является кальцит, почти всегда в составе пелита присутствует тонкий глинистый материал. Глубоководные отложения либо вообще лишены слоистости, либо характеризуются тонкой слоистостью, обусловленной чередованием карбонатного и глинистого материала, им свойственны очень низкие скорости седиментации (менее 1 мм за 1 тыс. лет в аридных зонах).

Глубоководные осадки внутренних и окраинных морей отличаются от океанических более высоким темпом седиментации (Карибское, Средиземное, Черное моря и др.). В Средиземном

море глубоководные осадки содержат значительным количеством остатков фораминифер, планктонных фораминифер, а также чередование известковых и сапропелевых илов (Т. Н. Голубовская, Д. К. Патрунов, 1976 г.). Средне-глубоководные отложения имеют небольшую мощность, повышенную глинистость и отсутствие признаков перемыва осадков юрского возраста установлены бурением у восточной окраины Багамских банок (Р. Шеридан, 1978 г.). К ним относятся также мергелистые и кремнистые известняки триасового юрского возраста южных районов Альп, Карпат и других областей Средиземноморья [10, 11], девонские сланцы Нипсгруб и Wissenbach Центральной Европы [12].

Помимо рассмотренных глинистых известняков и мергелей, среди глубоководных отложений нижней части склона выделяются флишеподобные черные сланцы мощностью 5—30 м, развитые в кровле карбонатной и известковых глин. В некоторых разновидностях известняков установлена тонкая градиционная слойчатость, выраженная чередованием прочней и нижней частям континентально-слоев обломочных известняков и аргиллитов. Их ритмичность напоминает чередование современных и древних турбидитов. Современные карбонатные сланцы пока не позволяет выделить среди них генетические типы, ходя действия мутьевых потоков у подножия шельфовых склонов и поднятий занятых мелководными карбонатными осадками (Бермудский островной шельф, пролив Тонг, северный склон Багамских банок, южная часть равнины Хаттерас, плато Блейк, Красное море и др.). Вероятно, к турбидитам относится подавляющая часть ископаемых карбонатных флишевых и флишеподобных образований (Дж. Н. Сандерс, Дж. М. Фридмен, 1970 г.; А. Хэллем, 1978 г.).

Отложения глубоководных долин было связано с общей приливной объединяющей доводной группой пород: черные листоватые известковые глины и мергели, глинистые известняки с прослоями туфо-песчаников. Всем разновидностям свойственно высокое содержание органического вещества (до 5 %). Они приурочены к узким (до 10 км) зонам на нижней части континентального склона. Отложения глубоководных долин почти не содержат остатков фауны, зато характеризуются

высоким содержанием органического вещества (до 5 %). Они приурочены к узким (до 10 км) зонам на нижней части континентального склона. Отложения глубоководных долин почти не содержат остатков фауны, зато характеризуются

ные сланцы Flinz, формировавшиеся одновременно с рифами [12].

К внутрибассейновым относятся также отложения одиночных рифов и подводных поднятий. Одиночные рифовые массивы изучаемой территории имеют ранне-среднеоксфордский возраст, мощность 120—200 м, кольцеобразную и серповидную форму в плане. Для них характерно симметричное строение, склоны массивов крутые, шлейфы равномерно окружают их со всех сторон. Массивы не оказывают заметного влияния на распределение генетических типов вмещающих отложений и окружены внутрибассейновыми осадками. Подавляющее большинство современных внутрибассейновых рифов имеет тенденцию к интенсивному погружению (А. П. Лисицын, В. П. Петелин, 1970 г.). Однако встречаются одиночные рифы, связанные с относительно устойчивыми тектоническими блоками (Багамские банки), для которых характерны сравнительно небольшие мощности. Одиночные рифовые массивы Южного Узбекистана относятся ко второму типу.

Для отложений подводных поднятий и внутренней глубоководной области бассейна характерны небольшие мощности. Они значительно меньше мощности шельфовых и рифовых отложений и примерно соответствуют мощностям глубоководных глинистых известняков, окружающих поднятия. Этот тип представлен четко среднеплитчатыми онколитово-детритовыми и крупношламовыми известняками, содержащими многочисленные спикулы кремнистых губок, остатки двустворок, брахиопод, аммонитов, мшанок и серпул. На границах плиток часто фиксируются следы размыва, иногда ожелезнения. Современными аналогами этих отложений, вероятно, являются осадки, развитые на вершинах подводных банок и возвышенностей Тихого и Атлантического океанов (Ф. П. Шепард, 1976 г.). Комплекс фауны здесь представлен фораминиферами, кораллами, мшанками, серпулами. Иногда их поверхности покрыты известковыми водорослями. А. Хэллем (1978 г.) к отложениям подводных возвышенностей относит юрские известняки Аммонитико-Россо Средиземноморского региона и известняки Аднет Австрии.

Изучение фашиальных взаимоотношений пород разных стратиграфических горизонтов и выяснение устойчивости фашиальных обстановок во времени позволяют построить седиментационные модели, которые представляют собой закономерные последовательности генетических типов отложений, сменяющих друг друга по направлению от берега к центру бассейна и отражающих общую направленность смены форм рельефа и физико-географических обстановок седиментации. Построение седиментационных моделей дает возможность сравнивать с современными осадками не отдельные типы отложений, а весь фашиальный профиль каждого стратиграфического горизонта.

В карбонатной формации Южного Узбекистана реализованы две седиментационные модели. Первая из них построена для келловейских отложений и характеризует этап тектонической стабилизации палеобассейна (см. рис. 3). Вторая отражает этап активизации погружений в центральных глубоководных районах и реализована в оксфордских отложениях изучаемой территории (см. рис. 4). Район Узбекистана в позднеюрскую эпоху располагался в тропической аридной зоне. Основную роль в формировании карбонатной формации играли рифовые постройки, особенно начиная с раннего оксфорда, когда возникновение барьерных и одиночных рифов определило зональность осадков. В келловее большую часть изучаемой территории занимала область широкого пологопогружающегося шельфа, что отразилось в последовательной смене фашиальных зон: приливно-отливных равнин, береговых рифов и баров, открытого шельфа с небольшими постройками по краю, глубокого шельфа и внутренней части бассейна. В целом для келловей характерно отсутствие четко выраженных палеогеоморфологических элементов на шельфе. В оксфорде, в связи с активизацией тектонических движений, обособилась внутренняя глубоководная область бассейна, появился уступ, на котором началась развиваться барьерная рифовая система. За ней образовалась широкая область закрытого шельфа с затрудненным водообменом, где накапливались карбонатные илы

(во впадинах), пеллетовые и оолитовые обломочные осадки (на поднятиях). Последние формировали бары, намывные острова и отмели, которые способствовали периодической изоляции прибрежной зоны, где образовывались сульфатные (лагунные) и карбонатные (приливно-отливные) осадки.

Помимо барьерной системы в оксфорде появились одиночные рифы, приуроченные к поднятиям во внутренней части палеобассейна. В конце оксфорда рифообразование прекратилось, что было вызвано новым этапом тектонической стабилизации. На месте барьерных и одиночных рифов образовались бары и намывные острова. Прибрежная лагуна стала значительно шире, а во внутренней части бассейна началось накопление карбонатно-терригенных илов, обогащенных органическим веществом. Они формировались в условиях резкого дефицита карбонатного материала.

Седиментационные модели верхнеюрских отложений Узбекистана свойственны большинству современных областей карбонатонакопления. Наиболее сходны они с карбонатными шельфами атлантического типа: Флоридского, Багамских островов, Кубы, Мексиканского залива [11]. Выявленное сходство верхнеюрских фашиальных рядов с современным распределением карбонатных осадков свидетельствует о возможности использования охарактеризованных моделей для генетического анализа карбонатных формаций. Смена седиментационных моделей во времени отражает тектоническую эволюцию палеобассейна.

Седиментационные модели карбонатных отложений позволяют выявлять основные закономерности распределения генетических типов и групп отложений в разрезе и на площади и являются теоретической основой для прогноза областей, наиболее благоприятных для поисков нефти и газа: зон развития отложений рифовых комплексов, ископаемых баров и отложений подводных поднятий, характеризующихся наиболее высокими емкостными и фильтрационными свойствами, обеспечивающими возможность формирования крупных, высокодебитных месторождений нефти и газа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас карбонатных пород и породообразующих организмов рифовых комплексов Средней Азии. Под ред. В. Д. Ильина. М., Недра, 1981. (Тр. ВНИГНИ, вып. 225).
- Забродин В. Е. Роль водорослей в отложении карбонатных осадочных формаций протерозоя. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 2. М., Наука, 1975, с. 166—169.
- Ионин А. С., Павлидис Ю. А., Суарес А. О. Геология шельфа Кубы. М., Наука, 1977.
- Крашенинников Г. Ф. Понятие «фашия» и методические вопросы фашиального анализа. — Литология и полезные ископаемые, 1983, № 5, с. 24—39.
- Корсунь В. В. Верхнеюрские рифовые образования Юго-Западного Узбекистана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 10, с. 140—146.
- Лусия Ф. Осадконакопление в обстановке эвапорит-карбонатной береговой зоны. — В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., Мир, 1974, с. 196—225.
- Строение верхнеюрской карбонатной формации центральных районов Средней Азии. Под ред. В. Д. Ильина, И. В. Безносова. М., Недра, 1976. (Тр. ВНИГНИ, вып. 164).
- Строение и распределение верхнеюрских рифовых комплексов в Южном и Западном Узбекистане/И. Г. Михеев, Н. К. Фортунатова, В. И. Вето, Л. А. Бояринова. — Тр. ВНИГНИ, 1978, вып. 210, с. 54—68.

- Фортунатова Н. К., Михеев И. Г. Строение верхнеюрских рифовых комплексов Юго-Западного Гиссара. — В кн.: Литология и палеогеография биогермных массивов. М., Наука, 1975, с. 156—168.
- Bernoulli D. Redeposition pelagic sediments in the Jurassic of the central Mediterranean area. — Ann. Just. Geol. Publ., Hungary, 1971, v. 54, p. 71—90.
- Jenkyns H., Torrens H. Paleogeographic evolution of Jurassic seamounts in Western Sicily. — Ann. Just. Geol. publ. Hungary, 1971, v. 54, p. 91—104.
- Krebs W. Devonian basinal facies. The Devonian system. — Special papers in paleontology, 1980, N 23, p. 125—139.
- Lauritzen O. The development of the gips-shuken formation (lower permian) at Trollflugljella in Central Spitsbergen, Svalbard. — Skr. Norsk. polarinst, 1981, N 176, p. 5—22.
- Tisljar I. Tidal flat, lagoonal, and shallow marin carbonate sediments in the Uper Jurassic and cretaceous of Istria (Yugoslavia). — Acta geologica, 1978, v. 9, N 5, p. 159—212.
- Walter A. Coral reef morphogenesis/A. multidimensional model. — Science, 1978, N 4370, p. 831—837.

ДК 622.815.001 (477.61)

И. ХИТАРОВ (ГЕОХИ АН СССР), А. В. ДОКУКИН, Э. ПЕТРОСЯН (ИГД им. А. А. Скочинского), Г. И. ВОЙТОВ (ИФЗ АН СССР), Н. КАРАГОДИН (Минуглепром СССР), В. Г. ТЫМИНСКИЙ (АН СССР), Ф. ЧЕРЕПОВСКИЙ (Мингео СССР)

Возможные индикаторы выбросоопасности угольных пластов

Выбросоопасность угольных пластов, а с глубиной порядка 750—800 м — и вмещающих пород характерна в основном для тектонически сложно построенных угленосных бассейнов и месторождений, обычно пространственно тяготеющих к районам современной или геологически недавней мобильности земной коры. В СССР эта проблема наиболее актуальна для Донецкого каменноугольного бассейна. В Донбассе внезапные выбросы угля и газа локализованы в районе юго-восточного замыкания Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловин. Его северо-восточные, восточные и юго-восточные границы нечеткие, но в общем совпадают с зонами развития передовой линейной складчатости и площадями распространения антрацитов высоких ступеней метаморфизма. Здесь имеются крупные синклинали и антиклинали или их отдельные элементы, в частности структурные элементы Главной антиклинали Донбасса, осложненные разрывами надвигового типа, между которыми располагаются тектонически более просто построенные блоки.

Наибольшее количество внезапных выбросов угля и газа произошло в западной части рассматриваемого района, где распространены угли марок Ж, К и ОС. Далее к востоку и юго-востоку, где развиты угли более высоких стадий метаморфизма, на сопоставимых глубинах плотность внезапных выбросов снижается, а в районах, где развиты угли суперантрациты, вообще не зарегистрированы.

В Донецком бассейне наименьшая глубина, на которой зарегистрированы внезапные выбросы угля и газа, составляет 120 м — это ниже верхней границы распространения газов метаморфического происхождения. Выход летучих у выбросоопасных углей менее 35 %. С увеличением угла падения угольных пластов и степени метаморфизма их органического вещества глубина проявления внезапных выбросов угля и газа уменьшается. В Донбассе выбросы угля обычно сопровождаются выделением метана, хотя в других бассейнах (в основном характеризующихся новейшей, альпийской, складчатостью, например, в Силезском) нередко сопровождаются выделением

СО или смесями СО₂ и углеводородов [12, 13], а иногда и азотных газов.

Признаки выбросоопасности в Донбассе известны давно [2]. Среди них можно указать на резкие изменения прочности углей, появление отдельных пачек непрочного угля или возрастание их мощности, потери углем блеска (матовость угля), увеличение его сухости и пылеватости, появление тектонических нарушений и т. д. В настоящее время установлено [13], что склонные к внезапным выбросам угольные пласты имеют пониженную прочность углей, в них отсутствует явно выраженный кливаж, развиты трещины тектонического происхождения (угли тектонически препарированы). С увеличением мощности пластов или наименее прочных пачек углей при прочих равных условиях сила выбросов и их частота возрастают [13]. Для наиболее опасных по выбросам угольных пластов характерна не столько малая прочность, сколько наличие в них сильно нарушенных, перемятых пачек углей или углистого аргиллита. Коэффициент тектонической препарации* таких пластов в среднем в 3 раза больше, чем у невыбросоопасных (И. В. Бобров и др., 1954 г.). Для возникновения внезапных выбросов благоприятны зеркальные поверхности соприкосновения углей с вмещающими породами и высокопористая структура последних [12].

Пока не установлено четкой связи между выбросоопасностью угольных пластов и их газоносностью [12], хотя газ существенно влияет на механические и энергетические параметры углей (Б. М. Иванов, 1979 г.). Однако, судя по количеству газа, а также по газообильности горных выработок, в которых происходят внезапные выбросы, давление газа и газоносность вмещающих пород и угольных пластов в выбросоопасных зонах повышены [5, 12]. В этих зонах несколько увеличена температура угольного пласта и вмещающих пород, угли акустически активны [13] и отличаются повышенной скоростью начальной газоотдачи [14].

Существует много гипотез образования зон, опасных по внезапным выбросам угля и газа («газовых очагов» Л. Н. Быкова, «остаточных тектонических напряжений» И. М. Печука, «многофакторная» гипотеза Я. Э. Некрасовского, «высокого начального давления газа» В. В. Тетеревянникова, «концентрации напряжений в призабойной зоне» А. М. Карпова и В. И. Белова, «цепных процессов» Р. Я. Мюллера и В. С. Попова, «волны дробления» С. А. Христиановича, «комплексного участия горного давления, давления газа и структуры угля» А. А. Скочинского, «энергетическая» В. В. Ходота и т. д.), но в настоящее время, по-видимому, можно рассматривать только два альтернативных варианта происхождения этого явления.

1. Внезапные выбросы угля, породы и газа обусловлены геотектоническими процессами, т. е. вызваны той же энергией, что и процессы накопления упругих деформаций в гипоцентрах тектонических землетрясений (разрывы

сплошности пород, криповые подвижки блоков пород без разрыва их сплошности, грязевый, а возможно, лавовый вулканизм).

2. Внезапные выбросы угля, пород и газа обусловлены совокупным действием горного давления и давления газа, которые перепределяются в призабойной части угольного пласта при нарушении квазистатического состояния массива пород в результате технологических процессов (проходка горных выработок, выемка угля и т. д.). Однако в каждом конкретном акте выброса угля и газа действуют те и другие силы, хотя их роль неодинакова, причем первичные напряжения в массиве горных пород возникают как следствие геодинамического процесса.

Связь между системой тектонических нарушений угольных месторождений или отдельных их частей и выбросоопасностью угольных пластов является эмпирической [13, 15 и др.]. В начале 30-х годов Л. Н. Быков [2] обратил внимание на приуроченность в Донбассе выбросоопасных зон к тектонически разуплотненным структурам. О. И. Чернов на примере Кузбасса и Егоршинского месторождения аэрацитов показал, что выбросоопасность угольных пластов можно охарактеризовать ориентировкой крупных тектонических нарушений их газопроницаемостью. Убедительно обосновал это явление неотектоническими движениями Г. А. Коньков [10], выделивший в Донецком бассейне (методами анализа результатов повторного высокоточного нивелирования железнодорожных сетей) зоны относительных поднятий, опусканий и так называемых «контрастных» движений. Для последних наиболее характерны современные движения и связанные с ними напряжения пород угленосных толщ. Именно к таким зонам (выделены четыре зоны) приурочено основное количество выбросов угля и газа в Донбассе [10]. Исследования в горных выработках шахт [14 и др.] подтвердили, что зонам контрастных движений соответствуют повышенная трещиноватость углей и пород, более плотные тепловые потоки, пучения горных пород и внезапные выбросы угля, пород и газа. Особенно часты внезапные выбросы в зонах вторичной складчатости, возникновение которых связано с деформацией вертикальных нагрузок, осложненной горизонтальным сжатием.

В более поздних работах [4] на территории Донецкого бассейна выделено 26 обособленных региональных («газодинамических») зон, ориентированных в северо-восточном направлении (аз. 50°), где происходят выбросы угля, породы и газа, поднятия и выбросы пород. В последние годы методом ГСЗ на территории Донецкого бассейна выявлен ряд глубинных разломов мантийного заложения, ориентировка которых совпадает с направлением трещин кливажа, создавая благоприятные условия для разрывами разного порядка в палеозойском структурном этаже [11], и показана приуроченность флюидов, в основном природных газов, к ним зон выбросоопасности, причем преимущественно углеводородов). Нельзя участки выбросов в основном располагать полностью исключить, что последние могут играть роль в образовании минеральных комплексов и выносе комплексов динамических явлений произошло в зонах соединений химических элементов. В табуширотного разлома — Главного, в зонах наиболее вероятны изотопные го антиклинала Донбасса (рис. 1). Здесь зарегистрировано порядка 2300 внезапных выбросов, в том числе крупнейший в мировой физико-химические явления.

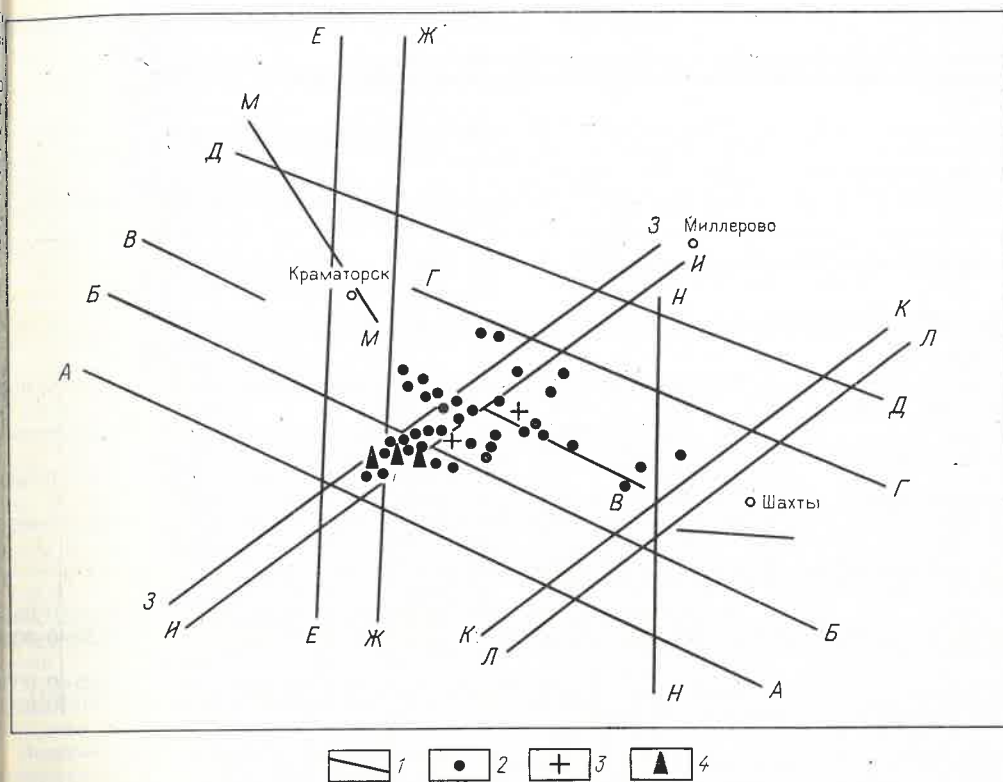


рис. 1. Схема развития глубинных разломов Донецкого бассейна и участков динамических явлений [9]: А — Передовой, Б — Южно-Донецкий, В — Главного, Г — Южно-Донецкий, Д — Краснощитский, Е — Ж — Керченско-Славянские, З, И — Волноваско-Чернухинские, К, Л — Белокалитвенские, М — Дружковский, Н — Ровенский; 2 — участки выбросов угля и газа; 3 — то же, пучения пород; 4 — то же, выбросов песчаных

практике — 14 630 т угля и порядка 0,25 млн. м³ Н₂ (1969 г.).

Все сказанное, по-видимому, свидетельствует об исключительной роли неотектонических движений в формировании зон выбросоопасности в угленосных толщах тектонически сложенных построенных каменноугольных бассейнов и месторождений (в том числе Донецкого), проявления которых особенно интенсивны между разломами пород, в зонах так называемых «контрастных» подвижек. Нет сомнений, что последние должны иметь место различные геохимические, геохимические и физико-химические процессы. Во-первых, в таких зонах должны возникать тонкие структурные изгибы, где происходят выбросы угля, породы и газа, поднятия и выбросы пород. В последние годы методом ГСЗ на территории Донецкого бассейна выявлен ряд глубинных разломов мантийного заложения, ориентировка которых совпадает с направлением трещин кливажа, создавая благоприятные условия для разрывами разного порядка в палеозойском структурном этаже [11], и показана приуроченность флюидов, в основном природных газов, к ним зон выбросоопасности, причем преимущественно углеводородов). Нельзя участки выбросов в основном располагать полностью исключить, что последние могут играть роль в образовании минеральных комплексов и выносе комплексов динамических явлений произошло в зонах соединений химических элементов. В табуширотного разлома — Главного, в зонах наиболее вероятны изотопные го антиклинала Донбасса (рис. 1). Здесь зарегистрировано порядка 2300 внезапных выбросов, в том числе крупнейший в мировой физико-химические явления.

чинско-Славянские, З, И — Волноваско-Чернухинские, К, Л — Белокалитвенские, М — Дружковский, Н — Ровенский; 2 — участки выбросов угля и газа; 3 — то же, пучения пород; 4 — то же, выбросов песчаных

Химический состав газов. Если в угольных бассейнах существует даже только один источник природных газов — метаморфизм органического вещества угля и пород угленосных толщ, то и в этом случае в тектонически разуплотненных структурах, секущих земную кору (в том числе в структурах, испытывающих сжатие, к которым приурочены выбросоопасные зоны), следует ожидать плотный поток природных газов в область стока — атмосферу Земли. Выполненные оценки (Д. И. Тугаринов, 1975 г.) показывают, что плотность восходящего потока гелия в таких зонах на 5 или более порядков выше, чем внутри монолитных блоков пород.

Считается, что углеводородные газы Донбасса образовались *in situ* в процессе углефикации органического вещества каменноугольных пластов и угленосных толщ. Поэтому в пределах ограниченных участков, где однородность исходного органического вещества каменноугольных пластов несомненна, а его накопление и дальнейшее метаморфические преобразования происходили в близких физических и физико-химических условиях (Р, Т, рН, Е_н среды), должны возникнуть близкие по химическому составу углеводородные газы (СО₂, углеводороды).

Однако эмпирические данные показывают, что природные газы (в основном, углеводородные) и угли из зон, опасных по внезапным выбросам, резко отличаются по химиче-

* Отношение мощностей пачек перемятого угля к мощности пласта в целом.

Состав углеводородных газов в углях некоторых пластов, развитых в зонах выбросоопасности и за их пределами в Донецком бассейне

Место отбора образца (шахта, пласт)	Выбро- соопас- ность	Глу- бина отбо- ра, м	Марка угля	Содержание газов, %					
				CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	изо-C ₄ H ₁₀	норм- C ₄ H ₁₀	C ₅ H ₁₂
Донецко-Макеевский углепромышленный район									
Шахта им. Бажанова, пласт тз:									
западное крыло (уголь)	Да	1100	Ж—К	92,087	5,446	2,095	0,072	0,237	0,041
восточное крыло (уголь)	Нет	1100	То же	59,428	34,487	4,428	0,179	0,986	0,322
западное крыло (порода)	Да	1100	"	89,821	7,796	1,415	0,059	0,149	0,024
восточное крыло (порода)	Нет	1100	"	80,464	16,194	2,782	0,139	0,299	0,723
Шахта им. А. А. Ско- чинского, пласт h ₆ ¹ :									
восточная панель (уголь)	Да	1150	К	76,030	18,350	4,460	0,200	0,670	0,1840
там же (порода)		1150	"	78,220	17,800	3,320	0,140	0,430	0,0920
центральная панель (уголь)	Нет	1150	Ж	98,940	0,980	0,065	0,002	0,012	0,0025
там же (порода)	"	1150	"	98,640	1,100	0,180	0,008	0,030	0,0150
Краснодонский углепромышленный район									
Шахта «Суходольская — Восточная», пласт k ₂ ^{низ} :									
блок 2/2 (уголь)	Да	650	Ж	98,720	1,230	0,046	0,003	0,002	0,0008
там же (порода)		650	"	97,960	1,820	0,030	0,140	0,120	0,0430
блок 3/3 (уголь)	Нет	650	"	71,150	28,370	0,300	0,105	0,091	0,0960
там же (порода)		650	"	75,510	22,100	0,687	1,406	1,115	0,2990
блок 2/2, газы сво- бодных струй	Да	650	"	99,830	0,062	0,005	0,00104	0,0010	0,00034

Примечание. Газы десорбированы из образцов при 60 °С.

скому составу от газов, содержащихся в углях того же пласта за пределами указанных зон (табл. 1). При этом не намечается определенной тенденции в изменении состава углеводородных газов. Например, в углях пласта k₂^{низ} (блок 2/2 шахты «Суходольская — Восточная», Краснодонский углепромышленный район) или пласта тз (западное крыло шахтного поля шахты им. Бажанова, Донецко-Макеевский углепромышленный район), подверженных внезапным выбросам, среди углеводородных газов резко преобладает метан, в то время как углеводородные газы из тех же угольных пластов, развитых за пределами выбросоопасных зон, существенно обогащены гомологами метана. В выбросоопасных зонах других шахтных полей (например, шахты им. А. А. Скопинского Донецко-Макеевского углепромышленного района, пласт h₆¹), наоборот, в составе углеводородов повышено содержание гомологов метана по сравнению с газами, отобранными из того же пласта, но за их пределами.

Аналогичные особенности изменения состава углеводородных газов в Донецком бассейне отмечены и в других углепромышленных районах и на других угольных пластах [6], одна-

ко, по-видимому, наиболее характерным из зон, опасных по внезапным выбросам угля, является преимущественно метановый состав углеводородов. Заметим, что углеводородные газы сульфидных выделений из зон внезапных выбросов содержат метана еще больше (в относительных процентах), чем газы, десорбированные из образцов угля этих зон (см. табл. 1).

В углеводородных газах из выбросоопасных зон содержится, по-видимому, несколько больше, чем в газах за их пределами, нелетучих углеводородов (олефинов), хотя этот тезис нуждается в подкреплении дополнительными эмпирическими данными (табл. 1). Имеются данные, что газы из зон выбросоопасности характеризуются повышенным содержанием гелия, поступающего из пород, подстилающих угленосные отложения, поскольку малые содержания радиоэлементов [9] в углях Донецкого бассейна не позволяют считать их родоначальником этого газа.

Изотопный состав углерода CH₄ и CO₂ в выбросоопасных зонах. Исходя из гомогенности исходного органического вещества (в крайней мере, в пределах относительно

больших территорий типа шахтных полей), следовало ожидать высокую изотопную однородность углерода CH₄ и CO₂. Значение $\delta^{13}C$ углерода CO₂ — продукта метаморфических преобразований органического вещества угольных пластов — должно составлять порядка 0 ‰ CH₂ — около 40 ‰ [7].

На шахте «Суходольская — Восточная» углерод CH₄ из пласта k₂^{низ}, отобранного в выбросоопасных зонах, на 3—4 ‰ значений $\delta^{13}C$ тяжелее углерода CH₄ из образцов того же пласта, отобранных за пределами этих зон (табл. 2, рис. 2). Углерод CO₂ из выбросоопасных зон на 1—10 ‰ значений $\delta^{13}C$ тяжелее углерода средней пробы CO₂ в газах каменноугольных месторождений. Изотопные эффекты того же знака для углерода суммы углеводородов из пласта h₆¹ наблюдаются на поле шахты им. А. А. Скопинского (см. табл. 2). Однако на поле шахты им. Бажанова (пласт тз) углерод суммы углеводородов из выбросоопасных зон почти на 10 ‰ легче значений $\delta^{13}C$ углерода суммы углеводородов из угля за пределами зон выбросоопасности (см. табл. 2). Заметим, что углерод CH₄ свободного (сульфидного) выделения газов на поле шахты «Суходольская — Восточная» в выбросоопасной зоне на 3—8 ‰ тяжелее значений $\delta^{13}C$ углерода CH₄, десорбированного из угля этой зоны, и на 6—10 ‰ тяжелее значений $\delta^{13}C$ углерода CH₄, десорбированного из образцов углей, отобранных за ее пределами.

Особенности изотопного фракционирования углерода CH₄ и CO₂ в явлениях сорбции-десорбции в выбросоопасных зонах и за их пределами. Исходя из аналогий между десорбцией газа и диссоциацией жидкости, показано, что в сорбционных процессах при миграции CH₄ может осуществляться изотопное фракционирование углерода. Адсорбция газов и паров вызывается в основном неуправляемыми силами Ван-дер-Ваальса, имеющими значительно большую сферу действия по сравнению с диаметром молекул адсорбата, поэтому они могут создавать на поверхности адсорбента полимолекулярные слои. Отсюда было сделано предположение, что вне зависимости от природы CH₄, сорбированного на угле, процесс его миграции как по угольному пласту, так и вкост его пространства будет сопровождаться не только дифференциацией газов по молекулярному весу, но и избирательной сорбцией молекул CH₄, в результате чего ближе к поверхности сорбента слои молекул должны обогащаться гомологами метана, а последний — молекулами ¹³CH₄. Соответственно их десорбция должна происходить при большей затрате энергии, т. е. в десорбированном газе содержание гомологов метана и ¹³CH₄ должно возрастать по мере увеличения температуры десорбции.

Особенности фракционирования изотопов углерода углеродистых газов (CH₄, CO₂) в процессах сорбции-десорбции при миграции

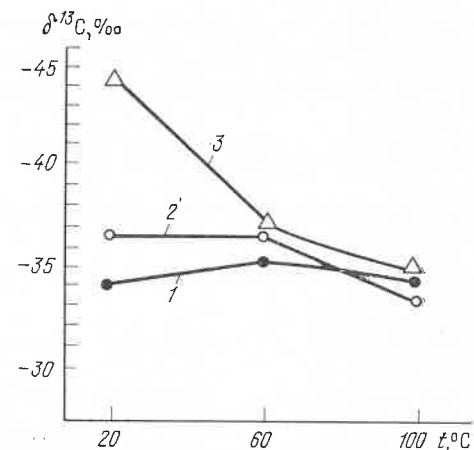


Рис. 2. Характер изменения величины $\delta^{13}C$ углерода CH₄ из зон выбросоопасности и за их пределами на поле шахты «Суходольская — Восточная» в образцах газа, десорбированного при различных температурах
1 — блок 2/2 (выбросоопасный), 2 — блок 3/3 (неопасный), 3 — пласт l₆^{верх} (шахта «Должанская — Капитальная»)

изучены на угольных пластах, характеризующихся различными степенями метаморфизма органического вещества, газоносностью угольных пластов и склонностью последних к внезапным выбросам угля и газа (табл. 3). Из данных табл. 3 можно заключить, что на молекулярном уровне сорбционный эффект проявляется отчетливо (в том числе в углях из выбросоопасных зон), а на изотопном — эффект фракционирования CH₄, по-видимому, имеет место только там, где процесс миграции осуществляется по механизму диффузионного массопереноса и угли в значительной степени деметанизированы (например, на неопасных по внезапным выбросам суперантрацитах Должанско-Садкинской впадины, пласт l₆^{верх}).

Аналогичная тенденция, но не столь резко выраженная, характерна также (см. табл. 3) для угля пласта k₂^{низ} в блоке 3/3 поля шахты «Суходольская — Восточная» и «Донецкая» (пласт k₂^{верх}). Напротив, в пределах блока 2/2 поля шахты «Суходольская — Восточная», где угольный пласт обладает высокой метаноносностью, а также высокой плотностью восходящего потока преимущественно метановых газов и часты внезапные выбросы угля и газа, эффект изотопного фракционирования углерода CH₄ в процессах сорбции-десорбции при миграции подавлен. По-видимому, последнее обусловлено тем, что в случае массопереноса, осуществляемого по механизму фильтрации, имеют место случаи, подобные наблюдающимся в хроматографических колоннах, когда из-за высокой скорости газа-носителя не происходит разделения смесей легкокипящих газов на индивидуальные компоненты. Однако даже в этом случае эффекты изотопного фракционирования углерода в процессах сорбции-десорбции при миграции проявляются достаточно четко на природных газах с более высокой теплотой адсорбции, как это видно на примере изотопного состава углерода CO₂ в пределах того же блока 2/2 поля шахты «Суходольская — Восточная» (см. табл. 3).

* Образцы угля, отобранные из свежих обнажений забоев горных выработок в стеклянные стерильные емкости, герметизированные в месте отбора, подвергнуты дегазации последовательно при температурах 20, 60 и 100 °С. Время каждой десорбции — 1 ч, рабочий вакуум 258—387 Па.

Таблица 2

Таблица 3

Химический и изотопный состав углерода CH_4 из углей и вмещающих пород зон внезапных выбросов и за их пределами в Донецком бассейне

Место отбора образца (шахта, пласт)	Содержание газов, %						$\delta^{13}\text{C}$, ‰ РДВ	
	H_2	He	N_2	CO_2	CH_4	Сумма тяжелых УВ	CH_4	CO_2
Краснодонский углепромышленный район								
Шахта «Суходольская—Восточная», блок 2/2, опасный по выбросам, пласт $k_2^{\text{низ}}$:								
обр. 5 (уголь)	Нет	Нет	41,14	0,45	56,43	1,98	—32,4	Не опр.
обр. 6 (уголь)	0,04	"	38,07	2,79	57,89	1,18	—36,6	—13,0
обр. 19 (уголь)	Нет	"	12,29	0,78	85,52	1,08	—36,6	—14,0
обр. 23 (уголь)	0,11	0,12	36,76	5,64	55,82	1,94	—34,7	—19,0
обр. 8 (порода)	0,02	Нет	46,81	2,62	49,14	1,41	—35,8	—19,0
Свободный газ	Следы	"	3,00	Нет	96,99	0,01	—27,3	Не опр.
Блок 3/3, не опасный по выбросам, пласт $k_2^{\text{низ}}$:								
обр. 1 (уголь)	Нет	Нет	77,23	7,50	14,94	2,83	—37,6	Не опр.
обр. 9 (уголь)	"	"	81,18	3,03	15,04	5,42	—38,0	То же
обр. 8 (порода)	"	"	89,74	3,73	6,52	0,02	—35,0	"
Донецко-Макеевский углепромышленный район								
Шахта им. А. А. Сковинского, пласт h_6^1 :								
восточная панель, опасная (уголь)	0,001	Нет	6,92	5,55	86,61	0,92	—31,7*	Не опр.
центральная панель, неопасная (уголь)	Нет	"	20,54	3,84	74,68	0,94	—33,6*	То же
Шахта им. Бажанова, пласт m_3 :								
западное крыло, опасное (уголь)	0,023	Не опр.	17,81	0,94	75,65	5,57	—33,8*	"
восточное крыло, неопасное (уголь)	0,288	То же	75,79	3,21	13,05	7,66	—24,6*	"

* Углерод суммы углеводородов.

Уран и его изотопы в выбросоопасных зонах. В большинстве изученных минеральных углей Донецкого бассейна содержание урана меньше 10^{-6} г/г [9], и лишь в единичных образцах из пласта $k_2^{\text{низ}}$ (поле шахты «Суходольская—Восточная»), развитого в пределах выбросоопасных зон, оно повышалось до $(1-2) \cdot 10^{-6}$ г/г. В основной же массе изученных образцов из этого угольного пласта содержание урана меньше 10^{-6} г/г. Изотопные отношения урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в Снежнянско-Торезском углепромышленном районе Донбасса в пластах h_7 и k_5 (поле шахт 222 и им. В. И. Чапаева) варьировали [9] от 1,13 до 1,26. Это свидетельствует об энергетических неравновесиях изотопов урана, обусловленных современными процессами его переноса — водного или газового, возможно, в форме урано-органических соединений. Разрабатываемые пласты полей этих шахт опасны по внезапным выбросам антрацита и газа.

Химические элементы в минеральных углях из выбросоопасных зон. Существует много данных о химических элементах (в том числе микроэлементах), содержащихся в минеральных углях, однако распределение их не про-

анализировано в связи с выбросоопасностью угля, пород и газа. Исключение, по-видимому, составляет работа Л. С. Вольповой и др., в которой показано, что горные породы в пределах зон, испытывающих разрывные напряжения и проявления суффлярных выделений природных газов, характеризуются аномальным содержанием отдельных литофильных элементов (Mg, Ca, Mn и др.), а также ртути (более 10^{-4} %). Однако в зонах сжатия элементами сдвигов и неустойчивой ориентировкой осей главных напряжений горные породы содержат те же литофильные элементы в пределах кларков или даже ниже, а ртуть на два порядка меньше (менее 10^{-6} %).

Распределение химических элементов в углях из пласта $k_2^{\text{низ}}$ поля шахты «Суходольская—Восточная» в выбросоопасных зонах и их пределами также неравномерно. Эта неравномерность иллюстрируется на рис. 3, на котором содержание 27 химических элементов минеральных углей из зон выбросоопасности определенных нейтронно-активационным методом, нормировано к содержанию тех же химических элементов в образцах из зон, не подверженных выбросам. Разброс содержа-

Химический состав газов, десорбированных из углей Донецкого бассейна, изотопный состав углерода CH_4 и CO_2

Место отбора образца (шахта, пласт)	Марка угля	Температура десорбции, °C	Содержание газов, %						δ ¹³ C, ‰ РДВ	
			He	H ₂	N ₂	CO ₂	CH ₄	TV	CH ₄	CO ₂
Краснодонский углепромышленный район										
Шахта «Суходольская — Восточная», пласт k ₂ ^{низ} : Блок 2/2, выбросо- опасный	Ж	22	Не обн.	0,090	48,50	1,80	49,36	0,250	—32,4	—18,90
		60		0,005	45,60	1,78	51,95	0,665	—35,3	—15,60
		100	0,019	0,016	21,30	4,98	70,13	0,555	—34,7	—9,20
Блок 3/3, невыбро- соопасный	Ж	20	Не обн.	0,070	92,20	2,24	4,82	0,670	—35,7	Не опр.
		60	0,011	0,150	79,20	7,23	9,36	4,049	—36,9	То же
		100	0,027	0,090	63,90	12,40	15,16	8,423	—33,5	"
Шахта «Донецкая»: пласт k ₂ ^{низ}	Ж	22	Не обн.	Не обн.	48,52	0,64	50,60	0,236	—35,9	"
		60	"	"	22,98	0,38	75,00	1,635	—36,4	"
		100	"	"	16,08	0,76	80,00	3,160	—36,2	"
пласт k ₂ ^{верх}	Ж	20	"	"	90,86	1,97	6,80	0,364	Не опр.	"
		60	"	"	89,19	0,13	9,10	1,576	—35,6	"
		100	"	"	61,92	8,51	21,20	8,377	—34,0	"
Донецко-Макеевский углепромышленный район										
Бажано-Садкин- ская впадина, пласт верх	A ₁₂ — A ₁₃	20	0,096	0,033	89,99	6,59	3,30	0,023	—44,9	—10,03
		60	0,099	0,027	70,79	24,58	4,43	0,073	—36,5	—9,62
		100	0,050	0,043	34,98	53,06	11,82	0,045	—35,4	—8,26

Химических элементов в минеральных углях пласта $k_2^{\text{низ}}$ укладывается в порядок величины, а разброс содержаний тех же элементов в пределах зон выбросоопасности сужается. Пример распределений химических элементов минеральных углей пласта $k_2^{\text{низ}}$ шахты «Суходольская—Восточная» наблюдается нами (рис. 3), показателен, однако нельзя утверждать однозначно, что нарушение изначальной гомогенности в распределении химических элементов в ископаемых углях обусловлено теми же причинами, что и неоднородности химического состава газов и изотопные аномалии, т. е. в конечном счете их выбросоопасностью.

Некоторые особенности атомно-молекулярной структуры угля из зон выбросоопасности. Атомно-молекулярная и надмолекулярная структура углей к настоящему времени хорошо изучена методами рентгеноструктурного анализа, инфракрасной спектроскопии (ИКС), электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), ядерного магнитного резонанса (ЯМР) и др. Исследования образцов антрацитов пластов k_2 , l_3 , $h_{11}^{\text{низ}}$ Шахтерского и других районов Донбасса показали [1], что потенциально опасные по выбросам антрациты имеют небольшой размер упорядоченного углеводородного слоя (L_a до $20 \cdot 10^{-10}$ м), низкие значения $\lg \rho$ угла (σ) диэлектрических потерь и величины $\lg \rho$ (показатель удельного электрического сопротивления угля — от 3,5 до 6,0).

Для ИК-спектров таких антрацитов характерна полоса 2920 см^{-1} , указывающая на содержание метильных групп CH_2 и CH_3 в макромолекулах угля. Сигнал спектра ЭПР, обусловленный разрывами связей в алифатических цепях последних, расширен ($320-716 \text{ А/м}$). Количество свободных радикалов такого типа, по-видимому, характеризует [8] степень выбросоопасности угля.

Переход от одного типа угольных структур к другому происходит скачком в интервале значений $\lg \rho = 3,5-2,8$. В структурах, не опасных по выбросам антрацитов, в макромолекулах угля число метильных групп CH_2 и CH_3 резко уменьшено, размеры упорядоченных слоев увеличены (L_a до $40 \cdot 10^{-10}$ м), спектр ЭПР, представляющий, по-видимому, реакцию на свободные радикалы в макромолекулах углей, содержащих поликонденсированные ароматические кольца, состоит из одного узкого сигнала ($\Delta H = 55,7-160 \text{ А/м}$), $\lg \rho$ меньше 2,8. Возможно, последнее явление обусловлено метаморфизмом органического вещества угольных пластов и характеризует нормальный ход этого процесса.

Поскольку свободные радикалы реакционно-способны и, рекомбинируя, дают нейтральные молекулы (в том числе метан и его гомологи), такие различия в тонкой структуре угля, по-видимому, вызваны процессами механодеградации, связанной с перманентно действующими в зонах выбросоопасности тектоническими про-

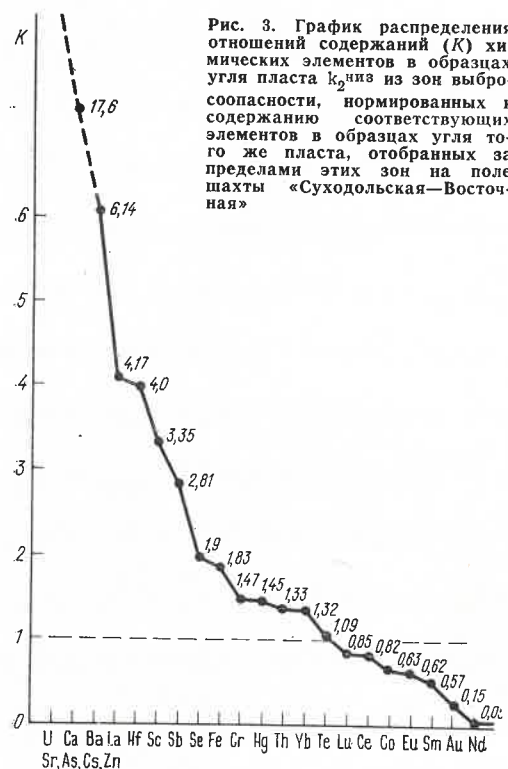


Рис. 3. График распределения отношений содержаний (K) химических элементов в образцах угля пласта k_2 из зон выбросоопасности, нормированных к содержанию соответствующих элементов в образцах угля того же пласта, отобранных за пределами этих зон на поле шахты «Суходольская—Восточная»

цессами и силами горного давления. Энергетические затраты на этот процесс по известным оценкам [3] составляют 100 эВ ($1,6 \times 10^{-17}$ Дж) на одну разорванную связь.

Такие реакции, сопровождающиеся образованием радикалов, имеют различные скорости, величина которых определяется (Н. Н. Семенов, 1968 г.) коэффициентом диффузии радикалов через активные поверхности кристаллов*. Поскольку, как указывалось, свободные радикалы быстро гибнут при рекомбинации, для поддержания их количества на некотором заданном уровне необходимо постоянно затрачивать механическую энергию. Например, для поддержания равновесной концентрации свободных радикалов в углях порядка 10^{19} в см^3 (что близко к количеству парамагнитных центров (ПМЦ) в углях из выбросоопасных зон) по аналогии с полимерными материалами необходима механическая энергия, равная 10^{-3} Дж/см³/с. По числу ПМЦ в единице объема угля выбросоопасные зоны выделяются достаточно хорошо [1]. Введением функции $F = N \frac{N_a}{C_a}$, где N_a и C_a — атомные содержания водорода и углерода в угле, а N — число ПМЦ в единице объема угля, удается [7] еще более надежно локализовать зоны выбросоопасных углей (рис. 4).

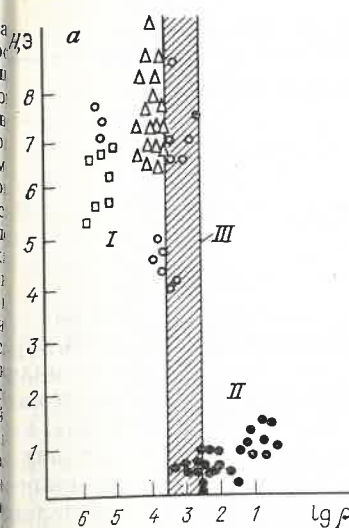
* Под последними понимаются поверхности кристаллов, энергия возбуждения которых значительно меньше энергии диссоциации молекул на радикалы, а также поверхности, характеризующиеся любыми значениями энергии возбуждения, но содержащие большое количество дефектов.

Энергетическая сторона проблемы образования зон, подверженных внезапным выбросам угля, породы и газа, и всех сопутствующих процессов является узловой. По-видимому, ее необходимо рассматривать в плане нового и современного тектогенеза*, перенятно проявляющегося в таких зонах. Им, но им обусловлено возникновение зон повышенной проницаемости, по которым происходит миграция природных газов из пород, простилающих угленосные отложения, в верхние структурные этажи. Особенно интенсивна миграция в зонах локализации внезапных выбросов, где формируются газовой-геохимические и изотопные аномалии, а также происходит вынос из пород (или привнос) химических элементов, в том числе радиоактивных. Интенсивность тектоно-механических воздействий органическое вещество углей и вмещающих пород, сопровождающаяся нарушением их молекулярной и надмолекулярной структур, может быть выражена количеством ПМЦ в единице объема угля; другие явления, также, по-видимому, обусловленные влиянием современных геодинамических процессов, носят явно линейный (линейный) характер.

Таким образом, помимо уже известных используемых для оценки выбросоопасности угольных пластов и выделения выбросоопасных зон характеристик намечаются по крайней мере еще три группы информативных параметров, геохимическая и физико-химическая природа которых несомненна. Назовем их в порядке сложности практической реализации при поисках линейных геодинамических зон: газовые, распределение радиоэлементов, плотность ПМЦ и изотопные.

Локализация аномалий в линейных зонах и их вероятная связь с геодинамическими процессами в зонах контрастных тектонических движений, к которым приурочено основное количество внезапных выбросов угля, пород и газов в Донбассе, должны быть использованы для выделения последних уже на стадии поисковых и геологоразведочных работ угля. Эта задача не является чрезмерно сложной, поскольку в геологических отчетах по запасам угля предусмотрены специальные разделы, в которых рассматриваются вопросы газоносности угольных пластов и угленосности толщ разведываемых месторождений, дается черпывающая характеристика технологических свойств полезного ископаемого. По-видимому, эти разделы отчетов необходимо дополнить обязательным описанием всего спектра углеводородных газов (что выполняется сравнительно просто), не ограничиваясь указанием только тех компонентов, которые регулируют особенности газовой зональности и определяют возможную метаносность угольных пластов, а также сведениями о распределении химических элементов в минеральных углях. Кроме того, весь угольный керн, извлекаемый при перебурировании выбросоопасных угольных пластов, должен подвергаться опробованию с целью определения количества ПМЦ в угольной массе. Тем самым будет сделан важный шаг в сторону

* Время релаксации напряжений в горных породах земной коры исчисляется сотнями и первыми тысячами лет (В. А. Магницкий, 1953 г.).

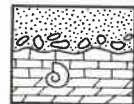


4. График распределения ПМЦ в углях Шахского района Донбасса по [1] (а) и тот же графический построенный после введения функции $F = N_a/C_a$ (б)

улучшения достоверности информации о локализации геодинамических зон в пределах выбросоопасных угольных пластов. Эти независимые характеристики могут быть использованы проектными организациями при выборе как схем вскрытия выбросоопасных пластов или отдельных геодинамических зон при выработках, так и технологических схем отработки угольных пластов. Это природный аспект проблемы. В части научной новизны изложенного следует отметить существенный факт обнаружения в тектонически сложном построенных угольных бассейнах и месторождениях комплекса геохимических и физико-химических явлений, свойственных зонам, опасным по внезапным выбросам угля, пород и газов, природа которых требует дальнейших специальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артемьев А. В., Пересунько Т. Ф. Определение потенциальной выбросоопасности антрацитов методом ЭПР. — Уголь, 1978, № 6, с. 30—32.
- Быков Л. Н. Теория и основные принципы разработки пластов, склонных к внезапным выделениям газа. М.—Л., ОНТИ, 1936.
- Буягин П. Ю., Дубинская А. М., Радциг В. А. Спектр ЭПР, конформация и химические свойства радикалов в твердых полимерах. — Успехи химии, 1969, т. 38, № 4, с. 593—623.
- Вереда В. С., Горченя Е. К. О соответствии геодинамических зон трещиноватых углей и температурного режима Донбасса с современными тектоническими движениями. — В кн.: Современные движения земной коры, т. 3. Киев, Наукова думка, 1968, с. 165—169.
- Вольнова Л. С., Крамаренко А. Н. Особенности состава углеводородных газов из углей в зонах, подверженных явлениям внезапных выбросов. — Докл. АН СССР, 1983, т. 267, № 5, с. 1225—1228.
- Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., Недра, 1973.
- Докукин А. В., Денисов Д. А., Усатый А. Ф. О связи концентраций свободных радикалов в углях с выбросоопасностью. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 592—595.
- Коньков Г. А. О связи новейших и современных тектонических движений с метаносными и выбросоопасными зонами в условиях Донецкого бассейна. — Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 3, с. 670—673.
- Кудельский В. В., Бородулин М. И. К вопросу о связи динамических явлений в Донбассе с глубинными разломами. — В кн.: Новые результаты геофизических исследований на Украине. Киев, Наукова думка, 1977, с. 9—17.
- Особенности химического состава природных газов пласта k_2 на поле шахты «Суходольская—Восточная» Донецкого бассейна/Г. И. Войтов, А. И. Кравцов, Е. В. Терентьев и др. — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 3, с. 710—714.
- Петросян А. Э., Иванов Б. М., Крупная В. Г. Теория внезапных выбросов. М., Наука, 1983.
- Уран и его изотопы в ископаемых углях/В. Л. Зверев, А. И. Кравцов, Г. И. Войтов и др. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 5, с. 1217—1219.
- Ходот В. В. Внезапные выбросы угля и газа. М., Госгортехиздат, 1961.
- Эттингер И. Л. Газоносность ископаемых углей. М., Недра, 1966.
- Bubnoff S. Untersuchungen über Schlagwetter im Donerbecken und ihre Bedeutung für die Theorie der Gassensbrüche. — Glückauf, 1932, N 52, p. 1205—1212.



Опорный разрез кындынской серии кембрия Западного Прианабарья

На западном склоне Анабарского поднятия широко развиты доломитовые отложения кындынской серии, слагающие практически весь разрез кембрия. Впервые понятие кындынская («киндумская») свита ввел Г. Д. Аллер [8] для пачки темноцветных битуминозных доломитов, обнажающихся вблизи устья р. Кындын в долине нижнего течения р. Котуй. Доломиты, перекрывающие эту пачку, были выделены им в коралловую свиту. В дальнейшем доломитовые отложения р. Котуй ниже устья р. Котуйкан, «киндумская» и коралловая свиты были объединены Ф. К. Марковым [8] в кындынскую толщу мощностью 1050—1100 м, условно отнесенную к силуру.

В конце 50-х годов кындынская серия, называемая то толщей, то свитой, становится объектом среднемасштабного картирования. Окончательно определяется принадлежность отложений к кембрию и проводится их подразделение на три подсвиты по наличию в средней части разреза темноцветных битуминозных доломитов [8]. На севере территории устанавливаются хорошо палеонтологически охарактеризованные существенно известняковые разрезы, послужившие основой для составления местной биостратиграфической схемы [2, 8]. Сопоставление их с доломитовыми, в которых также были найдены единичные окаменелости, позволило В. Е. Савицкому и В. М. Рудяченку [8] предполагать наличие довольно резких колебаний возраста доломитовой толщи: подошва — нижний — средний кембрий, кровля — низы верхнего кембрия — ордовик (?).

В конце 60-х — начале 70-х годов в практике среднемасштабного картирования отказались от наименования кындынская свита (толща). Ее средняя (битуминозная) часть была переведена в ранг свиты — далбыхской, а

верхняя — аттырдахской. Для отложения нижней части кындынской серии стали употреблять возрастную индексацию Е₁₋₂. Однако в большинстве тематических исследований название кындынская свита (толща) сохранялось [10, 11 и др.]. В это время окончательно устанавливается разделение кембрийских отложений Сибири на платформы на две крупные структурно-фациальные области — лагунно-морскую (Юдомо-Оленёкскую) Узкая полоса между ними выделяется в переходную зону, именуемую Анабаро-Синской или Алдано-Анабаро-Ринской, в состав которой входят отложения кындынской серии.

Проведение на данной территории крупномасштабных геологосъемочных работ обусловило необходимость составления детальной схемы расчленения кындынской серии и выделения в разрезе дробных стратиграфических подразделений и маркирующих горизонтов. С этой целью автором изучены основные разрезы серии в долинах р. Котуй (нижнее и среднее течение), Маймеча. В результате этих исследований кындынская серия расчленена на четыре свиты, две из которых выделяются впервые.

Установлено, что в разрезах р. Котуй подошва кындынской серии четко фиксируется по стабильному появлению выше сероцветных известняков кембрийским породам Западного Прианабарья пологое падение на северо-запад (азимут от 300 до 340°) под углами от 3 до 10°. Высота склонов долин этих разрезов уверенно определяется составляет 100—200 м и более. Нижнеатдабанский возраст верховиты согласно залегает на образующей усть-котуйканской серии [10, 13], что позволяет считать подошву кындынской серии практически изохронной с подошвой усть-котуйканской серии. Ряд исследователей отмечает резкое понижение подошвы серии к основанию кембрия [2]. В этом случае в состав кындынской серии включались до

ты, сходные по цвету и структурно-текстурным особенностям с известняками усть-котуйканской серии. Для них характерны примесь глинистого и помочного (кварцевого) материала, яркий (красный, зеленый) цвет, кро- и тонкозернистая структура, наличие в верхах разреза оолитовых разновидностей. Указанные признаки дают основание рассматривать доломиты в качестве стратиграфических аналогов известняковых отложений усть-котуйканской серии.

Установленный Г. Д. Аллером [8] стратотип кындынской серии вблизи устья р. Кындын отвечает лишь незначительной части разреза этих отложений. Непригодным для дальнейшего изучения в качестве стратотипического [7, 13] оказался также разрез в долине среднего течения р. Котуй из-за его сильной тектонической нарушенности. Это послужило основанием для выбора гипостратотипом кындынской серии разреза в долине нижнего течения р. Котуй на участке р. Котуй — руч. Большой Чомно-Юрях. Здесь он наиболее доступен, достаточно хорошо обнажен, слабо дислоцирован, кроме того, вполне определенно характеризует положение кындынской серии в общем разрезе осадочной толщи Западного Прианабарья и ее границы со смежными стратиграфическими подразделениями (рис. 1).

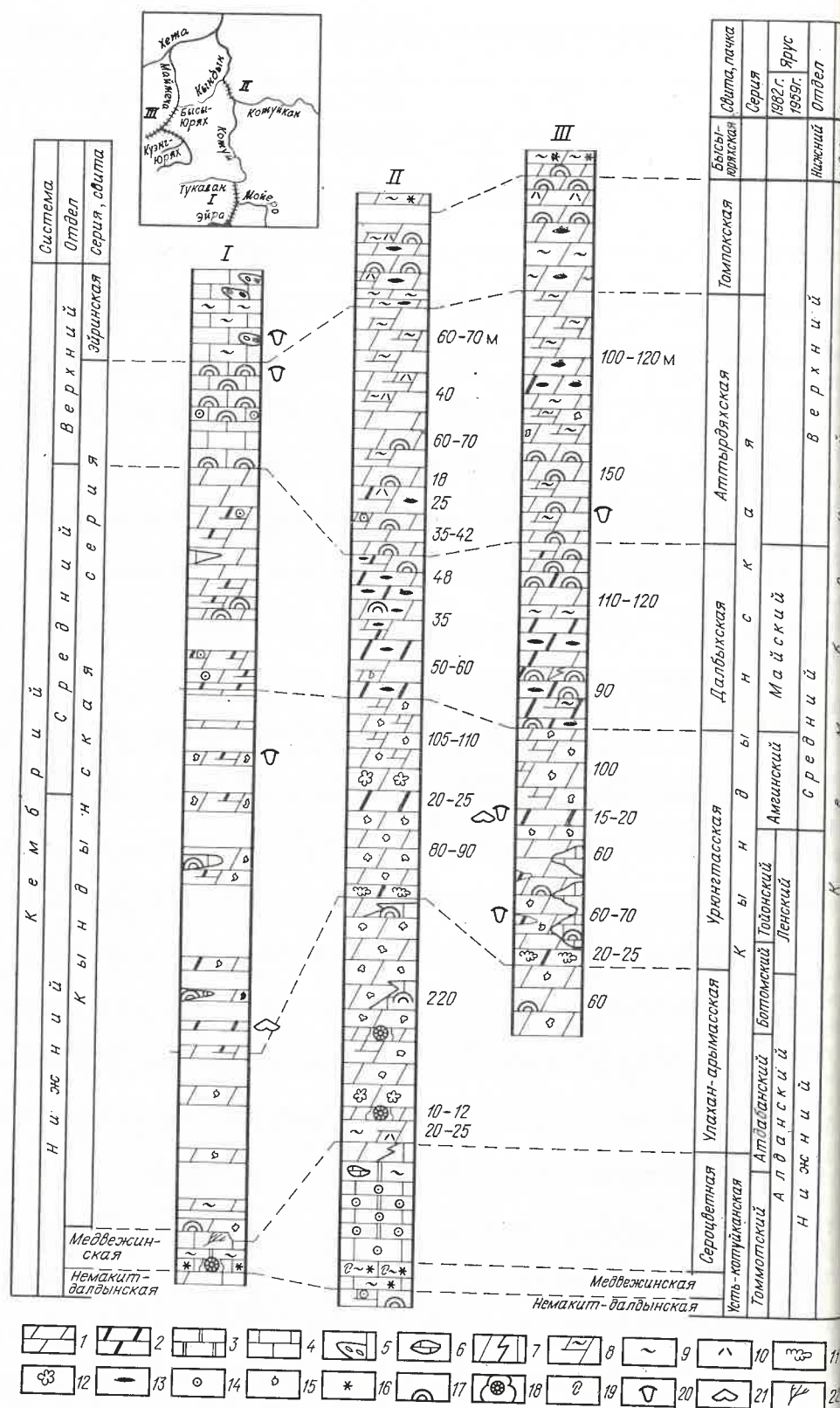
Улахан-арымасская свита* названа в честь руч. Большой Ары-Мас (Улахан-Ары-Мас-Юрях), впадающему в р. Котуй ниже устья р. Котуйкан. Отложения этой свиты впервые появляются в долине кромки правобережного склона (в 2,5—2,7 км ниже устья р. Котуй) и прослеживаются далее на 1 км ниже устья руч. Улахан-Ары-Мас-Юрях. Они имеют свойственное им выше сероцветных известняков кембрийским породам Западного Прианабарья пологое падение на северо-запад (азимут от 300 до 340°) под углами от 3 до 10°. Высота склонов долин этих разрезов уверенно определяется составляет 100—200 м и более. Нижнеатдабанский возраст верховиты согласно залегает на образующей усть-котуйканской серии [10, 13], что позволяет считать подошву кындынской серии практически изохронной с подошвой усть-котуйканской серии. Ряд исследователей отмечает резкое понижение подошвы серии к основанию кембрия [2]. В этом случае в состав кындынской серии включались до

Первоначальное авторское наименование улахан-арымасская свита изменено на улахан-арымасская в связи с использованием его для стратиграфических отложений Оленёкского под-

блюдаются прослои (от 0,4 до 4,5 м) желтовато- и зеленовато-светло-серых неравномерно-глинистых тонкозернистых, местами с отчетливой тонкой волнистой слоистостью доломитов [5]. Снизу вверх по разрезу (и сверху вниз по течению) в составе свиты выделяются следующие пачки.

1. Доломиты светло-серые неравномерно-глинистые тонко- и мелкозернистые, прослоями пористые, кавернозные (возможно, по сульфатам), тонкоплитчатые . . . 20—25 м
2. Доломиты светло-серые до желтовато-серых неравномерно-зернистые плитчатые, с водорослево-археоциатовыми биогермами. Высота тел 0,1—0,3 м, длина 0,3—0,6 м. Археоциаты плохой сохранности . . . 10—12 "
3. Доломиты светло-серые мелко- и крупнозернистые, массивные с линзами известняков. Пачка начинается прослоем (от 2,0 до 5,0 м) доломитов с окремнением в виде тонких прерывистых, ориентированных субпараллельно наслоению корок, являющимся хорошим маркером, позволяющим сопоставлять далеко отстоящие обнажения в этой части долины р. Котуй. Отмечается нечеткая караваеобразная и волнисто-плитчатая отдельность доломитов. Имеются немногочисленные прослои ступково-оолитных и обломочных доломитов. Прослои и линзы светло-серых водорослевых известняков колеблются от долей метра до 50 м; протяженность их составляет от нескольких метров до нескольких десятков и сотен метров. Переход известняков в доломиты резкий. Вблизи контакта в известняках наблюдается доломитизация в виде густой сети тонких прожилков. В целом характер контактов доломитов с известняками не оставляет сомнения в более позднем (по известняку) образовании доломита. Все же не исключено, что именно первичные соотношения известковых и доломитовых осадков, сформировавшиеся на более ранних стадиях литогенеза, предопределили ход и масштаб наблюдаемой доломитизации . . . 220 "

В районе горы Одихинча в верховьях ручьев Эбэ-Юрях, Дьяма-Юрях и в их междуречье вблизи основания и в 130—150 м выше подошвы свиты обнаружены скопления археоциат. В. И. Бондаревым (устное сообщ.) установлена принадлежность обоих уровней к атдабанскому горизонту нижнего кембрия — зоне *Nochorocyathus ko-*



ни. Сходный разрез улахан-арынской свиты прослеживается севернее в долине р. Медвежья, где на участке 1,5 км выше устья руч. Харитоньях — устье руч. Паастаах-Дьэбэл — обнажаются светло-серые до желто-светло-серых неравномерно-зернистых доломитов, содержащие вблизи дошвы доломитовые водорослево-археоциатные постройки, а выше — слои и линзы светло-серых известков. В. М. Сундуков (устное сообщ.) исключает принадлежность доломитов с археоциатами к низам атдабанского горизонта нижнего кембрия. В долине среднего течения р. Маймечы на участке руч. Куэнг-Юрях — р. Амудаах вскрываются лишь самые верхние улахан-арынской свиты, представленные светло-серыми почти белыми и пятнистыми по окраске и структуре доломитами. Видимая мощность отложений свиты составляет ~70 м (см. рис. 1).

На юге Западного Прианбарья в долине среднего течения р. Котуй отложения улахан-арынской свиты могут быть выделены условно (см. рис. 1). Здесь на участке 40 км выше устья р. Мойеро встречается полный стратотипический разрез кындынской серии [3, 8, 12], т. е. тектонически нарушенный. Отложения, подстилающие кындынскую свиту, известны как «котуйский археоциатный горизонт» [8] или медвежская свита [12, 13]. Нижние 10—15 м этих осадков представлены пестрыми известняками, заключающими постройки с археоциатами томского яруса, верхние 20—25 м слоены сероцветными, в основном эпигонными известняками, с единичными археоциатами низов атдабанского яруса [13]. Последние сменяются доломитами кындынской серии по ошожной пилообразной поверхности с амплитудой 3—5 м.

В нижних 30—50 м разреза кындынской серии доломиты светло-серые неравномерно-зернистые, с крупной строматолитоидной отдельностью. Вышележащие части разреза наблюдаются в разрозненных скалах, реже грядках, протяженностью 0,5—2,5 км и высотой от 5 до 20 м. Постоянно отмечается изменение залегания пород с присущего им пологого юго-западного (от 200 до 240°) падения на юго- и северо-восточное. Породы смяты в мелкие пологие синклинали и антиклинальные складки, разбиты на блоки, трещиноваты, брекчированы, нередко превращены в мелко- и крупноглыбовые тектонические брекчии. Можно лишь в общих чертах наметить интервал образований улахан-арынской свиты и приблизительно установить их мощность — более 200 м. Среди светлых неравномерно-зернистых доломитов не обнаружено водорослево-археоциатных построек и различных форм окремнения, столь свойственных породам улахан-арынской свиты в более северных разрезах.

Нижняя граница свиты является в Западном Прианбарье достаточно изохронной, что подтверждается определениями окаменелостей [4, 5, 10, 13]. В стратотипическом разрезе р. Котуй (нижнее течение) возраст свиты устанавливается в интервале низов атдабанского — низов ботомского ярусов. Сопоставление отложений свиты с хорошо изученными и фаунистически охарактеризованными разрезами соседней Юдомо-Оленёкской морской области позволяет считать ее аналогом верхней части эмяксинской свиты (рис. 2), отвечающей атдабанскому — низам ботомского (слои с *Calodiscus*) яруса.

Урюнгтасская свита названа по правому притоку р. Котуй — руч. Урюнг-Тас-Юрях, находящемуся в поле распространения данной свиты. Полого-

1. Схема сопоставления разрезов кындынской серии Западного Прианбарья

р. Котуй, среднее течение (стратиграфическая свита неудовлетворительного разреза); II — р. Котуй, нижнее течение, III — р. Маймечы, среднее течение (то же стратиграфическое разрез); масштаб 1:5000; 1 — доломиты; 2 — битуминозные доломиты; 3 — доломитистые известняки; 4 — известняки; 5 — известняковые конгломераты; 6 — линзы известняков; 7 — граница фациального перехода из известняков в доломиты; 8 — прослой тонкозернистых и глинистых доломитов в разном зернистых доломитах; 9 — глинистый материал; 10 — следы бывшей сульфатности; 11—13 — обособления кремния: 11 — прихотливой формы, в том числе кубовидные, 12 — почковидные, 13 — желваки, линзы; 14 — оолитовое строение; 15 — кавернозность; 16 — красноцветность; 17 — водоросли; 18 — водорослево-археоциатные биогермы; 19 — хилиты; 20 — трилобиты; 21 — брахиоподы; 22 — водоросли *Epirhizon*

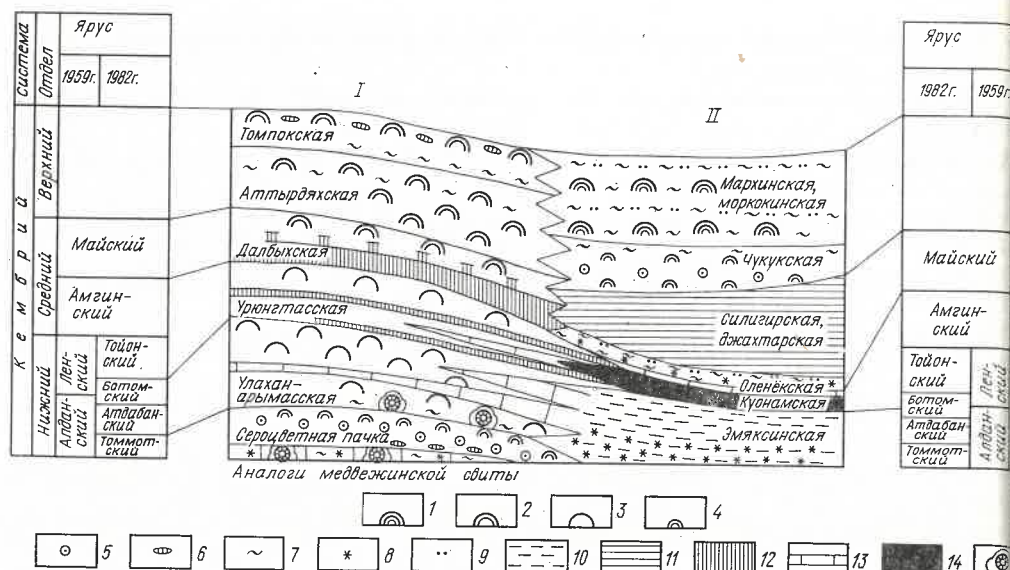


Рис. 2. Схема сопоставления отложений кыдынской серии Западного Прианбарья (I) с кембрийскими отложениями морской Юдомо-Оленевской области (II)

1 — водорослевые известняки; 2 — строматолитовые доломиты; 3 — доломиты с биогермоподобной отдельностью; 4 — строматолитовые известняки; 5 — оолитовые известняки; 6 — плоскообломочные конгломераты;

залегающие ее отложения обнажаются в верхней части правобережного склона в 1,5 км выше устья руч. Урюнг-Тас-Юрх и прослеживаются далее вниз по течению р. Котуй, постепенно снижаясь к урезу воды в районе горы Одихинча. Высота береговых обнажений достигает 200 м и более. Подходя свиты проводится по появлению темноцветных слабобитуминозных доломитов, содержащих прослой более светлых доломитов с обособлениями кремней кубковидной формы (см. рис. 1). Снизу вверх по разрезу прослеживаются следующие пачки.

1. Доломиты коричнево-светло-серые до коричнево-серых и желтовато-серых. Отмечаются прихотливой формы включения кремня. Вблизи основания — доломиты с многочисленными мелкими (от нескольких миллиметров до 1,5 см в поперечнике) образованиями кремня кубковидной, палочковидной и червеобразной формы.

2. Доломиты коричнево-серые до коричнево-серых, реже желтовато-серые, неравномерно, часто линзовидно чередующиеся между собой. Преобладают доломиты мелкозернистые мелкопятнистые, с прихотливыми удлиненными и близкими к округлым обособлениями светлого (почти белого)

80—90 м

неравномерно-зернистого доломита и кремнистого вещества. Имеются доломиты с крупными онколито-подобными образованиями, а также горизонтально- и волнисто-полосчатые (водорослевого типа). Пачка является маркером при корреляции обнажений.

3. Доломиты желтовато-светло-серые массивные, кавернозные, реже плитчатые. В нижних 20—25 м интенсивно-окремненные. Окремнение в виде тонких пронизывающих породу прожилковидных и почковидных обособлений.

Общая мощность отложений св. 210—220 м.

В долине р. Маймеча урюнгтасовская свита обнажена на участке руч. энг-Юрх — р. Амбардаах. В основании характер разреза ее здесь сохраняется, но отмечается более значительная насыщенность отложений темно-серыми битуминозными доломитами, обуславливая выделение в ее составе трех, а пяти пачек (см. рис. 1). Отложения свиты согласно залегают на массивных светлых доломитах улахан-арымасской свиты. Снизу вверх по разрезу (и сверху вниз по течению) прослеживаются следующие пачки.

1. Доломиты коричнево-серые до коричнево-серых и светло-серых слабобитуминозные, онколитовые.

еются обособления кремней не-авильной и линзовидной, а также кубковидной, палочковидной и червеобразной формы, сходные с кремнистыми образованиями, наблюдавшимися в отложениях пачки I долины р. Котуй. Пачка служит маркером в долине Маймеча, что позволяет прове-

корреляцию отложений руч. энг-Юрх и р. Амбардаах. Доломиты светло-серые, почти белые, кавернозные, заключающие прослой и линзы водорослевых известняков светло-серых, пелитовых. Местами в верхней части пачки отмечаются прослой и линзы битуминозных коричневатых доломитов, в которых впервые найдены обломки трилобитов *thyuriscellus robustus* Legt., *otolenidae* (определения Л. И. Ороной), брахиопод — беззавитых — *Kutorgina* sp. n., *Kutor* sp., *Obolellidae* gen. et sp. det., замковых — *Nisucia kotujensis*, *Matutella amgensis*, *Nisusidae* sp. et sp. indet., *Kotujella* sp., двусторчатых моллюсков — *Stethocoides* sp. (определения Л. Пельмана). Предварительное определение форм трилобитов позволяет предполагать, что эти отложения относятся к оленевскому горизонту ботомского яруса нижнего кембрия. Брахиоподы характерны для верхней части Юнского яруса нижнего кембрия — низов амгинского яруса среднего кембрия. Это дает возможность внести коррективы в стратиграфическую схему, разработанную при среднемасштабном картировании, согласно которой возраст низов кыдынской серии в данном районе определяется как

20—25 м

105—110 м

3. Чередование доломитов светло-серых массивных, кавернозных, полосчатых с доломитами светло-коричневыми мелкозернистыми, онколитовыми. Местами в нижней части пачки отмечаются линзы доломитов коричнево-серых онколитовых, прослой и линзы известняков светло-серых водорослевых.

4. Доломиты коричнево-серые до светло-коричневых с сильным захватом битума. На поверхности наложения пород встречаются брахиоподы. В отложениях при среднемасштабной съемке были найдены трилобиты низов амгинского яруса. В. М. Рудяченко и Р. Г. Эйхардом в 1963 г. на правом берегу р. Маймеча в 10—11 км ниже устья р. Далбыха обнаружены трилобиты *Schistocephalus* sp., *Chondragraulos* cf. *granulatus* Tchern. (определения Н. П. Назаренко) и брахиоподы *Kutor*

gina cf. *cingulata* (Billings.) (определение В. Ю. Горянского) 15—20 „

20—35 м

60—70 „

До 60 „

5. Чередование доломитов светло-серых массивных, интенсивно-кавернозных, а также светло-серых пятнисто-полосчатых с доломитами слабо-коричнево-серыми, нередко онколитовыми, образующими прослой мощностью 0,4—0,6 м. Последние разновидности хорошо выделяются в разрезе благодаря тонкоплитчатой отдельности. В верхней части пачки встречаются обособления кремней.

До 100 „

Мощность разреза свиты в целом в долине р. Маймеча 255 м.

Хорошо устанавливаются отложения урюнгтасовской свиты в долине р. Медвежья. В районе руч. Абсаха-Юрх над доломитами с линзами известняков верхов улахан-арымасской свиты прослеживаются доломиты коричневатосерые с характерным кубковидной формы окремнением. Выше по разрезу появляется пачка коричнево-серых онколитовых доломитов.

На юге Прианбарья в долине среднего течения р. Котуй отложения, обособляющиеся в урюнгтасовскую свиту, предположительно прослеживаются на до района р. Хорхой. Здесь, подобно улахан-арымасской свите, сохраняются плохая обнаженность и значительная дислоцированность пород, затрудняющие составление разреза свиты (см. участок 10 км выше устья р. Мойеро рис. 1). Мощность этого интервала условно определяется в 300 м. Среди преобладающих светло-серых массивных доломитов отмечаются прослой и линзы коричнево-серых слабобитуминозных доломитов и светло-серых водорослевых известняков. В районе устья р. Кюех постоянно фиксируются тектонические брекчии, принимаемые рядом исследователей [12] за доломитовые конгломераты, залегающие в виде карманов глубиной 20—30 м. В 1,5 км ниже устья р. Хорхой в левобережных обнажениях Б. Б. Шишкиным и Т. В. Пегель [12] найдены трилобиты *Amgaspis glabra* N. Tchern., установленные в нижней части амгинского яруса р. Лены и *Kooteniella* sp., известные в нижнем и низах среднего кембрия Сибири. В. И. Бондаревым здесь же обнаружены единичные экземпляры *Chondragraulos minussensis* Legt. и *Kooteniella* sp. (определения

Л. Н. Репиной), характерные для верхов ленского яруса нижнего кембрия.

В целом имеющиеся в разных разрезах урюнгтасской свиты палеонтологические находки позволяют достаточно надежно определить ее принадлежность ко второй половине нижнего — первой половине среднего кембрия. Приуроченность отложений свиты к этому временному интервалу устанавливается также литологическим методом. Появление в составе свиты темноцветных слабобитуминозных доломитов, содержащих единичные находки трилобитов, по времени совпадает с формированием в соседней Юдомо-Оленёкской морской области (в частности, на восточном склоне Анабарского массива) куонамской свиты горючих сланцев, которая включает богатый комплекс окаменелостей, датируемый второй половиной раннего — первой половиной среднего кембрия (см. рис. 2). С этим временем связано также образование темноцветных битуминозных разновидностей (иногда типа горючих сланцев), наблюдающихся в фаунистически охарактеризованных известняковых разрезах бассейна р. Эриэчка [2], что подтверждается находящимися в них окаменелостями.

Сложнее выявить границу внутри свиты между нижним и средним отделами кембрия. Пока она условно проводится лишь в разрезе среднего течения р. Маймечы, где в подошве последней наиболее мощной пачки темноцветных битуминозных доломитов найдены остатки трилобитов амгинского яруса. В известняковых разрезах и на северо-западе Прианабарья граница условно проведена в основании зоны *Apaagaspis* — нижней биостратиграфической зоны амгинского яруса нижнего кембрия.

Верхняя граница амгинского яруса в доломитовых и известняковых разрезах Западного Прианабарья палеонтологически не обоснована. В соседней морской области этой части разреза отвечают низы оленёкской свиты (см. рис. 2), содержащей комплекс трилобитов верхов амгинского яруса (джелидинский маркирующий горизонт — зона *Pseudapomocarina*). Верхняя граница зоны палеонтологически не обоснована; условно она проводится по

смене в разрезе оленёкской свиты (ее аналогов) сероцветных известняков пестроцветными глинистыми, содержащими комплекс фауны низов майского яруса среднего кембрия.

Далбыхская свита выделена в Рудяченком при среднемасштабной съемке. Стратотип ее установлен в долине р. Маймечы вблизи устья р. Далбыха (см. рис. 1). Здесь на светлых кавернозных доломитах согласна легает пачка строматолитовых кавернозно-серых, слабобитуминозных доломитов. Снизу вверх по разрезу слеживаются:

1. Чередование (нередко ритмичное) доломитов микро- и тонкозернистых коричнево-серых и коричнево-серых строматолитовых, с обособлениями серого и темно-серого кремня со светло-зеленовато-серыми доломитами. Имеются единичные прослои светло-серых водорослевых плоскообломочных известняков. В нижних 10—15 м преобладают строматолитовые доломиты с прослоями доломитовой конглобрекции и линзовидными обособлениями кремней . . . 80—

2. Неравномерное чередование светло-коричневых в разной степени глинистых доломитов с коричнево-серыми, строматолитовыми. В нижних 10—15 м породы насыщены желваками серых до темно-серых полосчатых кремней . . . 110—

Общая мощность отложений 190—210 м.

Сходный тип разреза наблюдается в долине р. Котуй (левый берег — выше устья р. Кындын и правый — 1,5 км ниже устья руч. Чомн-Ю). Он более доступен, чем стратотипический разрез в долине р. Маймечы, сходен с ним по объему и составу отложений (см. рис. 1).

1. Доломиты тонкозернистые коричнево-серые до коричнево-серых пятнисто-полосчатые, с желваками светлого кремня, прослоями светло-серые, кавернозные. Имеются прослои доломитов ступково-оолитовых и плоскообломочных . . . 50—

2. Доломиты микро- и тонкозернистые светло-серые до коричнево-серых и коричнево-серых, с обильными желваками кремней, прослоями строматолитовые. На поверхностях наложения отмечаются трещины усыхания . . .

3. Доломиты микро- и тонкозернистые до пелитоморфных коричнево-серые, битуминозные,

с прослоями светло-серыми. Широко развиты линзовидные и желваковидные обособления кремней . . . 47,5—48,0 „

С нижней границы разреза далбыхской свиты начинается не только смена типов пород в разрезе кындынской серии, но и изменение их структурно-текстурных особенностей и характера содержащихся в них обособлений кремня: преобладают доломиты микрозернистые до тонкозернистых тонкопестчатые, обогащенные глинистым и глинчатым материалом. Широкое развитие получают строматолитовые обособления. Для кремнистых обособлений типичны раннедиагенетические желваковидные и лентовидные формы, нередко ассоциирующие со строматолитами. Судя по описаниям, обогащение пород глинистым и глинчатым материалом, а также появление раннедиагенетических желваков кремней фиксируются и в известняковых разрезах бассейна р. Эриэчка, охарактеризованных трилобитами низов майского яруса среднего кембрия.

Появление темноцветной окраски и желваков кремней как в известняковых, так и в доломитовых отложениях свидетельствует о быстрой и одновременной смене условий осадконакопления в пределах рассматриваемой сравнительно небольшой территории. Это позволяет достаточно уверенно сопоставлять известняки, содержащие трилобиты майского яруса, с битуминозными доломитами, не имеющими прямых палеонтологических обоснований, считать их разновозрастными образованиями. Появление темноцветных битуминозных отложений в этой части разреза кындынской серии совпадает с крупной тектонической перестройкой южных областей кембрийского бассейна, происшедшей на рубеже амгинского и майского веков [6]. На юго-западе Сибирской платформы в условиях обширной равнины формируется ригенная преимущественно красноватая слабокарбонатная толща ерхольская свита). Морской бассейн оказывается отесненным в северную половину платформы, что обусловило расширение и углубление реходной зоны [6].

Присутствие верхнекембрийских трилобитов вблизи подошвы высележающей аттырдахской свиты допускает совпадение границы этих подразделений с границей между средним и верхним отделами кембрия. В Юдомо-Оленёкской морской области отложениям далбыхской свиты отвечают оленёкская, джахтарская и силигирская свиты, охарактеризованные соответственно трилобитами низов, середины и верхов майского яруса (см. рис. 2).

Аттырдахская свита названа так В. М. Рудяченком и В. Г. Рейхардом, проводившими среднемасштабную геологическую съемку в долине р. Маймечы. Стратотипом ее является разрез р. Амбардаах вблизи устья руч. Аттырдах. В разрезе свиты выделены две подсвиты. Нижняя граница свиты четко отбивается по появлению светлых строматолитовых доломитов. Изучение этих отложений в стратотипическом разрезе, а также в долине р. Маймечы (см. рис. 1) на участке 11,0—19,5 км ниже устья р. Далбыха подтвердило следующее двучленное строение свиты (снизу вверх).

1. Доломиты светло-серые до серых массивные, кавернозные, строматолитовые, в нижних 50—60 м — с крупноволнистой куполовидной отдельностью. Имеются прослои оолитовых и глинистых тонкопестчатых доломитов . . . До 150 м

2. Чередование (в нижней части ритмичное) коричнево-серых и светло-серых пятнисто-полосчатых массивных, кавернозных доломитов с доломитами зеленовато-светло-серыми неравномерно-глинистыми, с трещинами усыхания, ходами червей и другими гиероглифами. В верхних 30—40 м пачки встречаются желваки кремней с четким оолитовым строением . . . 100—120 „

Мощность свиты 250—270 м.

Вблизи подошвы и в верхней части свиты в долине р. Амбардаах найдены трилобиты верхнего кембрия [8]. Окаменелости, свойственные низам верхнего кембрия, встречаются также в известняках, пользующихся широким развитием в составе аттырдахской свиты в верхнем течении р. Маймечы [8]. Отложения аттырдахской свиты согласно перекрываются доломитами томпокской свиты — серыми и зеленовато-серыми, с примесью глинистого материала, знаками волновой ряби,

ходами червей, трещинами усыхания.

Практически непрерывный разрез отложений аттырдахской свиты наблюдается в долине р. Котуй (правый берег — в 3—4,5 км выше устья руч. Большой Чомно-Юрях и левый — в 1,5—2,0 км ниже устья руч. Чу-остах-Юрях) (см. рис. 1). Свита, как и в стратотипическом разрезе, подразделяется на две подсвиты и шесть пачек.

Нижняя подсвита

1. Доломиты светло-серые тонко- и мелкозернистые, массивные, строматолитовые, нередко линзовидно- и послойно-кавернозные; на поверхностях наложения фиксируются трещины усыхания, ходы червей

35 м

2. Доломиты светло-серые до коричневатых тонкозернистые, с желваками кремней, прослоями слабоглинистые. Плитчатые, кавернозные, возможно с пустотами выщелачивания онколитов, доломиты вмещают крупные (высотой до 1,0 м и более) строматолитовые постройки

25 "

3. Доломиты светло-коричневые тонкозернистые, строматолитовые; в верхних 6,0 м с менее четкими постройками строматолитов

18 "

4. Доломиты светло-серые до светло-коричневых массивные, с прослоями глинистых доломитов. Мощность отложений нижней подсвиты 150 м.

60—70 "

Верхняя подсвита

5. Чередование доломитов в разной степени глинистых тонко- и мелкозернистых, светло-серых до зеленовато-серых, массивных до плитчатых, микро- и тонко-горизонтально-слоистых. Имеются прослои доломитов интенсивно кавернозных, в том числе с пустотами выщелачивания раннедиагенетических вкрапленников сульфатов и каменной соли

До 40 "

6. Доломиты серые до светло-серых тонко- и мелкозернистые, массивные, прослоями глинистые. Мощность отложений верхней подсвиты 100—110 м.

60—70 "

Общая мощность разреза аттырдахской свиты равна 260 м, а кындынской серии в стратотипическом разрезе достигает 900 м.

Выше по разрезу согласно залегает томпокская свита, представленная в нижних 25—30-ти метрах доломитами, в основном глинистыми, слабоалевритистыми зеленовато- и желтовато-серыми, содержащими прослои долами-

тов массивных, кавернозных, кындынской серии и в низах вышелегизированных. Она не имеет чашей эйринской свиты присутствуют палеонтологической характеристике, характерные для верхов единичные брахиоподы и граптоидного, низов верхнего кембрия. В обнаруженные в ее отложениях, халомитах, подстилающих линзу известняков, органических остатков не обраспространением — от верхнего кружено.

Отсутствие палеонтологического

Контроля для доломитовых отложений отложения далыхской и аттырдахской неоднозначность возрастной принадлежности трудно дифференцировать. Жности комплекса трилобитов в изобъясняется не только дислоцированиях не позволяют согласиться сностью данного разреза, но и факторов этих образований как одними изменениями — сокращением возрастных, но разнофациальных. Здесь прослоев строматолитов и неправомерность такого сопоставления ричнево-серых слабобитуминозных доказывает также нахождением ломитов, отсутствием желваков и поле развития светлых массивных ней и более широким развитием известняков кындынской серии вблизи но-обломочных пород. Встречаются правобережного склона (1,5—разнообломочные тектонические 17 км ниже устья р. Дирингдэ верхмитовые брекчии. В кровле серии (и) отдельных выходов известняков сируется крупная линза известняков эйринской свиты, располагающихся мощностью до 120 м и протяжением метрически (и по разрезу) выше. Ряд исследований выделяет ее в самостоятельное

В целом на данном участке долины Котуй фиксируется установленная Е. Савицким [7] последовательность отложений. Граница между кындынской серией и вышележащей эйринской свитой проводится им по среднего течения р. Котуй присутствуют светлых массивных известняков из крупнообломочные известняками в разной степени глини-брекчии, считающиеся седиментационными, заключающими типичные для ными и относимые к стратифицированным предельного мелководья образным [7] или локальным образования (плоскообломочные брекчии, непостоянной мощности и ограниченные).

В новейшей унифицированной схеме кембрия Сибирской платформы усложнено отложения эйринской свиты от более. Цемент представлен перетертыми к низам верхнего кембрия. глинисто-известковым материалы более высокие горизонты этого подразделения в современном врезе р. Корейном склоне на протяжении 0,1 км ниже устья р. Дирингдэ (в северных разрезах (реки Маймеч, ней) и находятся на разных гипсоступей) к верхнему кембрию отнесены рических уровнях. Здесь в расчете аттырдахской свиты, содержащая в ных крутопадающими трещинами в нижней части трилобиты *Idahoia*, дельных блоках фиксируется *saashellina paula* R o s. и др., и пере-элементов залегания пород с обычающая ее томпокская свита. Под-для этого района юго-западного края заканчивает разрез кембрия в юго- и северо-восточное с изменением Прианабарье. Возрастными углов падения от 3 до 25° и более наложениями рассматриваемых отложе-подлежит сомнению тектонический в Юдомо-Оленёкской морской об-природа известняковых брекчий. асти являются чукукская, мархин-исключает выделение в районе Укая и моркокинская свиты (см. р. Дирингдэ (верхней); крупного рис. 2).

генно-аккумулятивного массива. Проведенные исследования показывают, что мощная (до 900 м) существен-

[11]. В известняках вблизи кро-

но доломитовая толща кембрия Западного Прианабарья может быть выделена как наиболее крупная литолого-стратиграфическая единица региональной шкалы — серия. Установленные в ее составе свиты отражают основные особенности разреза и подразделяются, в свою очередь, на ряд маркирующих слоев и пачек. В качестве стратиграфических реперов для расчленения серии использовалось наличие в разных интервалах разреза различных модификаций кремнистого вещества и темноцветных слабобитуминозных карбонатных отложений. Неравномерное локальное развитие в разрезе серии и на площади ее распространения линз известняков позволяет обособлять их не в виде самостоятельных подразделений в ранге свит [3, 11], а в качестве вспомогательных биостратиграфических подразделений — слоев с фауной.

Появление ассоциации известняков с доломитами обусловлено формированием этих отложений в полосе взаимоперехода морской и лагунной областей кембрийского бассейна. Характерные для нее условия предельного мелководья были благоприятны для поселения каркасообразующих организмов (археоциат, водорослей), создававших небольшие, но многочисленные постройки типа биогермов, биостромов, реже органогенных массивов. Рифовые массивы не возникали в данной зоне, что исключает ее выделение в качестве постоянно действующей барьерной рифовой зоны [1]. Смена типов отложений в пределах данной структурно-фациальной зоны происходила практически одновременно, отвечая наиболее значимым рубежам изменения условий осадконакопления в кембрийском бассейне. Таким региональным событием явилось, в частности, образование надежного стратиграфического маркера — отложений доманикового типа, совпавшее с максимумом трансгрессии во второй половине нижнего кембрия.

В заключение отметим, что для обеспечения достоверности и точности геологической съемки необходимо стратиграфические исследования проводить в комплексе со структурными и литологическими. Это позволит из-

бежать ошибок при картировании и предостережет от малообоснованных фациальных реконструкций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асташкин В. А. Палеогеоморфологические условия формирования кембрийского рифового комплекса Западной Якутии. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Сибирской платформы. Новосибирск, 1981, с. 19—25.
2. Егорова Л. И., Савицкий В. Е. Стратиграфия и биофации кембрия Сибирской платформы (Западное Прианабарье). М., Недра, 1969.
3. Излев Н. Ф. Новые данные по стратиграфии кембрийской доломитовой толщи Юго-Западного Прианабарья. — В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы. Новосибирск, 1973, с. 17—22.
4. Минаева М. А. Новые данные о положении археоциатовых биогермов в разрезе нижнего кембрия Прианабарья (р. Медвежья). Новосибирск, Наука, 1976.
5. Минаева М. А. О находке археоциат в кыддинской толще по р. Котуй (Прианабарье). — Геология и геофизика, 1980, № 3, с. 133—137.
6. Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. Л., Недра, 1975.
7. Савицкий В. Е. Юго-западный склон Анабарского поднятия (бассейн верхнего течения р. Котуй). — В кн.: Стратиграфия силурийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. Гостоптехиздат, 1959, с. 103—115.
8. Савицкий В. Е., Рудяченко В. М. К стратиграфии кембрийских доломитовых толщ западной окраины Анабарского щита. Инф. бюл. НИИГА, 1962, вып. 31, с. 25.
9. Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Бирский гипостратотип рифея. М., Наука, 1984.
10. Стратиграфия пограничных отложений кембрия и кембрия севера Анабарского поднятия/Н. П. Мешкова, И. В. Николаев, Ю. П. Куликов и др. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, Наука, 1984, с. 3—22.
11. Шишкин Б. Б., Пегель Т. В., Федоров А. Б. Строение средне-верхнекембрийского рифогенно-аккумулятивного комплекса Западного Прианабарья. — В кн.: Актуальные вопросы региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1978, с. 34—57.
12. Шишкин Б. Б., Пегель Т. В. О стратиграфии кембрийской доломитовой толщи среднего течения р. Котуй (Юго-Западное Прианабарье). — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, 1978, с. 44.
13. Шишкин Б. Б., Федоров А. Б., Сушков В. М. Котуйский археоциатовый горизонт Юго-Западного Прианабарья. — В кн.: Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск, 1984, с. 20—30.

УДК 551.762.3 (575.4)

Н. В. БЕЗНОСОВ, В. В. КУТУЗОВА (ВНИГНИ)

Стратиграфия верхнеюрских отложений Юго-Западной Туркмении

Верхнеюрские отложения в Юго-Западной Туркмении образуют большую часть единого, ограниченного несогласиями комплекса, включающего также отложения среднего—верхнего бата и низов берриаса. В составе комплекса преобладают карбонатные, в том числе рифовые, породы. С последними связаны перспективы открытия высокодебитных месторождений нефти, а также подземных вод и ряда других полезных ископаемых [4, 8]. Существующие схемы стратиграфии верхней юры Юго-Западной Туркмении [2, 5, 6, 7] являются литостратиграфическими, что обусловлено редкостью руководящих ископаемых и слабой изученностью парастратиграфических групп. Эти схемы применимы только к узкому фациальному поя-

су, в пределах которого выделенные толщи сохраняют свой состав, постоянность в разрезе и мало меняются в стратиграфическом положении. Попытки распространить схемы за пределы указанных разрезов приводили к ошибкам в корреляции.

В основу предлагаемого расчленения верхнеюрских отложений попольского прогиба и 1 Даната на выделение толщ пород по признакам анатинской антиклинали Западного Ку их принадлежности группам фаонетдага. Ранее в верхнеюрском разрезе (сервиям и нимиям по Д. В. Нализову) выделялись снизу вверх: каифатинская, кубасенгирская и соймоновская свиты, на Большом Балхане [5, 6] — кошаджильбинская, джебелатинская, гузвашская, урумилджанская, дагдиримская и ламбаурунская свиты. Предлагается сохранить кошаджильбинскую, джебелатинскую и гузвашскую свиты, отло-

жделения рассматриваемого типа (фациостратиграфических) является единственным возможным путем деления расчленения верхнеюрских карбонатных отложений Юго-Западной Туркмении при существующем уровне изученности. Оно прямо отображает пространственно-временные соотношения разнофациальных толщ, может непосредственно использоваться как основа поисков и прогноза распространения полезных ископаемых, контролируемых емкостными свойствами и фациальными особенностями отложе-

ния. Распространение выделяемых по этому признаку толщ различно, хотя в фациальном отношении они имеют аналогичный ранг. Например, отложения открытой части бассейна, лагуны, низменных равнин могут проследиться на десятки тысяч квадратных километров, в то время как образования барьерно-рифовых систем, береговых валов ограничены узкими полосами. Другой особенностью подразделений является быстрое и существенное изменение их границ по возрасту и редко пространственная и временная общность толщ близкого состава генезиса. Все это затрудняет применение традиционной литостратиграфической номенклатуры. В статье для подразделений, широко развитых по площади, используется термин «свиты», для подразделений с полосовым прерывистым распространением — «рмны» открытой номенклатуры, от-

жения каифатинской, кубасенгирской и урумилджанской свит объединить в составе урумилджанского горизонта, соймоновской, дагдиримской и ламбаурунской — в составе карабурунского горизонта, подразделив эти горизонты на свиты и толщи (рис. 1).

Кошаджильбинская свита (средний бат, хронозона — тасгосерфалус нижнего келловоя) [6] распространена на Большом Балхане и пройдена скважинами 1-Б Небит-Даг (интервал 1100—1115 м) и 1 Даната (интервал 1365—1485 м). Свита с угловым несогласием, ингрессивно, различными своими частями залегает на разновозрастных свитах средней юры (рис. 2) и имеет двучленное строение, характеризующее полный трансгрессивно-регрессивный цикл. В западной части гряды Кошаджиль-Порсух ее нижнюю часть составляют аргиллиты и глинистые алевролиты с пластами детритово-глинистых известняков, содержащих кварцевый гравий, верхнюю — известковистые песчаники средне- и крупнозернистые, массивные и плитчатые, с прослоями детритовых песчаных известняков. Стратиграфическая полнота и мощность резко колеблется (мощность от 0,5 м до нескольких десятков метров), отражая конседиментационный тектонический рельеф. В центральной части северного крыла Большебалханской антиклинали (гора Огланлы) и на ее южном крыле нижнюю часть свиты составляют известковистые аргиллиты с шамозитовыми оолитами, верхнюю — плитчатые известняки, на горе Огланлы — песчаные, детритовые, с гравием кварца и одиночными кораллами, южнее — глинистые и песчаные с пластами цельнораковинных ракушечников с разнообразной фауной (аммониты, двустворки, брахиоподы, морские ежи и др.). Мощность свиты здесь 5—15 м.

Нижняя часть свиты в большинстве разрезов охарактеризована *Partschiceras* sp., *Wagnericeras* sp., *Gracilisphinctes* sp., *Prohecticoceras reticostatum* (Hauer) верхов среднего — низов верхнего бата; в известняках верхней части свиты в разрезах Назар—Екерем и Ташлыдере найдены *Oxycerites aspidoides* auct. (non Orpel) верхнего бата. Кровля свиты в районе колодцев Урумилджан—На-

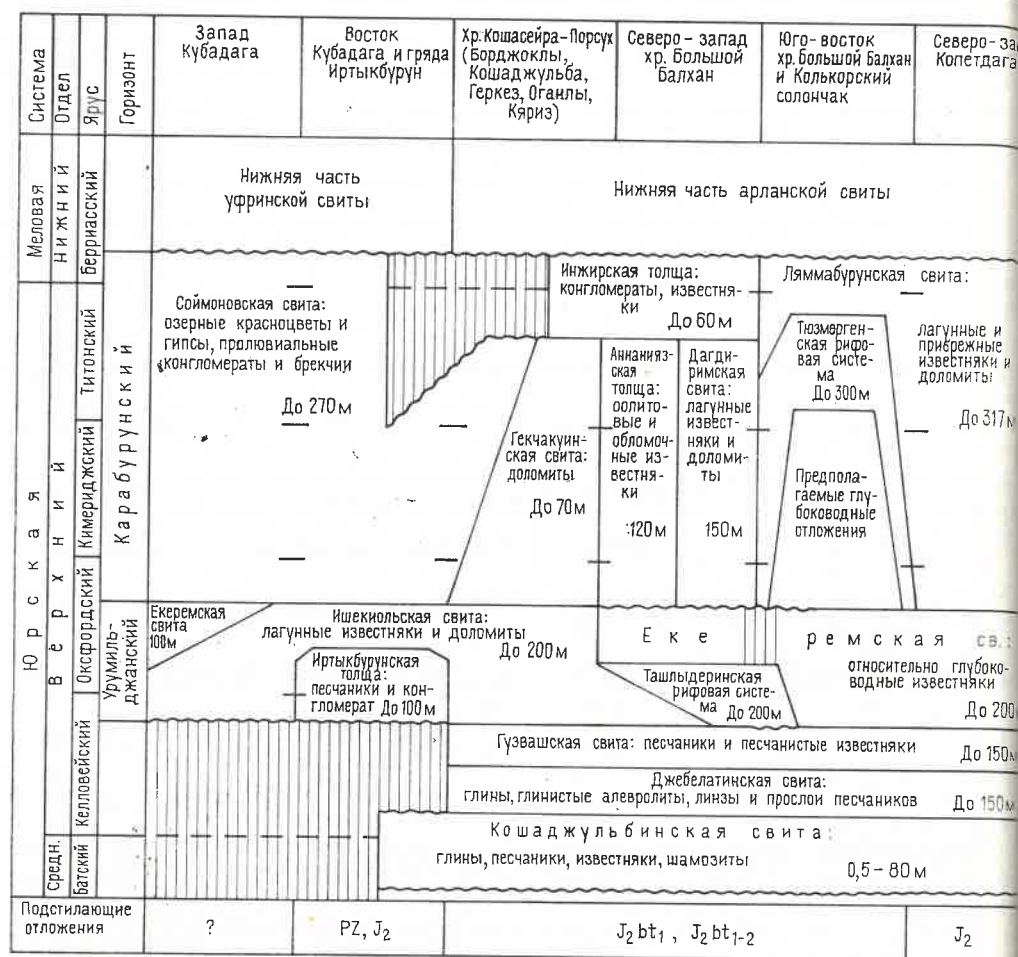


Рис. 1. Схема стратиграфии верхнеюрских отложений

зар—Екерем содержит обильную фауну аммонитов зоны *macrocephalus* нижнего келлова [1].

Джебелатинская свита (хронозона calloviense нижнего келловая — средний келловей) [5] распространена на Большом Балхане и выделяется в разрезах скважин 1-Б Небит-Даг (интервал 1035—1100 м) и 1 Даната (интервал 1280—1365 м). Она по резкой границе залегает на корродированной поверхности известняков кошаджубинской свиты, содержит в основании рассеянную гальку последних. В разрезах южного крыла Большого Балхана и указанных скважин джебелатинскую свиту слагают слабоизвестковистые глины с кальцитовыми конкрециями и отдельными прослоями и выдержанными пачками тонкоплитчатых горизонтально-слоистых алевролитов. На северном крыле свита представлена гли-

нами, линзами (10—25 м), пересекающимися с песчаниками рыхлыми, песчаниками мелкозернистыми, неистыми. Мощность ее на северном крыле 30—90 м, в районе северного обрыва Большеебалханского пл. 120—150 м, на южном крыле до 100 м в скв. 1-Б 65 м, в скв. 1 Даната 85

В разрезе южного крыла Большой балханской антиклинали в подошве свиты распространена фауна карликовых аммонитов, ассоциирующихся с губками, редкими двустворками и олемнитами. Аммониты представлены преимущественно перисфринктидами, кроме которых присутствуют *Kerpletes* и *Kosmoceras* spp. Вышележащая часть свиты охарактеризована последовательными комплексами фораминифер [9] и единичными находками аммонитов [1, 5]. Эти данные позволяют относить джебелатинскую свиту

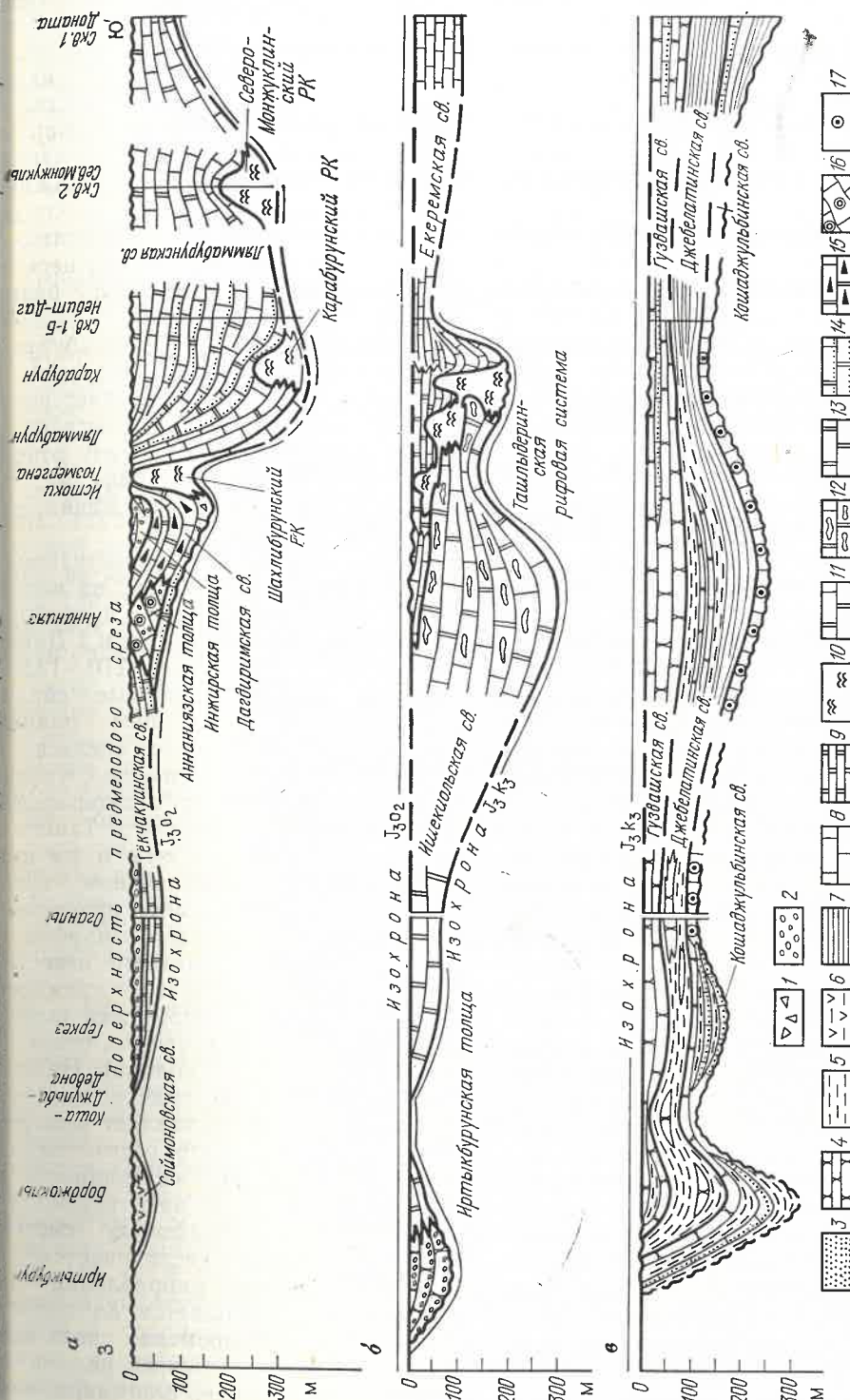


Рис. 2. Палеогеологические профили верхнекаско-раннеберриаских отложений джебарунская серия, б — урумлю-жанская серия, в — кошдажун-бонская, а — карабунская и гуваская свиты; 1 — брекчия, дрезинянг; 2 — конгломераты, гравелисты; 3 — пески; 4 — песчаники; 5 — алевролиты, глинистые алевролиты; 6 — гилсы и красные глины; 7 — гилны, аргиллиты; 8 — известняки тонко- и мелкокристаллические, пелитоморфные, шламовые и др.; 9 — доломиты кристаллические, тонко- и мелкокристаллические, развивающиеся по гилнам; 10 — известняки массивные, биоморфные

(рифовые); 11 — доломитизированные известняки и известковистые доломиты толсто-среднеплитчатые; 12 — пятнистые доломиты и доломитизированные известняки; 13 — доломиты и известковистые доломиты толсто-среднеплитчатые; 14 — доломиты кристаллические, среднеплитчатые с линзами гравия и песка; 15 — известняки и доломиты битуминозные; 16 — известняки оolitовые и оolitово-обломочные, массивные и макролинзовидностолетые; 17 — железистые оолиты

к верхам нижнего келловей и среднему келловей.

Гузвашская свита (средний—верхний келловей) [4] распространена на Большом Балхане и пройдена скважинами 1-Б Небит-Даг (интервал 990—1035 м) и 1 Даната (интервал 1230—1280 м). Она согласно, с постепенным переходом, залегает на джебелатинской. В разрезах северного крыла Большебалханской антиклинали ее слагают песчаники от мелко- до крупнозернистых, массивные и косослоистые, кварцевые, с редким окатанным раковинным детритом, сверху с прослоями доломитистых песчаников. Мощность до 20—50 м. В районе северного и западного обрывов Большебалханского плато преобладают песчаники мелко- и среднезернистые, средне-толстоплитчатые, нередко косослоистые, с линзами кварцевого гравелита и ракушечника, с обильным детритом раковин двустворок, брахиопод, эхиноидей. В верхней части присутствуют пласты песчаных известняков. Мощность 150 м. На южном крыле Большебалханской антиклинали развиты песчаники известковистые, мелкозернистые, тонко- и среднеплитчатые, горизонтально-слоистые, неравномерно переслаивающиеся с детритовыми песчанистыми известняками, известковистыми алевролитами и пластами ракушечников, нередко цельнораковинных. Мощность 60—80 м. Гузвашская свита в разрезах южного крыла содержит многочисленные остатки двустворок, брахиопод и аммонитов [1, 5], верхняя ее часть охарактеризована *Erymnoceras* spp. и *Reinckeia* spp. среднего — низов верхнего келловей.

Джебелатинская и гузвашская свиты образуют отложения единого трансгрессивно-регрессивного цикла, подобного кошаджубинскому. Анализ состава и мощностей отложений указывает на закономерную смену с севера на юг в джебелатинское время отложений сублиторали псевдоабиссальными, в гузвашское время отложений супралиторали литоральными и мелководного шельфа. Зона перехода фациальных типов расположена в районе северного и западного обрывов Большебалханского плато, где фиксируются максимальные мощности свит.

Урумилджанский горизонт (верхний келловей—средний оксфорд) залегает для полифациальных трансгрессивных преимущественно карбонатных отложений, однообразных ранее выделяемой урумилджанской свитой [5]. В большинстве разрезов Большого Балхана и в скважинах 1-Б Небит-Даг и 1 Даната он согласно залегает на гузвашской свите, а в местностях с локальным угловым несогласием — в ущелье Ташлыдере, с разрывом на нижней части кошаджубинской свиты — в гряде Иртыкбурун. Горизонт объединяет по-разному сменяющиеся с юга на север и снизу вверх по разрезу относительно глубоководные, рифовые, гунные и прибрежные отложения, сываемые ниже.

Екеремская свита распространена на западной части Кубадага, на южном крыле Большого Балхана и пройдена скважинами 1-Б Небит-Даг и 1 Даната в интервалах 965—990 и 1110—1230 м. Типовой разрез — северные обрывы хр. Шахлибурун, западнее родника Назар—Екерем. Залегает согласно гузвашской свите в разрезах указанных скважин, согласно с латеральным замещением на постройки Ташлыдеринской рифовой системы и на ишекиольской свите на южном крыле Большого Балхана. Свита представлена светло-серыми, пелитоморфными тонко- и среднеплитчатыми известняками с детритом, с белыми кремневыми конкрециями, с прослоями шламистых и детритово-обломочных известков. К югу от линии колодца Назар—Екерем — устье Ташлыдере, там, екеремская свита составляет весь разрез урумилджанского горизонта, большую его часть, ее мощность превышает 100 м. В зоне перехода Ташлыдеринскую рифовую систему мощность свиты увеличивается до 200 м, в северном направлении вновь резко сокращается до поливыклинивания. Екеремская свита пенсорирует аккумулятивный рельеф, ганогенных построек, благодаря ее мощность в зоне развития последних (ущелье Урумилджан, исток Тюзмергена) резко колеблется. В участках перекрытия екеремской свиты шахлибурунским рифовым ко-

млексом (РК) карабурунского горизонта пелитоморфные известняки замещаются доломитами кристаллическими, мелкими, сахаровидными. В Кубадаге екеремской свите соответствует известняковая литофация кубасенгирской свиты [2, 7], развитая в западной, части хребта. Екеремская свита объединяет отложения континентального склона и бассейновые.

Ташлыдеринская рифовая система распространена на Большом Балхане в полосе шириной 5—6 км, проходящей от западного окончания Большебалханского плато до ущелья Ташлыдере, где находится ее типовой разрез. Она замещает в направлении с юга на север и снизу вверх по разрезу екеремскую свиту и, в свою очередь, ступенчато замещается ишекиольской свитой, соответственно залегая либо на последней, либо на гузвашской свите. Систему образуют разнообразные по степени зрелости и мощности органогенные массивы.

Полно развитый рифовый комплекс обнажен в ущелье Ташлыдере, где с угловым несогласием залегает на гузвашской свите. Он сложен массивными и биогермно-слоистыми известняками: биоморфными (коралловыми, водорослевыми), детритовыми и обломочными видимой мощностью до 200 м. В северном направлении риф замещается 26-метровой пачкой средне-толстоплитчатых детритово-обломочных известняков с глыбами колоний кораллов. Аналогичное Ташлыдеринской рифовой системе стратиграфическое положение занимают биогермные массивы, залегающие в основании или близ основания урумилджанского горизонта в северном обрыве хр. Шахлибурун. Они представлены массивными светло-серыми кристаллическими доломитами, образующими холмовидные тела высотой до 30 м, шириной до 100—150 м. В подстилающей 10-метровой пачке толстоплитчатых неравномерно доломитизированных известняков присутствуют детритово-обломочные разности и колонии строматолитов.

В районе колодцев Назар—Екерем и Урумилджан и в истоках Тюзмергена органогенные массивы смещаются в среднюю часть урумилджанского го-

ризонта. Среди них преобладают губковые постройки, образующие холмовидные массивные тела высотой до 150—200 м и шириной у основания до 300 м. В облекающие массивы плитчатых известняков екеремской свиты вклиниваются «усы» обломочных известняков, в мелких ложбинах на склонах массивов — линзы пелециподовых цельнораковинных ракушечников. Исходя из размещения разнотипных массивов и их соотношений с вмещающими толщами, можно сделать вывод о формировании ташлыдеринской рифовой системы в условиях нарастающей трансгрессии и углубления бассейна. Это вызвало в целом смещение органогенных массивов вверх по разрезу и к северу, в направлении береговой линии, а также смену кораллово-водорослевых построек губковыми и прекращение роста последних.

Ишекиольская свита распространена на Большом Балхане и в Кубадаге. На Большом Балхане она ступенчато замещает в северном направлении Ташлыдеринскую рифовую систему и согласно залегает на гузвашской свите. На северном и западном обрывах Большебалханского плато и в истоках Тюзмергена описываемая свита сложена средне- и толстоплитчатыми пятнистыми доломитизированными известняками и известковистыми доломитами (нижняя урумилджанская подсвита) [5], иногда переполненными спикулами губок и содержащими прослой кремневых конкреций. Мощность свиты здесь до 200 м. На северном крыле она также представлена доломитизированными известняками и известковыми доломитами, средне- и толстоплитчатыми, преимущественно перекристаллизованными, с отдельными пластами песчаных известняков и известковистых песчаников. Мощность свиты здесь не превышает 60 м. В Кубадаге ишекиольскую свиту образуют толстоплитчатые доломиты и известняки, залегающие несогласно на магматических породах палеозоя в западной и центральной частях хребта (каифатинская свита) и согласно на иртыкбурунской толще в его восточной части (доломитовая литофация кубасенгирской свиты) [2, 7]. Ишекиольская свита включает отложения зарифовой лагуны.

Иртыкбурунская толща обнажается в гряде Иртыкбурун и в восточной части Кубадага. Представлена песчаниками преимущественно мелкозернистыми, петрокластическими, неясно толстоплитчатыми, с косыми прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов из плохо окатанных обломков магматических пород. Мощность до 100 м. В гряде Иртыкбурун толща с разрывом залегает на нижней части кошаджубинской свиты с *Proecticoceras retrocostatum* (Hauer), в Кубадаге — непосредственно на палеозое. Иртыкбурунская толща представляет собой прибрежное образование.

Из урумилджанского горизонта изучены остатки двустворок, брахиопод и аммонитов, происходящих из отложений екеремской и ишекиольской свит, полные списки определений приведены в ранее опубликованных работах [1, 5 и др.]. Исходя из залегания урумилджанского горизонта на слоях с аммонитами среднего и низов верхнего келловоя и находок в нем нижне- и среднеоксфордских аммонитов, его возраст в целом принимается как верхнекелловейско-среднеоксфордский. Этот же возраст имеют ишекиольская и екеремская свиты, которые в максимальном объеме соответствуют полному объему горизонта. Ташлыдеринская рифовая система характеризуется меньшим стратиграфическим объемом, она включает в себя отложения верхнего келловоя и нижнего оксфорда и перекрывается слоями среднеоксфордского возраста. Также, по-видимому, меньший объем имеет и иртыкбурунская толща.

Карабурунский горизонт (верхний оксфорд — нижний берриас) назван по горе Карабурун севернее Небит-Дага. Он объединяет полифациальные регрессивные отложения, в большинстве районов согласно залегающие на урумилджанском горизонте. На западном и северном обрывах Большеебалханского плато и в истоках Тюзмергена в основании карабурунского горизонта прослеживается перерыв в виде брекчий из обломков кремневых конкреций или пластов песчаных, строматолитовых и криноидных известняков. Бассейновые отложения в составе карабурунского горизонта не

установлены. Наиболее мористые предполагать, что карабурунский комплекс представлен рифовым моложе шахлибурунского. Фациями Тюзмергенской барьерно-Дагдиримская свита [5] замещает рифовую систему. Последняя распространена на южном крыле Большеебалханского плато и непосредственно к югу от него, до площади Северные Монжуклы включительно, и объединяет оанского плато. Представлена лагунными трех рифовых комплексами средне-толстоплитчатыми известняками (РК): шахлибурунского, карабурунского, сгустковыми и обломочными, ского и северо-монжуклинского. рассеянным кластогенным кварцем,

Шахлибурунский РК залегает в различной степени доломитизированном горизонте и прослежен по южным и мелкокристаллическими известнякам на расстоянии 18 км от заливистыми доломитами. Мощность южного окончания хр. Шахлибурун Урумилджанском ущелье и в восточной части ущелья Чукану. Их Тюзмергена 120—150 м, на северина комплекса до 5 км, мощностью обрыве Большеебалханского плато 250—300 м. Представлен массивными сокращается до 25 м (разрез Ан-и биогермно-слоистыми биоморфными известняками). Первоначально в свиту бы-и детритовыми известняками с линзами включены отложения разного генезиса плитчатых детритовых и обломочных известняков. В биоморфных известняках екеремской свиты, детритовых известняках присутствуют аннедиогенетические доломиты гекча-колонияльные кораллы, строматопоры и др. Предлагается ограничить дагдиримскую свиту породами зарифовой лагуны, развитыми в ее типовом разрезе.

Карабурунский РК трассируется по юго-западного окончания хр. Ляммабурун до горы Карабурун, наблюдается в южном направлении верхнюю часть протяженности его 5—6 км, шириной около 1 км, видимая мощность около 200 м. Комплекс сложен массивными биогермно-слоистыми известняками и доломитами, кровля которых образует резко расчлененный холмистый рельеф. В массивных известняках встречаются линзы плитчатых. В Небит-Дагском карьере в привершинной части рифа найдены строматопоры и наблюдались участки, пронизанные известняковыми ходами сверлильщиков.

Северомонжуклинский РК не полностью вскрыт скв. 2 Северные Монжуклы в интервале глубин 2100—2300 м и выделяется по характеру кривым гамма-, электро- и кавернометрии, а также по керну, представленному коралловыми известняками. Массивные рифовые отложения пройдены скв. Небит-Даг в интервале 930—965 м представлены высокопроницаемыми известняками. Подошва карабурунского и Северомонжуклинского рифовых комплексов не вскрыта, и их стратиграфическое соотношение друг с другом и с шахлибурунским комплексом не выяснено. Исходя из общих закономерностей строения горизонта, можно предполагать, что карабурунский комплекс представлен рифовым моложе шахлибурунского. Фациями Тюзмергенской барьерно-Дагдиримская свита [5] замещает рифовую систему. Последняя распространена на южном крыле Большеебалханского плато и непосредственно к югу от него, до площади Северные Монжуклы включительно, и объединяет оанского плато. Представлена лагунными трех рифовых комплексами средне-толстоплитчатыми известняками (РК): шахлибурунского, карабурунского, сгустковыми и обломочными, ского и северо-монжуклинского. рассеянным кластогенным кварцем,

зе [5]. Преобладают серые среднеплитчатые доломиты и доломитизированные известняки с реликтами обломочной и пеллетовой текстуры, обычно с примесью зерен кварца песчаной и гравийной размерности, иногда образующих линзочки. В верхней части значительную роль играют белые мергелеподобные пелитоморфные известняки.

На южном крыле Большого Балхана прослеживаются два пласта полимиктовых косослойчатых песчаников мощностью по 1,5—2 м, в низах свиты отдельные прослои содержат примесь свежих, неокатанных зерен полевого шпата, иногда присутствуют микроскопические кристаллы гипса. Близ кровли свиты также залегает пачка известняков с крупными двустворками и гастроподами. Мощность ляммабурунской свиты резко меняется. Максимумы приурочены к межрифовым зонам (в скв. 1-Б Небит-Даг интервал 613—930 м). Локальные изменения мощностей также наблюдаются над карабурунским рифовым комплексом, рельеф которого компенсируется изменением мощности и полноты разреза нижних пачек ляммабурунской свиты. Породы ляммабурунской свиты близки к образованиям дагдиримской и, по-видимому, сформировались в зарифовой лагуне. Однако часть их могла накопиться и в прибрежных условиях. По сравнению с первоначальным объемом ляммабурунской свиты увеличен за счет включения в нее пород, описанных в типовом разрезе [4] под названием дагдиримской свиты.

Инжирская толща замещает ляммабурунскую свиту к северу от шахлибурунского рифового комплекса и распространена в узкой полосе, проходящей от горы Дагдирим в истоки ущелья Инжирлидий, где она согласно залегает на дагдиримской. Представлена известняковыми конгломератами и гравелитами, линзовидно переслаивающимися с обломочными известняками, кварцевыми мелкозернистыми песчаниками, отдельными пластами микрокристаллических доломитов, пелитоморфных известняков и пеллеципово-гастроподовых ракушечников. Мощность до 50—60 м.

Гекчакуинская свита (названа по колодцу Гекчакуи у западного окон-

чания Огланлинской гряды, в которой находится ее типовой разрез) распространена на северном крыле Большого Балхана, согласно залегает на урумилджанском горизонте. Представлена доломитами среднеплитчатыми, белыми, кристаллическими, мозаичными и гранобластовыми с рассеянными зернами кварца песчаной и гравийной размерности, с прослоями известняковых гравелитов и конгломератов, линзами и прослоями песчаников. Мощность до 70 м. По составу и положению в латеральном ряду фациальных групп представляет собой образование приливно-отливной равнины.

Соймоновская свита распространена на северном крыле Большебалханской антиклинали и в Кубадаге, согласно залегает на гекчакуинской (горы Огланлы, Геркез) либо замещает последнюю и перекрывает урумилджанский горизонт (гряда Борджоклы и Кубадаг). Преобладают прибрежно-континентальные отложения: прибрежных озер — гипсы, горизонтально-слоистые красные глины, алевролиты, песчаники, строматолитовые известняки, развитые в западной части Кубадага и в низах свиты на гряде Борджоклы; пролювия и аллювия — плохо отсортированные линзовидно-слоистые брекчии, конгломераты и песчаники, распространенные в восточной части Кубадага, в верхах разреза свиты на гряде Борджоклы; ископаемая кора выветривания — район горы Геркез. В Огланлинском разрезе наблюдается переходный тип отложений между инжирской толщей и соймоновской свитой. Максимальная мощность (до 270 м) установлена в Кубадаге, в гряде Борджоклы она не превышает 40 м, мощность ископаемой коры выветривания на горе Геркез и восточнее ее до 1,5—2 м.

На карабурунском горизонте и более древних отложениях залегают арланская (Большой Балхан) и уфринская (Кубадаг) свиты нижнего мела.

Палеонтологически отложения карабурунского горизонта охарактеризованы очень плохо. До настоящего времени известен только один обломок аммонита, найденный В. А. Прозоровским в осыпи нижней части дагдиримской свиты, определенный Г. Я. Крымгольцем как нижнекимериджский

Ataxioceras sp. и переопределенной свитой берриаса — валанжина, возраст которого в целом может быть определен как верхний оксфорд — низы берриаса. В отложениях дагдиримской свиты также известны кимериджские *Astarte quechenensis* Log., *A. savigei* Log., *Opis greppini* Log., в соймоновской свите — оксфорд-кимериджские *Ostrea* cf. *dubiensis* Contej., *Protocardia* cf. *carinata* Bu v., *Protocardia nisea* Bu v. Из ляммабурунской свиты указывались единичные гастроподы (двустворки титона [2, 5, 7]. Нами из ляммабурунской свиты, а также аннаниязской частей ляммабурунской свиты и инжирской толщи), лагун (дагдиримской толщи в устьевой части Тюзмергенской свиты) и мергена и в верховьях его правого мигрирующего на юг Тюзмергенского зымянного истока собраны двустворчатые раковины барьерного рифа. Среди которых Е. А. Репман, Т. Богданова и В. А. Прозоровский описали *Pholadomya* cf. *gigant* S o w., *Neitheia* ex gr. *simplex* M o r d e d i n o g o стратиграфического комплекса *Pterotrighonia* cf. *caudata* Ag., *Litschka*, *vitrigonia*, *Corbis* и *Myopholas* spp. из несогласий, внизу — в подошве ко-гастроподы, отнесенные М. Р. Джаджубинской (средний бат), вверлиловым к родам *Tylostoma* и *Upeku* — в подошве арланской свиты (берриаса). Комплекс обладает циклическим строением, выражающимся в чередовании трансгрессивных и регрессивных серий. Выделяются два полных трансгрессивно-регрессивных цикла — ко-гаджубинский среднего бата (хронозоны *tasgocerphalus* нижнего келлоновской толще ею определены А. М. Месоченко и Г. А. Холодина) и джебелатинско-гузвашский (хронозоны *calloviense* нижнего келловова — низов верхнего келловова), а также два асимметричных цикла: трансгрессивный урумилджанский и регрессивный карабурунский. На границам циклов приурочены также региональные и локальные перерывы и трансгрессивные переходы отложений к более древним. Эти рубежи в истории геологического развития Юго-Западной Туркмении в поздней юре в той или иной форме проявляются на большей части территории запада Средней Азии и могут быть использованы для расчленения и корреляции.

В результате проведенных исследований и анализа данных по строению верхнеюрских отложений в смежных регионах можно сделать ряд выводов относительно палеогеографии и палеотектоники Юго-Западной Туркмении в позднеюрскую эпоху. Верхнеюрские отложения Кубадага и Большого Бал-

хана накопились в окраинной части морского бассейна, ограниченного с севера эродируемым поднятием Карабогазского свода и причленившегося к нему Белекского выступа; эта часть входила в обширный Среднекаспийский массив. Северное крыло Большого Балхана и с конца келловея Кубадаг представляли собой прибрежную область, которой в палеоструктуре соответствовала моноклиналь. В сводовой части и на южном крыле Большого Балхана располагался перегиб склона, к югу от которого прибрежные отложения сменялись бассейновыми, в том числе относительно глубоководными. К перегибу также приурочены барьерно-рифовые системы. В палеоструктуре ему, вероятно, соответствовала флексура. Осевая, наиболее глубоководная часть бассейна находилась под Прибалханской зоной поднятий, к югу можно предполагать развитие срединного массива.

В Казанджикской депрессии стратиграфическим аналогом морских отложений кошаджубинской свиты являются лагунные ангидриты и доломиты карамаинской свиты, распространяющиеся на восток на Бахардокскую моноклинали. В последней урумилджанскому горизонту принадлежит сансызская свита, частично представленная глубоководными микритовыми известняками и мергелями, а карабурунскому горизонту — ангидриты бахардокской свиты, выклинивающиеся к западу от г. Бахарден [3]. Эти соотношения указывают на существование палеогеоморфологического барьера — поднятия в восточной части Большого Балхана или непосредственно к востоку от него, которое активно проявляло себя в конце бата — начале келловея и после среднего оксфорда. В раннем и среднем оксфорде глубоководный трог мог простирались от Прибалханской зоны к южной части Бахардокской моноклинали. Соответственно сюда, возможно, протягивалась и барьерно-рифовая система, ограничивающая трог с севера. В карабурунское время барьерный риф от Большого Балхана, вероятно, поворачивал на юг, что косвенно подтверждается вскрытием рифовых известняков скв. 2 Северные Монжуклы и прибрежно-лагунных отложений скв. 1 Даната.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аманжолов К. Н. Биостратиграфия, зоогеография и аммониты верхней юры Туркмении. Ашхабад, 1971.
2. Баранова З. Е. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Кубадага. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 46, с. 37—50.
3. Безносков Н. В., Кутузова В. В. Стратиграфия верхней юры южных районов Центральной Туркмении. — Сов. геология, 1983, № 3, с. 56—65.
4. Денудационно-литологические ловушки с коллектором рифового типа — новый объект поисковых работ в Западной Туркмении/Н. В. Безносков, В. Д. Ильин, В. В. Кутузова, Л. Н. Смирнов. Экспресс-информация. ВИЭМС. Сер. геология, методы поисков и разведка месторождений нефти и газа, 1978, № 8, с. 1—8.
5. Новые данные по стратиграфии верхнеюрских отложений Большого Балхана/Ю. Л. Верба, Г. Я. Крымгольц, Е. Л. Про-

зоровская, В. А. Прозоровский. — В кн.: ЛГУ, 1976, № 6, с. 43—53.

6. О соотношении верхней и средней юры Большого Балхана/Н. В. Безносков, Ю. Л. Верба, Г. Я. Крымгольц и др. — В кн.: Проблемы стратиграфии и палеонтологии. Вып. 1. Изд-во Саратовского гос. ун-та, 1975, с. 65—75.
7. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии. — В кн.: Материалы к Среднеазиатскому стратиграфическому съезду 1971 г. М., изд. ВНИГНИ, 1975, с. 110—114. (Тр. ВНИГНИ, вып. 216).
8. Перспективы выявления палеогеоморфических ловушек нефти и газа в Западной Туркмении/Н. В. Безносков, А. К. Зюбин, В. Д. Ильин и др. — В кн.: Палеогеоморфические методы в нефтяной геологии. М., 1980, с. 110—114. (Тр. ВНИГНИ, вып. 216).
9. Холодина Г. А. Юрские фораминиферы Большого Балхана. — В кн.: Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений нефтегазоносных регионов юга СССР. 1975, с. 105—111. (Тр. ВНИГНИ, вып. 17).



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 551.241 : 550.834.32(470.55/.57)

В. С. ДРУЖИНИН, С. Н. КАШУБИН, В. И. ВАЛЬЧАК,
Т. В. КАШУБИНА, А. В. РЫБАЛКА (ПГО «Уралгеология»)

Глубинное строение Урала по меридиональному профилю ГСЗ Нижняя Тура — Орск

Глубинные сейсмические исследования по меридиональному профилю Нижняя Тура — Орск протяженностью 800 км выполнены в 1978—1983 гг. Баженовской геофизической экспедицией ПГО «Уралгеология» при участии Института геофизики УНЦ.

Профиль пересекает одну из самых интересных геологических структур Урала — Тагильско-Магнитогорский прогиб, к которому приурочено большинство месторождений полезных ископаемых региона (рис. 1). Исследованиями ГСЗ по серии субширотных профилей установлено, что по глубинному строению прогиб значительно отличается от других структур Уральской геосинклинальной системы [4, 9].

Сравнительно небольшие поперечные размеры (от 10—20 до 30—100 км) прогиба осложняют выявление специфики глубинной структуры по субширотным профилям ГСЗ. По-

становка наблюдений по меридиональному профилю, ориентированному вдоль простирающегося Тагильско-Магнитогорского прогиба, позволяет получить более надежную информацию о глубинном строении. Однако в таком случае возникают методические трудности, вызванные необходимостью учета пространственного характера регистрируемых волновых полей. Поэтому на профиле Нижняя Тура — Орск были изведены профильно-площадные дифференциальные зондирования в варианте многократных перекрытий с использованием элементов пространственной регистрации и поляриционных наблюдений. Такая методика исследований была предложена и широко опробована на Красноуральском профиле ГСЗ [9]. При исследованиях на меридиональном профиле она получила дальнейшее развитие на основе использования многоволно-

вых волн, а также алгоритмов и программ обработки на ЭВМ применительно к специфике материалов. По предложенной методике регистрируется большое количество взрывов (до 100) пространственной установкой многоканальных станций, расположенных в широком диапазоне удалений от источника (0—450 км). Для интерпретации и результативных построений используются отраженные докритические и закрытые волны, преломленные (слаборефрагированные или разогнутые) продольные и поперечные, полученные по системам МПВ ГСЗ. Более подробно методика исследований описана в работе [10].

В результате интерпретации получены следующие материалы: по докритическим отраженным волнам — план векторов отражающих элементов и составленный на их основе сейсмический разрез; скоростные разрезы эффективной (средней) и пластовых скоростей, найденные путем статистической обработки совокупности определений v_p по элементарным пространственным годографам; по преломленным (слаборефрагированным) волнам — положение основных преломляющих границ и значения граничных скоростей по ним, уровни редуцирования при использовании известных способов обработки; скоростные разрезы, построенные по результатам решения обратной кинематической задачи по программе, разработанной в Института геологии и геофизики СО АН СССР.

Для верхней части разреза таким способом были определены скорости по поперечным волнам. На сводном скоростном разрезе взаимно увязывались данные по отраженным и преломленным волнам, что контролировалось решением прямой задачи в двухмерном случае. На рис. 2 приведен фрагмент сейсмического разреза, на котором также показаны осредненные скоростные модели для массивов А, Б, В и схема разграничения разреза по совокупности геофизических признаков, являющаяся основой геофизических (сейсмических) моделей верхней части консолидированной земной коры (рис. 3). При этом привнесены новые в практике ГСЗ принципы: формальное разграничение раз-

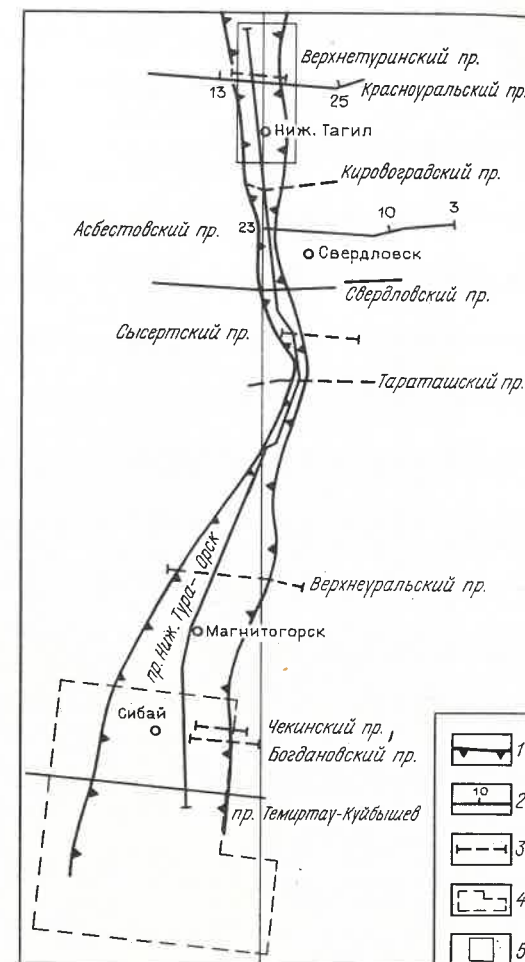


Рис. 1. Схема изученности Тагильско-Магнитогорского прогиба сейсмическими методами
1 — границы прогиба; 2 — сейсмические профили ГСЗ и МОВ-МПВ; 3 — сейсмические профили МОВ (ручная сейсморазведка); 4 — площадь работ ИГ УНЦ АН СССР (1973 г.); 5 — Красноуральская площадь (1978 г.)

реза по совокупности геофизических параметров, классификация выявленных границ по их предполагаемой геологической природе и количественная оценка надежности выделения по принятым параметрам. При построении разрезов учтена возможность вся имеющаяся сейсмическая информация, в том числе новые для Урала сведения о квазианизотропии физических свойств верхней части разреза (до глубины 5—7 км), поглощающих свойствах и добротности нижней части земной коры и верхней мантии (α и θ).

Верхняя часть консолидированной коры разграничивалась на комплексы

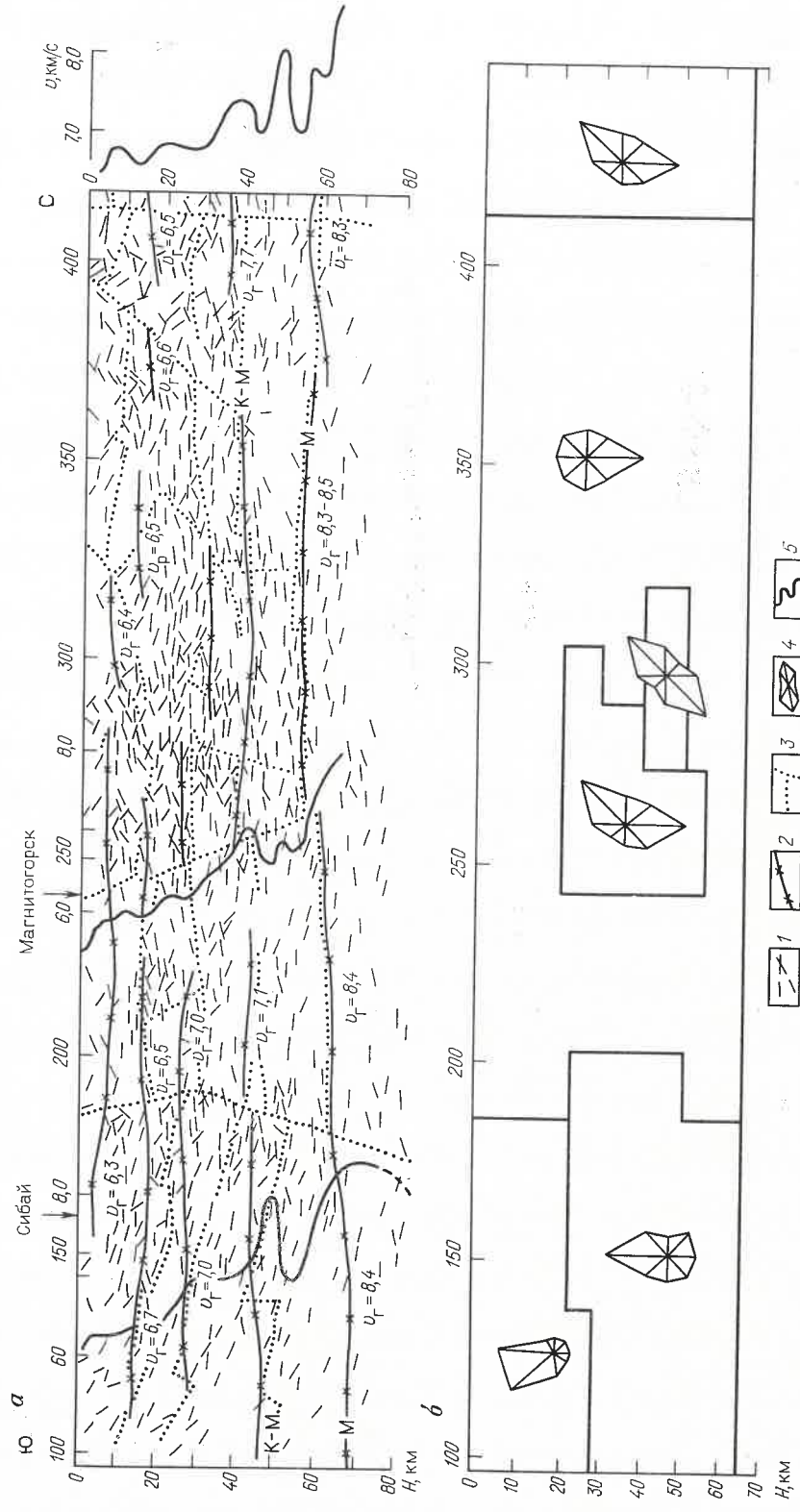


Рис. 2. Глубинный сейсмический разрез (а) и схема разграничения по отражающим элементам (б)

по совокупности сейсмических параметров; 4 — розы-диаграммы азимутов падений отражающих элементов; 5 — средненные скоростные модели Орско-Сибайского, Матнитогорско-Учалинского и Миасско-Полевского мегаблоков

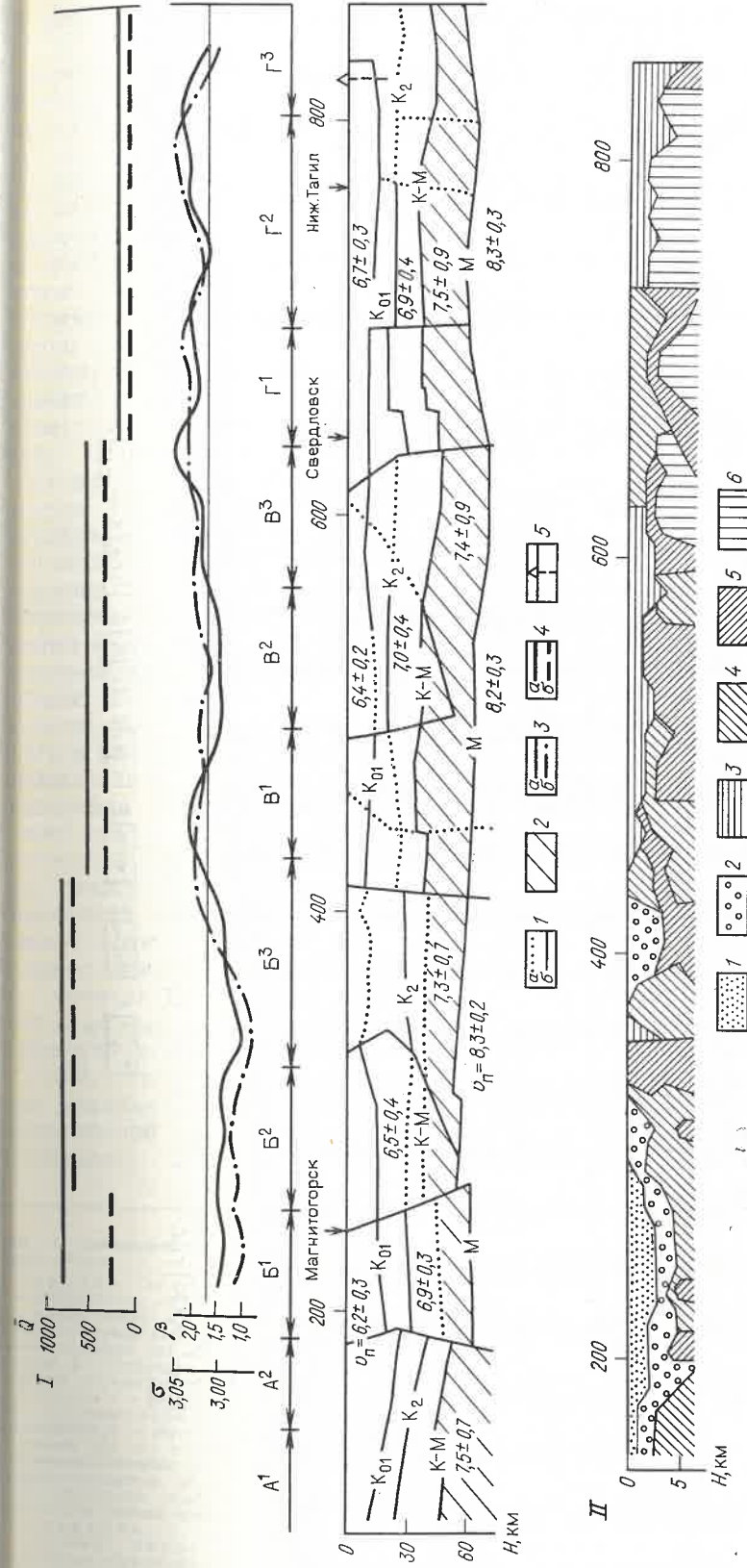


Рис. 3. Модели земной коры по профилю Ниж. Тура—Орск

1 — земля; 2 — корень; 3 — граница; 4 — границы областей со значимо отличными распределениями векторов отражающих элементов и скоростей продольных волн с надежностью 60–80% (а) и 90–95% (б); 5 — участки с повышенным значением дисперсий продольных волн; 6 — графики коэффициента оснóвности β (а) и средней плотности σ (б) земной коры; 7 — графики добротности в верхней части земной коры (а), переходной зоны и верхних слоев мантии (б); 8 — проектное положение Уральской сверхплотной скважины; 9 — поверхности сейсмоструктурных этажей, отождествляемые соответственно: М — с разделом Мохоровичича, К — с кровлей переходной зоны низа коры, М' — с кровлей земной коры по профилю н.п.м. Гурь-Орск.

K_2 — с поверхностью протокоры, K_0 — с поверхностью основания уралит; поперечная зональность по сейсмическим данным — мегаблоки: А — Орско-Сибайский (А1 — Богдановский, А2 — Карабулакский блоки), Б — Магнитогорско-Учалынский (Б1 — Возвляевский, Б2 — Верхнеуральско-Магнитогорский, Б3 — Полюковский блоки), В — Миасско-Полеской (В1 — Таловский, В2 — Сугоматский, В3 — Свердловский блоки), Г — Первоуральско-Кушвинский (Г1 — Первоуральский, Г2 — Таловский, Г3 — Красноуральский блоки).

I — верхняя часть земной коры. $I-6$ — типы объектов, параметры которых и предпологаемые комплексы пород приведены в таблице

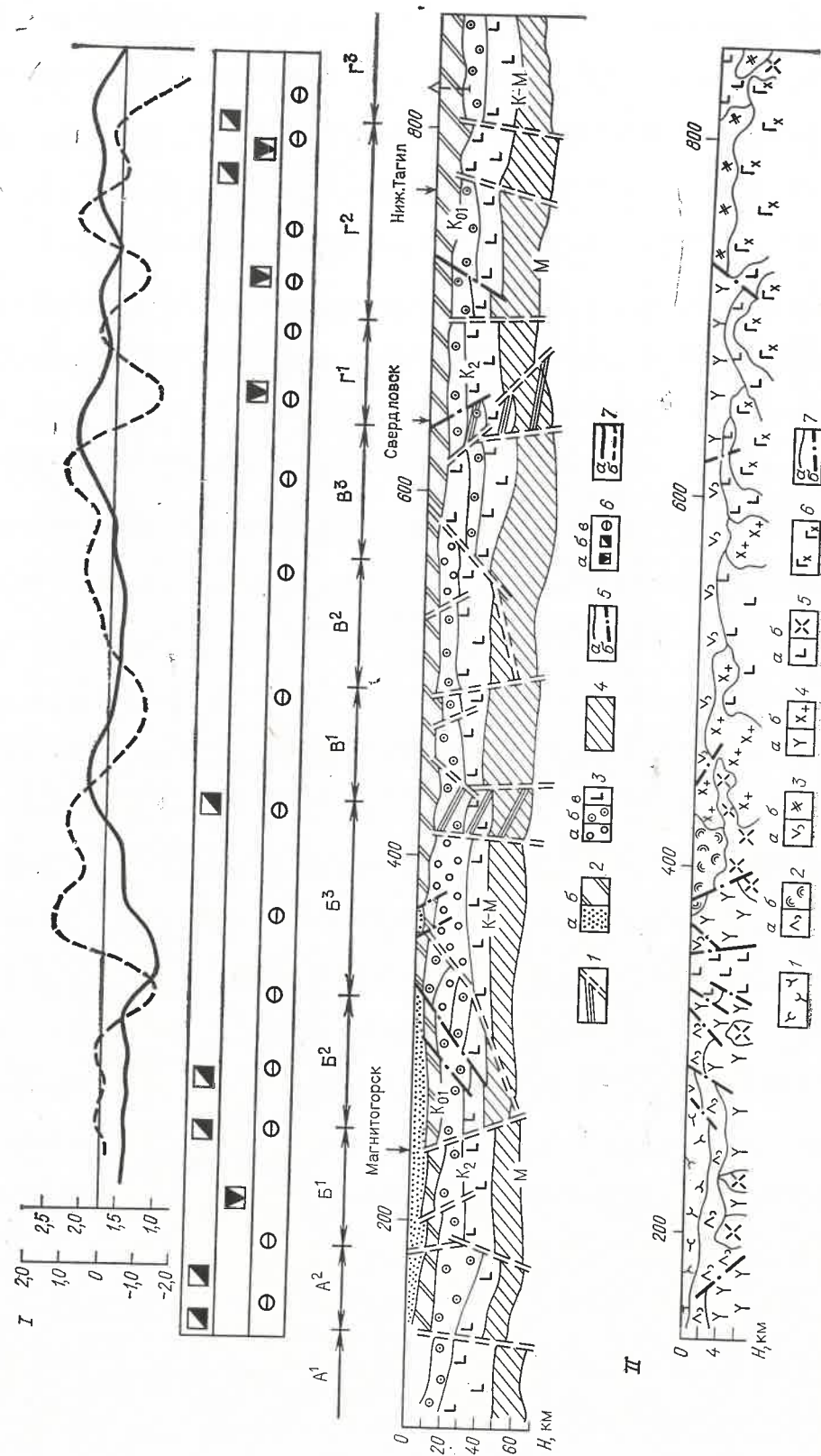


Рис. 4. Схематические разрезы по профилю Ниж. Тагил — Орск

1 — земная кора и верхняя мантия. 2 — субширотные зоны тектонических нарушений и их осевые линии; 3 — образования предположительно каледоний-герцинского цикла среднедевонско-раннекаменноугольного (а) и ордовик-раннедевонского (б) этапов; 4 — глубинные комплексы со значениями скоростных параметров (км/с): а — 6,2—6,4, б — 6,4—6,6, в — 6,8—7,1; 5 — переходная зона в низах земной коры; 6 — границы раздела в земной коре (а), зоны тектонических нарушений субмеридионального протяжения (б); 7 — месторождения и рудопроявления медноколчедановые (а), скарново-магнетитовые (б), медноколчедановые (в); 8 — графики: а — коэффициента основности, г/см³, б — градиента коэффициента // — верхняя часть эвгеосинклинальных образований. 1 — вулканогенно-осадочные образования преимущественно средне-кис-

о совокупности геофизических параметров: скорости продольных (v_p) и поперечных (v_s) волн, отношению их $K=v_p/v_s$, коэффициенту анизотропии (λ), плотности (σ), вычисленной по двумерной зависимости $\sigma=f(v_p, v_s)$, которая определена по результатам анализа пород прогиба, вскрытых кважинами. Геофизические комплексы соответствуют определенным геологическим подразделениям (рис. 4). Несомненно, что предполагаемые комплексы пород сложены гетерогенными образованиями, но породы, которые отвечают физическим параметрам объектов, играют в них доминирующую роль.

На данном этапе исследований выделение укрупненных комплексов целесообразно для выяснения общих закономерностей вертикальной и латеральной зональности прогиба. Для разделения интрузивных и вулканогенных комплексов на глубине, характеризующихся близкими физическими параметрами, учитывались также морфология объектов в разрезе, интенсивность и форма гравитационных и магнитных аномалий в плане. При разграничении разреза использовались также скорость продольных волн; плотность, определенная по одномерной зависимости $\sigma=f(v_p)$ и скорректированная на основе решения трехмерной задачи гравиразведки; коэффициент основности, значения которого вычислялись по формуле: $\beta = \sigma > 2,95 h > 2,95 / H$, где $\sigma > 2,95$ — средняя плотность пород, имеющих значения $\sigma > 2,95$ г/см³, $h > 2,95$ — мощность пород указанной плотности, H — мощность земной коры; результаты количественного анализа распределения

отражающих элементов (см. рис. 2).

Разделение разреза на однородные блоки (комплексы), существенно отличающиеся по совокупности признаков, проводилось с использованием методов математической статистики [12]. На геофизических моделях оставлены только те границы, надежность проявления которых не ниже 60 и 90 % (см. рис. 3).

Схематизированный глубинный геолого-геофизический разрез составлен на формализованной основе путем перевода геофизической модели на геологический язык с учетом изложенных выше соображений о предполагаемых типах границ (см. рис. 4).

Особенности глубинного строения Тагильско-Магнитогорского прогиба.

На представленных разрезах и моделях четко видна вертикальная зональность земной коры под прогибом: четыре этажа (слоя) мощностью не менее 10 км с определенными физическими параметрами и внутренним строением. К границам этажей, вероятно, приурочены структурные разделы, которые в некоторых случаях отвечают выполненному разграничению земной коры на толщи с различным направлением падения отражающих площадок (см. рис. 2, 3). Характер поведения поверхностей раздела вдоль прогиба и в структурах обрамления (по данным субширотных пересечений Урала), приподнятое залегание их в зонах развития более древних комплексов и другие отмеченные особенности позволяют считать выделенные этажи сейсмоструктурными (ССЭ).

Первый, верхний, ССЭ соответствует эвгеосинклинальным отложениям, представленным с поверхности

лого состава, терригенно-карбонатные и карбонатные породы; 2 — субщелочные вулканогенно-осадочные породы и вулканы преимущественно среднего состава (а), вулканы, туфы и осадочные образования с протрузиями серпентинитов (б); 3 — преимущественно вулканогенно-осадочные образования средне-основного состава (а), диориты, реже интрузивные образования диорит-гранитоидного состава (б); 4 — образования преимущественно дифференцированных вулканогенных серий (а), интрузии диорит-гранитоидного состава (б); 5 — вулканы, туфы преимущественно средне-основного состава, насыщенные габброидами (а), интрузивы габбро-диоритового состава (б); 6 — интрузивные образования дифференцированных комплексов габбро-гранитоидного состава с преимущественным развитием габброидов; 7 — границы гетерогенных комплексов (а) и предполагаемые тектонические нарушения (б); остальные усл. обозн. см. рис. 3

породами различного возраста (от карбона до ордовика) и состава, и характеризуется значительной латеральной изменчивостью скоростных параметров при относительно небольшом вертикальном градиенте скорости. Средние значения v_p для разных частей прогиба изменяются от 6,0—6,2 до 6,6—6,8 км/с. Физическая модель верхнего ССЭ в районе Уральской сверхглубокой скважины включает три комплекса общей мощностью до 12 км и предполагает зону инверсии скорости в интервале глубин от 4 до 7 км с перепадом скоростей 0,4—0,5 км/с [1]. Модель подобного рода является типичной для верхнего этажа.

Второй ССЭ сложен породами с относительно пониженными значениями скоростных параметров (от 5,9—6,0 до 6,4—6,6 км/с) и мощностью в среднем 10—12 км при изменении ее в разных частях прогиба от 5 до 20 км. Увеличение мощности этажа характерно для большей части Магнитогорского мегасинклинория. Для решения вопроса об отнесении второго ССЭ к основанию прогиба полученные данные увязывались со сведениями по субширотным профилям [4, 9]. При этом учитывались также: 1) незначительное отличие физических параметров основания и древних толщ фундамента западного склона Урала и Восточно-Уральского поднятия; 2) совпадение с поверхностью фундамента структурной границы (по принятой нами классификации); 3) зависимость глубины залегания поверхности основания (сейсмическая граница K_{01}) от возраста структур верхнего ССЭ, что проявлено, с одной стороны, в относительном подъеме границы с амплитудой до 10 км в древних структурах обрамления прогиба, с другой — в погружении на 4—8 км в Магнитогорском звене прогиба, где с поверхности развиты самые молодые образования.

Следует заметить, что наличие разных скоростных моделей верхнего ССЭ в прогибе и на поднятиях (латеральная зональность) и зон глубинных разломов в краевых частях прогиба затрудняет корреляцию поверхности основания на субширотных сечениях Урала. Преодолеть эти трудности по-

могут результаты сверхглубокого зондирования и более детальные сейсмические исследования.

Третий ССЭ характеризуется более выдержанными, по сравнению с предыдущими двумя, параметрами (средняя пластовая скорость 6,8—7,2 км/с, поверхность этажа приурочена к пологой границе с v_p 7,0—7,2 км/с, средняя мощность около 16 км с вариациями 4—5 км), что может свидетельствовать о близком вещественном составе слагающих его комплексов, также, вероятно, о его слабой тектонической дифференциации. На уровне границы K_2 , расположенной в кровле ССЭ на глубинах 18—35 км, резко изменяются скоростные параметры, нередко совпадает с изменением структурных особенностей. В составе ССЭ, возможно, входят чарнокит-гранулитовые комплексы, которые рассматриваются как мобильные по отношению к архейскому возрасту. Это позволяет высказать предположение о наличии переходной зоны. Решение проблемы требует дополнительной сейсмической информации и теоретического осмысления имеющихся данных.

Вертикальная зональность земной коры (четыре ССЭ) сохраняется для других структур Урала, но меняются скоростные параметры и соотношения мощностей между этажами, а также состав комплексов. Четвертый ССЭ относят к глубинной зоне между корой и верхней мантией на следующем основании: 1) прогиб: увеличенная мощность земной коры (55—70 км), большая мощность (7,2—7,6 км/с) при максимальной (до 30 км) и сложности строения (0,9 км/с и выше), что вызвано слоистостью верхней мантии с наличием комплексов с резко различием в ней (до глубины 90—120 км) скоростными параметрами зон возможной инверсии скорости (см. 6,3—6,5 до 8,0—8,5 км/с); 2) отсутствие, 2), повышенные значения физических параметров по сравнению с окружающими структурами (скорость на поверхности этажа; 3) наличие в 0,4—0,5 км/с, плотность — на 0,1—0,15 г/см³), что свидетельствует, очевидно, о повышенной основности комплексов; 4) увеличенная мощность геосинклинальных образований (5—20 км) и по характеру изменения тектонической раздробленности ССЭ.

Суммарная мощность ССЭ в прогибе изменяется от 10—15 до 30 км. Таким образом, глубинную структуру Тагильско-Магнитогорского прогиба характеризует не подъем поверхности «базальтового» слоя, а вероятнее всего, базификация коры за счет преимущественного развития в ней комплексов основного состава, но с сохранением вертикальной зональности, при-

сущей коре окружающих структур. Основные границы коры, разделяющие сейсмоструктурные этажи, как и граница M , под прогибом значительно погружаются.

По сейсмическим данным ГСЗ установлена также поперечная зональность в строении земной коры и верхней мантии прогиба. В пределах прогиба установлено различие тагильской и магнитогорской частей его, разделенных широкой в плане структурой, промежуточной по физическим параметрам земной коры.

Первоуральско-Кушвинский мегаблок, относящийся к Тагильскому звену прогиба, характеризуется максимально высоким коэффициентом основности земной коры (см. рис. 3). Глубина до поверхности Мохоровичича составляет здесь 55—65 км. Большая мощность (20—30 км) и высокая степень дифференцированности по скорости переходной зоны хорошо увязываются с предполагаемой значительной мощностью (8—12 км) образований палеозойской эвгеосинклинали и их скоростной неоднородностью. Об интенсивности геосинклинального развития и относительно быстром подъеме мантийных дифференциатов свидетельствует, вероятно, отсутствие структурной границы между переходной зоной и земной корой. Высокие значения скорости продольных волн (6,5—7,0 км/с) в комплексе уралитид (до границы K_{01}) согласуются с широким развитием здесь габброидов (G^2) габбровой формации и образований полного и завершеного ряда габбро-гранитоидного формационного типа. В блоках с более низким коэффициентом основности коры (G^3) средние скорости понижаются, а разрез преимущественно представлен вулканитами с подчиненным количеством интрузивов.

Для Орско-Сибайского и Магнитогорско-Учалинского мегаблоков, входящих в состав Магнитогорского звена прогиба, характерны: более низкое значение коэффициента основности коры; в целом более глубокое положение границы K_2 ; меньшая мощность переходной зоны и степень ее дифференцированности; более высокое значение добротности коры, указывающее на меньшую ее тектоническую

Физические параметры объектов и предположительно соответствующие им комплексы пород для структур Тагило-Магнитогорского прогиба

Тип объекта	v_p , км/с	v_s , км/с	v_p/v_s	σ , г/см ³	Комплекс пород
1	5,05	2,60	1,95	2,71	Гетерогенный, представленный вулканогенно-осадочными преимущественно средне-кислого состава и терригенно-карбонатными и карбонатными породами
2	5,69	3,07	1,86	2,79	Субщелочные вулканогенно-осадочные породы и вулканы преимущественно среднего состава; вулканогенные и осадочные образования с протрузиями серпентинитов
3	6,05	3,22	1,88	2,86	Вулканогенно-осадочные образования среднего основного состава; диоритово-интрузивные образования рит-гранитоидного состава
4	6,11	3,49	1,76	2,82	Образования дифференцированные вулканогенных серий; диорит-гранитоидные интрузии
5	6,45	3,50	1,85	2,92	Вулканы, туфогенные образования преимущественно средне-основного состава, насыщенные габброидами; интрузивы габбро-диоритового состава
6	6,78	3,78	1,79	2,96	Интрузивные образования дифференцированных комплексов габбро-гранитоидного состава с преимущественным развитием габброидов

крутозалегающих толщ мощность продуктивных комплексов может оказывать несколько завышенной.

По совокупности параметров субщелочной комплекс (C₁) Магнитогорского звена прогиба, максимальная мощность которого достигает 5 км, расчленен на две толщи (ПК 150—295). Верхняя сложена в основном терригенно-карбонатными, карбонатными и вулканогенно-осадочными породами и является вмещающей для скарново-магнетитового оруденения, что наряду с выделенными телами предположительно габбро-диоритовой ассоциации на глубине повышает перспективность средней части Магнитогорского звена прогиба на этот тип полезных ископаемых.

На заключительном этапе анализа сейсмических и геологических материалов составлена таблица, где приведены предполагаемые комплексы пород, с наибольшей вероятностью соответствующие полученным физическим параметрам. Таблица может быть использована при перспективной оценке площади на определенный тип полезных ископаемых, пространственно или генетически связанных с вулканоген-

ными или вулканоплутоническими комплексами, характеризующимися различными значениями физических параметров, а также при выделении типовых комплексов пород (особенно мегаблока, промежуточного по глубине) и в значении коэффициента основности.

Анализируя приведенные данные дифференцированности идентично можно предполагать, что коэффициент Тагильскому блоку. От вышеописанных, мощность и степень дифференцированности переходной зоны градиентной модели верхней части земной коры причинно связаны с изменением скорости прохождения волн от синклинали развития мегаблока 5—6,7 до 7,0—7,3 км/с. Скарново-магнетитовое оруденение связано со средним членом габбро-гранитоидных серий — образованиями габбро-диорит-гранитной формации.

Некоторые особенности связи региональной металлогении со строением земной коры. Месторождения скарново-магнетитовых руд приурочены к субширотным зонам тектонических нарушений, разграничивающих блоки, и к краевым частям блоков (рис. 4), общим для которых является высокая степень дифференцированности по скоростным параметрам земной коры и переходной зоны. Максимально дифференцированные по скоростным параметрам блоки земной

Кушвинская и Тагильская группы месторождений находятся в мегаблоке, характеризующемся высоким

коэффициентом основности и максимальной дифференцированностью по скоростным параметрам на всю глубину земной коры. На поверхности разлиты интрузивные образования полного и завершённого ряда дифференциации предположительно базальтоидной магмы, крайним членом которого являются породы габбро-сиенитовой формации [2], несущие оруденение. В этой связи интересна Свердловская зона, сходная по глубинному строению степени дифференциации земной коры с северной частью Тагильского блока.

Месторождения Магнитогорского рудного поля расположены в мегаблоке с низким коэффициентом основности. Переходная зона слабо дифференцирована по скорости, а верхняя часть земной коры (до глубины 40—5 км) по этому параметру не отличается от Тагильского блока. Оруденение приурочено к более высокому, нижекаменноугольному уровню [2] и отличается от Тагильского блока генетически связано с образованиями габбро-граносиенитовой формации.

Таловский блок, в пределах которого известны месторождения скарново-магнетитовых руд и ряд рудопроявлений, входит в состав Миасско-Полевского мегаблока, промежуточного по значению коэффициента основности.

Переходная зона по мощности и степени дифференцированности идентично Тагильскому блоку. От вышеописанных, мощность и степень дифференцированности переходной зоны градиентной модели верхней части земной коры причинно связаны с изменением скорости прохождения волн от синклинали развития мегаблока 5—6,7 до 7,0—7,3 км/с. Скарново-магнетитовое оруденение связано со средним членом габбро-гранитоидных серий — образованиями габбро-диорит-гранитной формации.

Следует отметить, что 75 % месторождений скарново-магнетитовых руд, расположенных в прогибе, приурочены к субширотным зонам тектонических нарушений, разграничивающих блоки, и к краевым частям блоков (рис. 4), общим для которых является высокая степень дифференцированности по скоростным параметрам земной коры и переходной зоны. Максимально дифференцированные по скоростным параметрам блоки земной

коры, возможно, и наиболее интенсивно развивались. В их пределах на поздних стадиях развития палеозойской эвгеосинклинали интенсивно протекали метаморфические и метасоматические процессы, которые, по-видимому, привели к перераспределению и мобилизации рудного вещества.

Определяющий фактор для титано-магнетитового оруденения в отличие от скарново-магнетитового оруденения — это, вероятно, высокий коэффициент основности земной коры. Большинство известных в прогибе месторождений и рудопроявлений этого типа располагаются в Первоуральско-Кушвинском мегаблоке, характеризующемся высоким значением этого параметра, в пределах его тяготеют к локальным максимумам коэффициента основности (см. рис. 4).

При оценке распределения медно-колчеданных месторождений необходимо учитывать и меридиональную зональность в строении Тагильско-Магнитогорского прогиба. Однако отметим, что в 90 % случаев медноколчеданное оруденение связано с контрастной по коэффициенту основности корой (максимальные значения градиента β). При этом около 60 % таких месторождений, так же как и скарново-магнетитовое оруденение, приурочено к субширотным зонам тектонических нарушений.

Сформируем основные выводы по проведенным исследованиям.

1. По простиранию прогиба существенно изменяются физические параметры земной коры и глубины залегания поверхности М, что подтверждает поперечную зональность Урала.

2. Установлена выдержанная по профилю вертикальная зональность коры: четыре сейсмоструктурных этажа, характеризующиеся определенными особенностями в пределах выделенных мегаблоков.

3. Отмечена отчетливая и, вероятно, закономерная связь особенностей строения глубоких горизонтов коры (мощности и степени дифференцированности переходной зоны, добротности, расслоенности и основности коры) со скоростными параметрами пород и металлогенией.

4. Приведенные данные подтверждают мнение, что Урал и его эвгеосин-

клинальный прогиб заложился на коре континентального типа [4, 9] и противоречат гипотезе [11] о крупных горизонтальных перемещениях.

5. Особенности строения земной коры Тагильско-Магнитогорского прогиба и ее аномальные физические параметры, вероятно, являются следствием длительного полициклического геосинклинального развития этой структуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вероятный разрез земной коры в районе проектирования Уральской сверхглубокой скважины/В. С. Дружинин, Ю. С. Каретин, А. И. Назаров и др. — Сов. геология, 1982, № 5, с. 62—69.
2. Геологическое развитие и металлогения Урала/К. К. Золотов, М. С. Рапопорт, Б. А. Попов и др. М., Недра, 1982.
3. Грачев В. А. Об исходном составе пород Салдинского гнейсового комплекса. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Ч. 1. Свердловск, 1969, с. 228—230.
4. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М., Недра, 1976.
5. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., Недра, 1974.
6. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М., Недра, 1983.
7. Мишенькина З. Р., Шелудько И. Ф., Крылов С. В. Использование линеаризирован-

- ной постановки обратной кинематической задачи для двухмерных полей времен (x, t) рефрагированных волн. — В кн.: Численные методы в сейсмических исследованиях. Новосибирск, 1983, с. 140—152.
8. Наливкина Э. Б., Дьячкова А. Я. О «базальтовом» слое континентов и природы сейсмических границ в его пределах. — Сов. геология, 1970, № 4, с. 131—142.
9. Новые данные о глубинном строении Урала (по результатам исследований на Крайноуральском профиле ГСЗ)/В. С. Дружинин, Ю. С. Каретин, В. М. Рыбалка и др. Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 1.
10. Опыт глубинных сейсмических зондирований на Урале/В. С. Дружинин, С. Н. Каринов, Л. В. Сивкова и др. — Свердловск: изд. НТО Горное, 1982.
11. Природа Уральской геосинклинали/С. И. Иванов, А. А. Ефимов, Л. М. Минин и др. — Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5, с. 1177—1180.
12. Родионов Д. А. Статистические решения геологии. М., Недра, 1981.
13. Рыбалка В. М. Использование данных глубинного строения земной коры для масштабоного прогнозирования. — Разведка и охрана недр, 1976, № 8, с. 31—36.
14. Строение земной коры по профилю Темтау — Куйбышев/Б. А. Хрычев, Л. М. Лясков, С. М. Альтер и др. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., 1968, с. 88—90.
15. Трофимов Д. М. Глубинное строение Восточно-Европейской платформы по данным зондирования космоснимков. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 3, с. 21—23.

УДК 551.243 : 553.3.078 (575.1)

В. С. ВОЙТОВИЧ, А. И. ДОНЕЦ (ЦИНГРИ)

Южно-Ферганская переходная тектоническая зона и ее металлогения

Вдоль границы Курамино-Ферганского (Срединно-Тяньшаньского) срединного массива и Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы выделена Южно-Ферганская (Карачатырская, Карачатырская — Писталитауская, Учкулач-Гузанская) переходная тектоническая и металлогеническая зона [5, 8, 10]. Она протягивается вдоль Южно-Ферганского глубинного разлома, который, вероятно, в районе Султануиздагских гор сочленяется с Восточно-Уральским [8, 9]. Исследования последних лет и наши работы свидетельствуют о том, что Южно-Ферганская тектоническая зона прослеживается в окраинной части срединного массива, которая является активной континентальной окраиной палеозойского палеоокеана [1, 6].

Курамино-Ферганский срединный массив, вероятно, еще в докембрийский период представлял собой консолидированную глыбу; здесь верхнепротерозойские и нижнепалеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формирования накапливались локально и имеют значительно меньшие мощности по сравнению с наблюдающимися в каледонидах Северного и варисцидах Южного Тянь-Шаня [9, 10, 11]. На срединном массиве, так же как и в каледонидах Северного Тянь-Шаня — Центрального Казахстана, накапливались вулканические туфо-порфировые формирования нижнего девона — эйфеля, которая служит характерным признаком зрелой континентальной коры; здесь формировались субплатформенные (квазиплатформенные) терриген-

карбонатные и существенно карбонатные отложения живета — верхнего девона, а местами и нижнего карбона. Позднее в результате процессов тектонической активизации в карбоне, пермь и, вероятно, в начале триаса на значительных площадях проявлялись процессы субсеквентного вулканизма. Формировались мощные вулканогенные толщи, прорванные затем крупными массивами гранитоидов [10, 11]. Для срединного массива характерно широкое распространение гранитоидов, особенно для его центральных частей в пределах Кураминского ядра

Южно-Тяньшаньская геосинклинальная система, вероятно, большей частью развивалась на коре океанического типа [1, 5]; в ее пределах, непосредственно к югу от срединного массива и ограничивающего его Южно-Ферганского глубинного разлома, прослеживается Иргиз-Тамды-Надирская эвгеосинклинальная зона, в которой широко распространены породы офиолитовой ассоциации и отсутствуют проявления гранитоидного магматизма [8].

В Южно-Ферганской переходной зоне наблюдаются линейные складчатые структуры Южно-Тяньшаньского направления. На большей ее части нет гранитоидов, лишь у вершины гор Ферганского Каратау отмечается небольшой шток красных биотитовых гранитов, который, судя по аэромагнитным данным, является апофизой крупного массива гранитоидов, простирающегося от срединного массива. Вместе с тем в горах Ханбанды присутствует характерная для срединного массива доживетская туфо-порфировая формация, свидетельствующая о формировании к этому моменту зрелой континентальной коры. В рассматриваемой зоне (рис. 1), как и повсеместно на срединном массиве, с живетского века началось накопление субплатформенных преимущественно прибрежно-морских и морских терригенно-карбонатных и существенно карбонатных отложений. Все это, несмотря на отмеченные черты сходства с геосинклинальной системой, несомненно, указывает на положение Южно-Ферганской переходной зоны на срединном массиве. В ее пределах субплатформенные отложения живета —

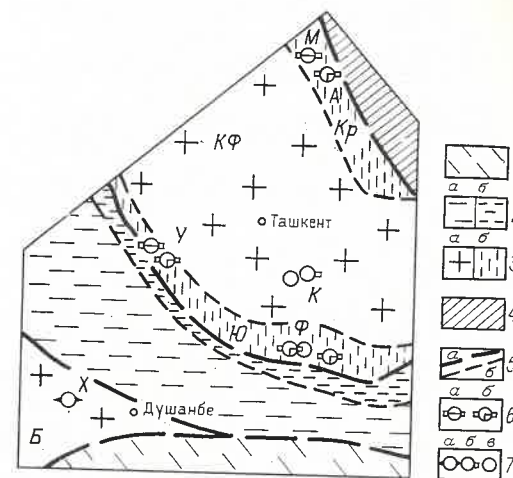


Рис. 1. Положение Южно-Ферганской переходной зоны в варисцидах Тянь-Шаня

1 — альпийский складчатый пояс; 2—3 — варисциды: 4 — Южно-Тяньшаньская геосинклинальная система (а) и Иргиз-Тамды-Надирская эвгеосинклинальная зона в ее пределах (б); 5 — срединные массивы (а) и их окраинные зоны (б); 6 — каледониды Северного Тянь-Шаня; 7 — глубинные разломы (а — ограничивающие срединные массивы, б — разделяющие структурно-формационно-металлогенические зоны); 8 — свинцово-цинковые месторождения; 9 — стратиформные в карбонатных породах с пластовыми (а), пластовыми и секущими рудными залежами (б); 10 — колчеданно-полиметаллические (а), скарновые (б), жильные и комбинированные (в); срединные массивы: Б — Байсунский, КФ — Курамино-Ферганский и его окраинные зоны; Ю — Южно-Ферганская переходная, Кр — Каратауская; месторождения свинца и цинка: М — Миргалымсай, А — Ачисай, К — Кансайского рудного узла, У — Учкулач-Писталитауского и Ф — Кан-Каратауского районов, Х — Хандиза

верхнего девона и нижней части карбона накапливались преимущественно на шельфе и частично, может быть, на континентальном склоне у края палеоокеана. Затем местами проявились внутривизейские движения и складчатость и накапливались существенно терригенные, терригенно-кремнистые и терригенно-карбонатные отложения верхнего визе — среднего карбона и верхнепалеозойские молассы. При формировании последних иногда имели место процессы субсеквентного магматизма, в результате чего в северной части гор Гузан наблюдается формация вулканогенных моласс.

Северная граница Южно-Ферганской переходной зоны прослеживается по Айдарскому — Центрально-Ферганскому разлому, к северу от которого, по данным аэромагнитных съемок, отмечается сложное магнитное поле с положительными аномалиями над интрузивными массивами и вулканическими породами среднего и основного состава. В Юж-

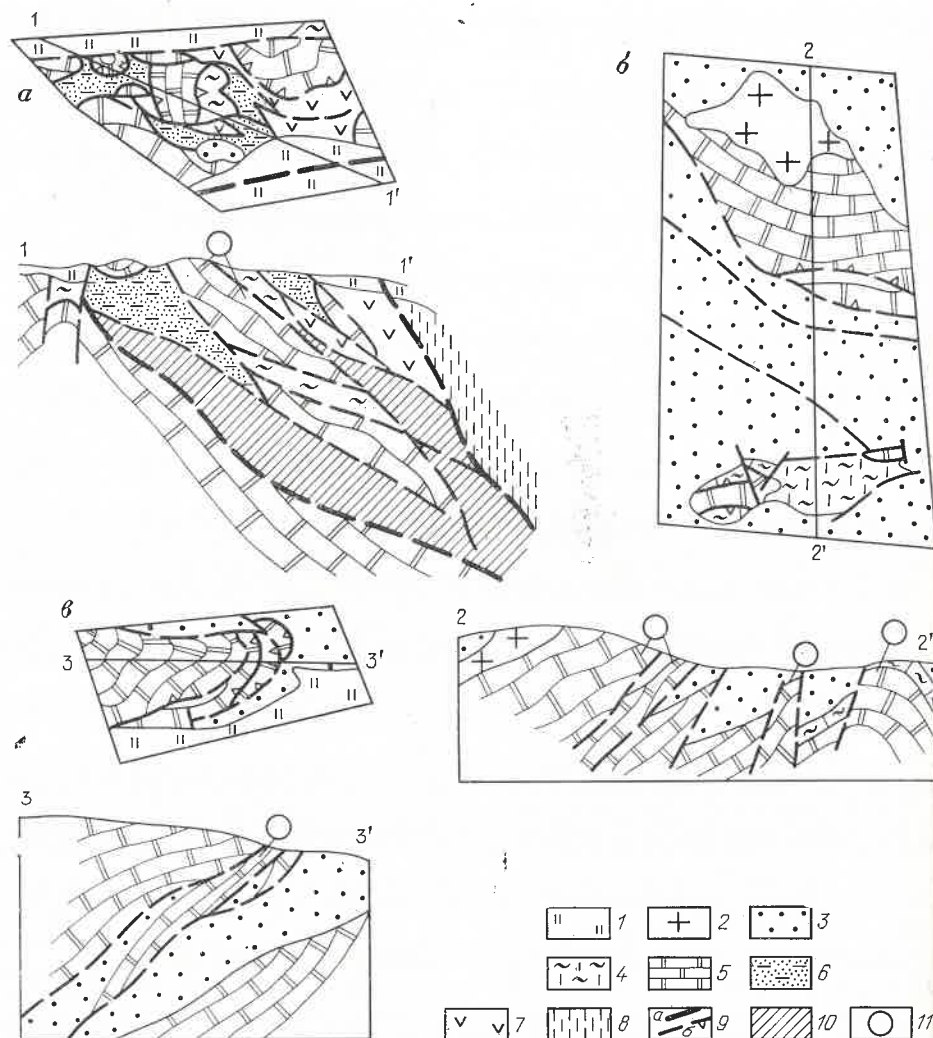


Рис. 2. Схемы геологического строения участков Южно-Ферганской зоны

Участки: а — район Канигутского месторождения; б — район месторождения Караотек и прилегающей части Ферганского Каратау; в — восточное окончание блока карбонатных пород у месторождения Эскикан в горах Гизил; г — мезозойские и кайнозойские отложения; 2 — верхнепалеозойские гранитоиды; 3 — молассовые и молассоидные формации верхнего палеозоя, иногда от намура до низов триаса; 4, 5 — субплатформенные (квазиплатформенные) отложения на срединном массиве; 4 — развитые локально карбонатно-кремнистые сланцы предположительно верхней

части визе, 5 — существенно карбонатные и терригенно-карбонатные отложения живета — верхнего палеозоя, местами живета — визе с широким распространением известняков и доломитов; 6 — 8 — отложения геосинклинальных формаций Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы: 6 — терригенные флиши, 7 — метабазиты неясного стратиграфического положения, 8 — нерасчлененные эвгеосинклинальные отложения; 9 — разрывные нарушения (а — Южно-Ферганский глубинный разлом, б — прочие); 10 — зоны мелких блоков и мелководных платформ; 11 — свинцово-цинковые месторождения

аномалии над телами гипербазитов и габброидов.

Глубинный разлом на значительном протяжении дешифрируется на космических снимках. По нему меланократовый комплекс метаморфических сланцев, базиты и другие породы рифея и раннего палеозоя офиолитовой ассоциации эвгеосинклинальной зоны нагнаты на окраинную часть срединного массива (рис. 2, 3), в том числе субплатформенные отложения жи-

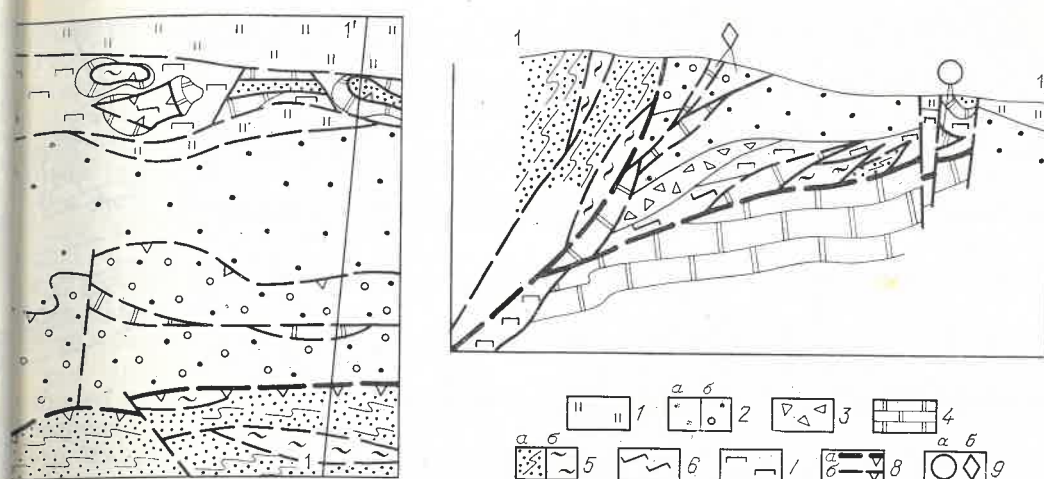


Рис. 3. Схема геологического строения зоны Южно-Ферганского глубинного разлома в районе Канского свинцово-цинкового месторождения

— мезозойские и кайнозойские отложения; 2 — терригенные грубообломочные и терригенно-карбонатные отложения моласс, отчасти молассоидные и флиши среднего — верхнего карбона, местами юра — верхнего карбона (а), иногда с широким распространением конгломератов и конгломератоидов (б); 3 — олистострома и конгломератоиды верхней части визе; 4 — субплатформенные отложения среднего девона срединного массива с

кого — визейского ярусов [3]. В районе Канского свинцово-цинкового месторождения к надвику примыкает порода меланжа с мелкими блоками различных пород среди серпентинитов [3, 5]. В районе Канигутского месторождения образовалась сложно построенная зона тектонического сучивания [7]. В ее пределах субплатформенные живет-нижнекаменноугольные отложения существенно карбонатные отложения наблюдаются в отдельных блоках и, вероятно, широко распространены на глубине под тектоническими покровами различных образований.

К северу, в горах Ферганского Каратау, субплатформенные существенно карбонатные отложения живетско-визейского ярусов выступают в горах горст-антиклинальных структур южной верхнепалеозойских моласс, недавно надвинуты на них по взбросам надвигом и даже образуют тектонические покровы. В горах Гузан отмечен блок доломитов и известняков мелководно-франского возраста длиной около 10 км и шириной 3—5 км. В. Н. Петров и А. А. Сескутов в 1950—1957 гг. допускали, что блок испытал нарастающее поднятие и своей окрестностью сдвинут на молассы. Другие исследователи считают, что

широким распространением доломитов и известняков; 5 — геосинклинальные формации нижнего палеозоя эвгеосинклинальной зоны с преобладанием терригенных флишиоидных отложений (а) и кремнистых, карбонатно-кремнисто-радиоляритовых сланцев (б); 6 — метаморфический меланократовый комплекс канской серии рифея; 7 — серпентиниты и меланж; 8 — разломы (а — Южно-Ферганский глубинный, ограничивающий срединный массив, б — прочие); 9 — геологическая позиция свинцово-цинкового месторождения (а) и зон галенит-сфалерит-киноварь-баритовой минерализации (б)

карбонатные породы девона образуют тектонический покров на молассах [2, 11 и др.], о чем свидетельствуют наклонные тектонических контактов и слоев верхнепалеозойских терригенных отложений под блок карбонатных пород и наблюдающиеся местами мелкие тектонические чешуи (см. рис. 2).

В западной части Южно-Ферганской зоны палеозойские образования на большей части площади перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями и выступают на поверхность главным образом в горах Ханбанды и Пистали (рис. 4). Здесь прослеживаются региональные Северо-Учкулачский и Южно-Писталитауский разломы типа крутых взбросо-сдвигов.

К северу от Южно-Писталитауского разлома наблюдается Предгорная антиклиналь, ядро которой сложено существенно терригенными, туфогенно-терригенными и кремнисто-карбонатно-терригенными отложениями предположительно нижней части живетского яруса, которые плохо обнажены. Северное крыло, широкое и просто построенное, большей частью характеризуется моноклинальными залеганиями слоев существенно карбонатных живетско-франских отложений; местами отмечаются складки и складчато-бло-

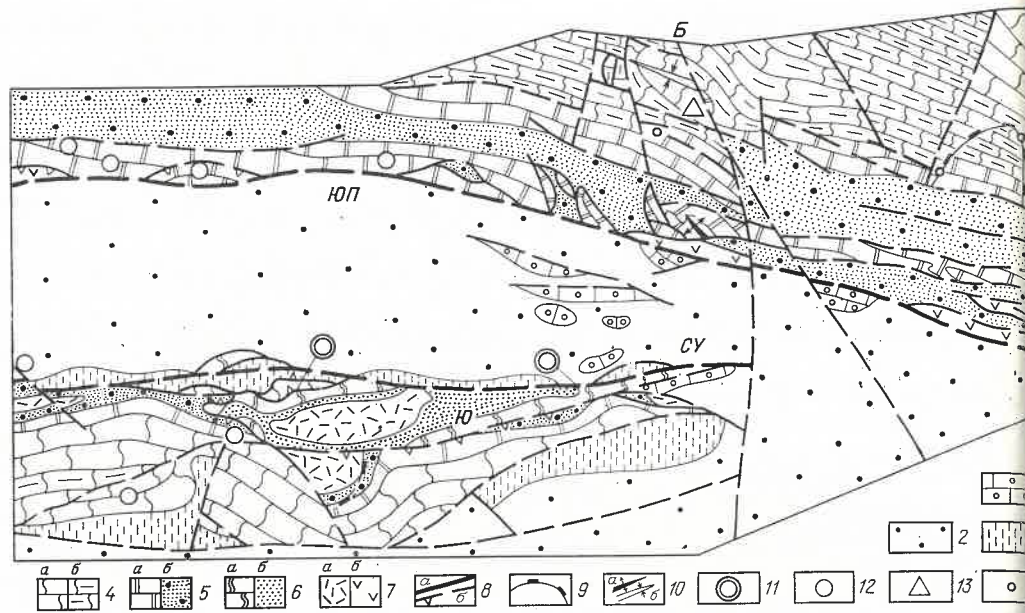


Рис. 4. Схема геологического строения части Учкулач-Писталитауского рудного района

1—7 — варисийские формации: 1 — терригенно-карбонатная верхнего визе — среднего карбона, 2 — терригенная преимущественно флишодная среднего визе, 3 — сланцево-карбонатная преимущественно флишодная франкского яруса, 4 — известняковая позднеживетско-франкская к югу от Южно-Писталитауского разлома и позднего живета — низов карбона к северу от него (а — известняки преимущественно однообразные органогенные и хемогенные, б — темно-серые до черных с углеродистым веществом), 5—6 — терригенно-известняково-доломитовая раннего живета: субформации: 5 — известняковая (а) и известня-

ковые структуры. Так, к западу от регионального Биришкского поперечного взбросо-сдвига на местности и аэрофотоснимках хорошо видна небольшая асимметричная синклиналь с пологим ($15-20^\circ$) северным и более крутым ($40-65^\circ$) южным крыльями (см. рис. 4).

В зоне Южно-Писталитауского разлома прослеживаются узкие блоки, в которых нередко наблюдаются небольшие складки, их оси ориентированы косо по отношению к разлому, что указывает на сдвиговые перемещения по нему. Локально в мелких блоках выступают предположительно доживетские вулканы щелочно-olivин-базальтовой формации [8]. Местами они надвинуты на карбонатные породы живета, что зафиксировано бурением у западной рамки рассматриваемой территории (см. рис. 4).

К югу от Северо-Учкулачского взбросо-сдвига находится Ханбанды-тауская антиклиналь; ее ядро непо-

ково-терригенная (б), 6 — доломитовая (а) и доломито-терригенная (б); 7 — туфо-порфировая дацит-хилипаритовая (а) и щелочно-olivин-базальтовая (б) нижнего девона — эйфеля; 8 — разломы (а — региональные, б — прочие, зубцами показаны на сместителях); 9 — кольцевые структуры; 10 — оси больших антиклиналей (а) и синклиналей (б); 11 — месторождения барит-галенит-сфалеритовых с пиритом руд; 12 — проявления галенит-сфалеритовых оруденений; 13 — зоны флюорит-полиметаллической минерализации; 14 — шлихи с галенитом; разломы СУ — Северо-Учкулачский, Ю — Южно-Учкулачский, ЮП — Южно-Писталитауский, Б — Биришкский

средственно у разлома сложено вулканиками нижнего девона — эйфеля. На широком южном крыле отмечаются преимущественно моноклинальные залегания живетско-франкских осадочных отложений. Здесь часто прослеживаются срывы стратиграфических контактов и субогласные со сложностью надвигов. Наиболее значительны из них — Южно-Учкулачский — разлагает разные субформации терригенно-известняково-доломитовой формации нижней части живета. По одним представлениям, эти субформации разновозрастные, по другим — известняковая и известняково-терригенная стратиграфически соответствуют доломитовой и доломитово-терригенной, т. е. Южно-Учкулачскому надвигову тектонически сближены и надвинуты друг друга различные разновозрастные субформации и литоформации.

Если придерживаться второй точки зрения, то представляется весьма вероятным, что надвиг в западной ча-

стью осложнен антиформным изгибом и соответственно его периклинальным замыканием; к западу от замыкания бурением могут быть обнаружены тектонически перекрытые литофации с широким распространением доломитов. Если же считать упомянутые субформации разновозрастными, то следует признать, что нижние две распространены не повсеместно. При геологическом картировании они выявлены под более молодыми отложениями. Обе точки зрения целесообразно принимать во внимание при дальнейших исследованиях. Впрочем, по мнению одного из авторов статьи, имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что упомянутые субформации разновозрастные, поскольку в основании известняково-терригенной иногда наблюдаются базальные конгломераты с галькой подстилающих доломитов. Исходя из этого, Южно-Учкулачский надвиг образовался за счет смещений по плоскости упомянутого стратиграфического контакта или местами по несколько отклонявшейся от него плоскости сместителя.

Северо-Учкулачский и Южно-Писталитауский разломы имеют глубокое заложение, вдоль них наблюдаются зоны повышенных градиентов силы тяжести. В пределах разломов, вероятно, располагались вулканические центры излияний доживетских вулканических пород, протекали процессы фумарольно-сульфатной деятельности, эксгаустивно-осадочного и более позднего гидротермального рудообразования. Местами здесь в результате морфоструктурного анализа и дешифрирования аэрофотоснимков выявлены кольцевые структуры. Одна из них в пределах Учкулачского рудного поля соответствует ограничению округленного в плане равнинного понижения среди гор Ханбанды (Бандского амфитеатра) и, скорее всего, отвечает вулкано-купольной структуре. Вторая расположена в южной части гор Пистали и выражена сходящимися верховьями саев, образующими в плане полуовал; природа ее не ясна. Здесь среди известняков живетского яруса наблюдаются линзы доломитов, в шлихах четвертичных отложений обнаружен галенит (см. рис. 4). В Южно-Ферганской зоне эволюция и палеотектониче-

ские условия субплатформенного осадконакопления определялись продолжавшейся консолидацией тектонического режима и выравниванием палеорельефа.

Отложения нижней части живетского яруса характеризуются резкой фациальной изменчивостью. Местами в их низах развиты гравийные песчаники, гравелиты, конгломераты и конгломерато-брекчии, в том числе валунно-галечные и валунно-глыбовые. Широко распространены песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки и доломиты. Соотношения между терригенными и карбонатными отложениями, а также между известняками и доломитами резко изменяются. Наблюдаются прослои и линзы пестроцветных терригенных и карбонатных пород, значительно распространены темно-серые до черных известняки и доломиты, содержащие углеродистое вещество. В горах Ханбанды, в районе Учкулачского свинцово-цинкового месторождения, в рассматриваемых отложениях присутствуют туфы кислого и среднего состава и туффиты, скорее всего накапливавшиеся при неравномерном поступлении в разные части морского бассейна туфового материала из близрасположенных палеовулканов [14]. В районе Канского месторождения в отложениях нижней части яруса встречаются линзы базальтовых миндалекаменных порфиритов и альбитофиров, распространены кремнистые, известково-кремнистые породы и яшмы, отдаленно связанные с подводным вулканизмом.

Таким образом, в начале живетского века локально продолжалась вулканическая деятельность. Рельеф, вероятно, был неровным, местами резко расчлененным; в прибрежных частях моря прослеживались островные гряды, иногда с вулканами, потухшими и частично действовавшими. Местами в прибрежных частях акватории находились заливы, лагуны и отмели. Для нижней части живетского яруса нередко характерна цикличность; в общем, наблюдается смена снизу вверх существенно терригенных отложений карбонатными, местами описанная закономерность осложняется ритмичным чередованием пород. Все это свидетельствует о значительной тектониче-

ской активности срединного массива в начале живетского века.

В позднеживетское, франское и местами в фаменское время накапливались значительно более выдержанные, но все же неоднородные по составу терригенно-карбонатные и существенно карбонатные отложения с широким распространением известняков, местами доломитов. Характерны органические известняки, иногда с рифовыми постройками и биогермами, локально развиты темно-серые до черных известняки и доломиты с углеродистым веществом, на отдельных участках — терригенно-карбонатные, преимущественно сланцево-карбонатные отложения, иногда тонко переслаивающиеся, флишеидные. Позднее, в верхах девона и нижнем карбоне, образовывались преимущественно однообразные хомогенные известняки.

При накоплении субплатформенных отложений, особенно их нижней части, происходило длительное конседиментационное развитие отдельных тектонических форм разных порядков, в частности разломов. В горах Писталитау на северном крыле Предгорной антиклинали в блоках, разделенных разрывными нарушениями, девонские отложения нередко различаются по распространению темно-серых до черных известняков и доломитов, содержащих углеродистое вещество, а отдельные разломы ограничивают площади развития отложений, почти сплошь содержащих свинец в количествах, превышающих кларковые. На южном крыле Ханбандытауской антиклинали даже некоторые мелкие разрывные нарушения протяженностью в сотни метров прослеживаются вдоль существовавших при осадконакоплении уступов в прибрежной части морского бассейна, за счет чего наблюдается резкое выклинивание отдельных слоев и пачек отложений живета, иногда стратиформных залежей свинцово-цинковых руд [14].

В Южно-Ферганской зоне находится свинцово-цинковый рудный пояс, сменяющийся к югу от Южно-Ферганского разлома сурьмяно-ртутным в Южной Фергане и золоторудным в районе Нуратинского хребта [8]. В свинцово-цинковом поясе Учкулачское и Канское месторождения локализованы

в живетских отложениях, накопление которых сопровождалось процессами вулканизма и фумарольно-сульфатной деятельностью. Другие рудные объекты выявлены в отложениях позднеживетского — верхнего девона, значительно реже карбона. В общем, наблюдаются месторождения и рудопроявления стратиформные, жильные, комбинированные (со стратиформными и жильными рудными телами). Наиболее значительные рудные объекты стратиформные и отчасти комбинированные; почти все они являются полигенными и полихронными, процессы рудообразования неоднократно возобновлялись, начиная от сингенетического гидротермально-осадочного девоне и кончая гидротермальным временем внутривизейской складчатости и в конце палеозоя [3, 8]. На Учкулачском месторождении, по мнению ряда исследователей, сингенетическое рудообразование имело наибольшее значение [8], хотя здесь наблюдаются и более поздние эпигенетические проявления свинцово-цинковой минерализации, в том числе в каменноугольных отложениях. На месторождениях Южно-Ферганы и Канском основные известные к настоящему времени руды своей массе эпигенетические, гидротермального генезиса.

В Южно-Ферганском свинцово-цинковом рудном поясе выделяются Каратауский и Учкулач-Писталитский рудные районы. В первом из Канское и Канигутское месторождения расположены близ Южно-Ферганского глубинного разлома, а север известен ряд рудных объектов в предгорьях Ферганской впадины и отдельных небольших островных районах в ее пределах. Канское месторождение локализовано в меланже (рис. 3), причем для него характерным образом эпигенетические жильково-вкрапленные барит-галенит-сфалеритовые руды в тектонических брекчиях и в блоках карбонатных пород и альбитофиоров среди серпентитов. Однако в отдельных блоках эксплуатации Канского месторождения В. Т. Сургаем в 1968 г. в карбонатных породах наблюдались сингенетические слоистые галенитовые руды. Нами на одном из участков отмечен блок доломитов мощностью 30 м с вкрапленностью галенита.

Вероятно, при формировании меланжа стратиформное месторождение в карбонатных породах среднего девона было «растасчено» на мелкие блоки [3, 4]. Затем образовалось наложенное свинцово-цинковое оруденение. В конце верхнего палеозоя в терригенных отложениях моласс и среди них в мелких блоках карбонатных пород возникли жильные и жильно-вкрапленные зоны с минерализацией галенита, сфалерита, барита и киновари, которые, вероятно, формировались при переотложении стратиформных рудных залежей, скрытых под молассами [4].

Канигутское стратиформное месторождение локализовано под субсогласным со слоистостью надвигом на доломитистые живетско-визейские известняки глинисто-кремнистых сланцев не выясненного стратиграфического положения, предположительно нижнего палеозоя. Стратиформная залежь сложена жильково-вкрапленными и реже массивными галенит-сфалеритовыми рудами, иногда с буланжеритом, гематитом и другими рудными минералами, которые формировались под экраном сланцев, но местами включают реликты руд слоистого сложения, скорее всего сингенетического гидротермально-осадочного генезиса. В горах Гузан стратиформные месторождения свинца и цинка выявлены в доломитах и известняках живетского — франского ярусов, причем рудные залежи локализованы в зонах разрывных нарушений субсогласных со слоистостью, в том числе в зонах надвигов девонских пород на верхнепалеозойские, и имеют эпигенетический характер [2]. Однако в их пределах изредка удается наблюдать реликтовые слоистые руды, предположительно сингенетические. Это, вероятно, указывает на происходившее в зонах разломов эпигенетическое переотложение стратиформных гидротермально-осадочных руд и побуждает к их поискам в центральных частях блока карбонатных пород, у разломных ограничений которого наблюдаются явно наложенные рудные объекты.

В горах Ферганского Каратау в ядре горст-антиклинального поднятия среди моласс выступают доломиты и

известняки фаменского яруса, в том числе темно-серые до черных, содержащие органическое вещество. В них локализовано Караотекское свинцово-цинковое месторождение с эпигенетическими рудными залежами сложной морфологии вдоль разрывов и трещин, в том числе в зонах тектонических контактов фаменских отложений с верхнепалеозойскими молассами. Однако присутствуют также и согласные со слоистостью карбонатных пород рудные залежи.

К югу от Караотекского месторождения в верхнепалеозойских молассах наблюдаются многочисленные небольшие жильные свинцово-цинковые проявления, большей частью четко локализованные в зонах разломов. Они стимулируют поиски на глубине скрытых стратиформных месторождений, за счет гидротермального переотложения которых нередко образуются наложенные зоны минерализации [4]. В связи с этим представляют интерес участки неглубокого залегания карбонатных пород под молассами, особенно в зонах рудоконтролирующих разломов, где, возможно, имеются погребенные приразломные горстообразные блоки.

В Кан-Каратауском рудном районе во многих шлихах из четвертичных отложений обнаружены галенит, церуссит и другие минералы свинцово-цинковых руд. Местами зерна галенита и церуссита установлены шлихо-минералогическим анализом протоколов в конгломератах и гравелитах в основании отложений юры над палеозоем. Некоторые шлихи с галенитом отмыты выше по склонам гор коренных рудных объектов, а также на участках, где коренное оруденение неизвестно (особенно в горах Гузан и Ферганский Каратау).

В Учкулач-Писталитауском рудном районе Учкулачское рудное поле расположено на крыльях Ханбандытауской антиклинали, в его пределах выделены участки Дальний и Центральный месторождения Учкулач и многочисленные рудопроявления [14]. Известные ныне стратиформные залежи барит-галенит-сфалеритовых с пиритом руд локализованы преимущественно в доломитах нижней части живета. Стратиформные рудные залежи — пре-

имущественно скрытые — выявлены бурением; лишь изредка они частично обнажаются на поверхности. По данным работ Учкулачской экспедиции, на значительной части рудного поля живецкие отложения почти сплошь характеризуются содержаниями свинца, превышающими кларковые; на этом фоне выявлены первичные ореолы с еще более высокими его концентрациями, нередко также с цинком и барием. Электроразведкой установлены аномалии ВП, служащие поисковыми признаками свинцово-цинковых руд. Гравиразведкой зафиксированы положительные аномалии над зонами существенно баритовых и барит-галенит-сфалеритовых руд. Так же как и геохимические, они не всегда расположены непосредственно над рудными залежами. Местами при бурении удалось обнаружить скрытые стратиформные рудные тела по направлению падения слоев в створе упомянутых аномалий, а не прямо под ними.

За пределами Учкулачского рудного поля Писталитауское и ряд других рудопоявлений выявлены в существенно доломитовых отложениях живецкого яруса на южном крыле Предгорной антиклинали. Аналогичные по составу отложения и перекрывающие их известняки на северном ее крыле в горах Пистали нередко характеризуются повышенными содержаниями свинца; на этом фоне наблюдаются геохимические аномалии цинка и бария и известны проявления цветных, благородных металлов и флюорита.

В отличие от Кан-Каратауского в Учкулач-Писталитауском рудном районе лишь в редких шлихах четвертичных отложений обнаружены минералы свинцово-цинковых руд, в частности галенит и церуссит, что, скорее всего, объясняется преобладанием скрытых рудных залежей и незначительным распространением верхнепалеозойских жильных проявлений свинцово-цинковой минерализации. В связи с этим шлиховый метод поисков оказался здесь малоэффективным, хотя при его усовершенствовании (при шлихо-геохимических определениях содержания свинца, цинка и бария в тяжелой фракции шлихов), он, вероятно, может быть использован при прогнозных и поисковых работах.

В Южно-Ферганском свинцово-цинковом рудном поясе в зонах отдельных региональных и глубинных разломов наблюдаются проявления редких и благородных металлов, особенно сурьмы, ртути, а также флюорита. Основному типу оруденения относительно стратиформное свинцово-цинковое субплатформенных известняково-доломитовых отложениях живецкого — зейского ярусов.

Как известно, на многих срединных массивах выявлены стратиформные свинцово-цинковые месторождения (см. рис. 1), в том числе в окраинных тектонических зонах, где распространены известняки и доломиты субплатформенных формаций. В зонах разломов протекали процессы гидротермально-осадочного и более позднего гидротермального рудообразования, здесь наблюдается четко выраженный структурный контроль оруденения. Надвиговые и покровно-надвиговые структуры обусловили особенности строения многих свинцово-цинковых месторождений.

В окраинных частях как палеозойских, так и мезозойско-кайнозойских акваторий нередко возникали благоприятные условия для накопления леродистого вещества, различных леродсодержащих пород, что способствовало процессам нефтегазообразования и, возможно, местами связанного с ними рудообразования. Все это целесообразно учитывать в дальнейших исследованиях субплатформенных отложений живецкого яруса — нижнего карбона с известняками и доломитами на земной поверхности и на глубине под более молодыми осадками и тектоническими порывами, при поисках скрытых и потенциальных свинцово-цинковых месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бискэ Ю. С., Поршняков Г. С., Таланов Ю. А. Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд-во ЛГУ, 1982.
2. Войтович В. С. Тектонический контроль рудообразования. — Докл. АН СССР, т. 247, № 4, с. 905—908.
3. Войтович В. С. Тектонические покровы района Хайдаракана-Кана Южного Тянь-Шаня и некоторые вопросы метал-

лургии. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 5, с. 75—78.

4. Дедюхин Г. В., Курманалиев К. К. Перспективы глубоких горизонтов месторождения Кан. — Изв. АН КиргССР, 1973, № 2, с. 42.
5. Макарычев Г. И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М., Наука, 1978. (Тр. ГИН, вып. 318).
6. Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане/В. С. Буртман, В. Л. Клишевич, Л. Н. Котова и др. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 3, с. 668—671.
7. О возрасте вулканических образований «кембрия» Мадыген-Шодымирского района/Р. Н. Абдуллаев, М. Л. Ахмеджанов, О. М. Борисов и др. — Узбекский геолог. журнал, 1972, № 6, с. 36—39.
8. Основные черты металлогении Узбекистана/В. Г. Гарьковец, И. В. Мушкин, А. П. Титова и др. Ташкент, Фан, 1979.
9. Лейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тянь-Шаньского

УДК 550.822.6/7 (268.45+268.52)

И. С. ГРАМБЕРГ, И. В. ШКОЛА, Е. Г. БРО (ПГО «Севморгеология»),
В. А. ШЕХОДАНОВ, А. М. АРМИШЕВ (ПГО «Волгокамскеология»)

Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей

Изучению шельфа арктических морей в последнее время уделяется большое внимание. В связи с этим в этих районах получили развитие геологоразведочные работы, особое значение среди которых имеет бурение параметрических скважин. Главная задача бурения — выяснение возраста, вещественного состава и физико-химических свойств горных пород, слагающих геоструктурные элементы островной суши и прилегающего шельфа. Уже пройдено пять скважин: Грумантская — на о. Западный Шпицберген; Нагурская, Северная и Хейса — соответственно на островах Земля Александры, Земля Фриша, Земля Свердруп; на о. Свердруп, находящемся в юго-восточной части Карского моря. Бурение скважин Северной и Свердрупской осуществлялось непосредственно на островах, при проходке остальных параметрических скважин использовался специально переоборудованный ледокол «Леонид Красин». Бурение проводилось установками БУ-125-БЭ, «Уралмаш-43-67», «Уралмаш-ЗД-67» турбинно-ро- торным способом. Коммерческая скорость равнялась 166—441 м/ст-мес. В каждой скважине пройдено с отбором керна 9,1—16,9 % от общей глубины; вынос керна составил 51—64,5 % интервалов проходки с керном.

Грумантская скважина (глубина 3173 м) пробурена в 1975 г. в поле развития палеогеновых отложений приосевой части Западно-Шпиц- бергенского прогиба (вблизи пос. Колсбей). Разрез расчленен на основании определения остатков фауны, изменения литологического состава пород и сопоставления с разрезами, расположенными на сопредельных территориях

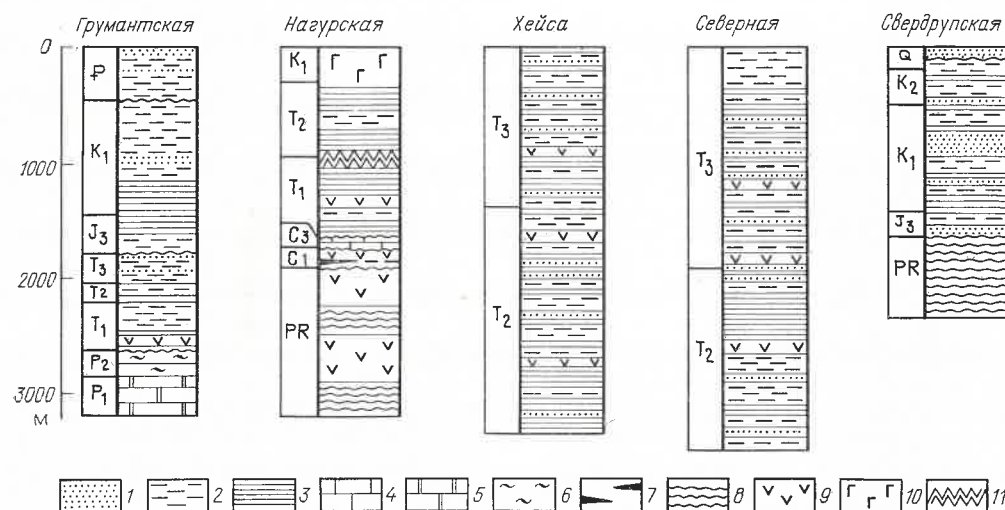
орогена и происхождение его виргаций. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1947, т. XXII (5), с. 107—124.

10. Попов В. И. Ядра и междуядерные зоны Средней Азии — основа ее геотектонического районирования. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., 1964, с. 155—173.
11. Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов, изд. Львовск. гос. ун-та, 1959.
12. Стратиграфия и фауна нижнего палеозоя северных предгорий Туркестанского и Алайского хребтов. Новосибирск, 1975. (Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 278).
13. Тектоника Северной Евразии. Под ред. А. В. Пейве. М., Наука, 1980.
14. Учкулач — стратиформное свинцово-цинковое месторождение в вулканогенно-карбонатной толще/А. И. Донец, М. Л. Дынкин, П. В. Панкратьев, Г. В. Ручкин. — Геология рудных месторождений, 1982, № 1, с. 9—22.

вдоль южного побережья Ис-фьорда. Во вскрытом разрезе (рисунок) сверху вниз выделяются: песчано-алевритовые, в нижней части угленосные отложения палеогена (мощностью 440 м); нижнемеловые алевролиты с подчиненными пластами песчаников и аргиллитов (1000 м); верхнеюрские алевроито-глинистые породы (340 м); алевролиты верхнего (260 м), среднего (148 м) и нижнего (412 м) триаса; кремнистые породы верхней перми (245 м) и доломиты с пластами ангидритов нижней перми (более 310 м). В интервале 2546—2588 м скважиной пройдена интрузия меланократовых габбро-долеритов, вероятно, юрско-мелового возраста.

Судя по керну, породы залегают практически горизонтально. Крутое падение под углом 40—50° отмечено лишь в небольшом интервале 797—812 м (аптский ярус). Зоны повышенной трещиноватости и дробления с многочисленными зеркалами скольжения и брекчированными породами зафиксированы в интервалах 1296—1302, 1345—1385, 1457—1461, 2176—2178 и 2206—2210 м. Во всех случаях наблюдается небольшое смещение слоев, а в интервале 2206—2210 м установлено выпадение из разреза нижней части анизийского яруса.

Максимальной плотностью обладают габбро-долериты (3,1 г/см³), ангидриты (2,94) и доломиты (2,84). Плотность терригенных пород мезозоя и палеогена изменяется от 2,48 до 2,71 при среднем значении 2,65 г/см³. Наибольшее влияние на плотность терригенных пород оказал катагенез, в результате которого произошли их уплотнение и цементация. Отмечается скачкообразное увеличение плот-



Разрезы параметрических скважин

1 — пески, песчаники; 2 — алевроиты, алевролиты; 3 — глины, аргиллиты; 4 — известняки; 5 — доломи-

ты; 6 — кремнистые породы; 7 — углистые породы, угли; 8 — метаморфические породы; 9 — долериты; 10 — базальты; 11 — тектонический контакт

ности с глубиной. Первый рубеж (на глубине 1800 м) совпадает с подошвой юрских отложений и, вероятно, объясняется разрывом среднеюрской — верхнетриасовой толщ. Избыточная плотность триасовых пород составляет $0,08 \text{ г/см}^3$. Второй рубеж (2850 м) соответствует границе отделов пермской системы и обусловлен изменением вещественного состава. Избыточная плотность нижнепермских доломитов и ангидритов составляет $0,15 \text{ г/см}^3$.

С рубежами изменения плотности совпадают основные отражающие горизонты, установленные в результате вертикального сейсмического профилирования. Пластовые скорости до глубины 1800 м не превышают 4 км/с , в интервале 1800—2850 м изменяются от 4 до 5 км/с , а глубже достигают 6 км/с . Следует отметить, что полученные по скважине значения петрофизических параметров характерны только для западной части архипелага Шпицберген, где кроме катагенеза, вызванного погружением пород на большие глубины, видимо, сказалась повышенная тектоническая активность окраинной зоны шельфа.

Нагурская скважина (глубина 3204 м) пробурена в 1977 г. на самом западном острове архипелага Земля Франца-Иосифа — о. Земля Александры. Скважина до глубины 1900 м прошла осадочный чехол, а на глубине 1304 м вскрыла складчатое основание. В разрезе платформенного чехла породы залегают практически горизонтально. Сверху вниз выделяются: покровы базальтов с пластами глин, алевролитов и углистых аргиллитов баррем-аптского возраста (283 м); среднетриасовые алевроито-глинистые породы (681 м); нижнетриасовые аргиллиты (693 м); органогенные известняки верхнего карбона (83 м) и преимущественно кварцевые песчано-алевритовые угленосные отложения нижнего карбона (160 м). Метаморфические породы складчатого фундамента верхнепротерозойского (вендского) возраста. Они залегают под углами $20-75^\circ$, интенсивно дислоцированы, разбиты серией крутопадающих разломов. В разрезе фундамента выделя-

ются две толщи: верхняя (интервал 1900—2900 м), сложенная кварцитами, и нижняя (2900—3204 м), представленная филлитами и кварцево-серицитовыми микросланцами.

Крупные стратиграфические несогласия установлены в основании нижнекаменноугольных, триасовых и нижнемеловых отложений. На границе нижнего и среднего триаса обнаружено выпадение из разреза верхнеоленевского подъяруса, анизийского яруса и нижнеладинского подъяруса, по-видимому, за счет смещения отложений по тектоническому нарушению.

Нагурская скважина пересекла 21 интрузивное тело микродолеритов и габбро-долеритов мощностью от 2 до 140 м, причем в складчатом основании их больше, чем в осадочном чехле. Изотопная датировка изверженных пород свидетельствует о том, что внедрение магмы началось в позднетриасовую и закончилось в раннемеловую эпохи.

Магматические породы отличаются наибольшей плотностью — от $2,8$ до $3,0 \text{ г/см}^3$, а плотность метаморфических пород обычно $2,67-2,77 \text{ г/см}^3$. Плотность осадочных пород в разрезе возрастает от $2,48$ на глубинах 500—750 м до $2,80 \text{ г/см}^3$ на глубинах около 1800—1900 м. Это объясняется влиянием катагенеза, а также тем, что в основании осадочного чехла залегают главным образом известняки и терригенные породы, контактово-измененные внедрившимися интрузиями. За счет разницы в плотности осадочных и метаморфических пород, а также насыщенности нижней части разреза интрузиями в основании осадочной толщ происходит скачкообразное увеличение значений этого физического параметра примерно на $0,25 \text{ г/см}^3$.

В зависимости от плотности по разрезу изменяется скорость распространения упругих волн. По данным вертикального сейсмического профилирования в нижнемеловых базальтах средняя скорость равна $4,7 \text{ км/с}$, в осадочной толще она увеличивается от $2,56$ на глубинах

280—750 м до $5,30 \text{ км/с}$ в ее основании. Глубже 1895 м плотность составляет $5,5-6,0 \text{ км/с}$.

Северная скважина заложена в 350 км восточнее Нагурской на о. Грезм-Белл архипелага Земля Франца-Иосифа. Бурение длилось с 1977 по 1979 г. и остановлено на отметке 3523 м. Несмотря на то что фактическая глубина на 10% превысила проектную, скважина не вышла из отложений триасового возраста. Вскрытый здесь разрез залегающих практически горизонтально терригенных пород триаса характеризуется двумя его отделами — верхним мощностью 1935 м и средним (1588 м). В верхнетриасовой толще выделены глинисто-алевритовые отложения норийского и рэтского ярусов (610 м) и преимущественно песчано-алевритовые карнийского яруса с прослоями углистых пород и линзами каменных углей (1325 м). В среднетриасовой толще преобладают алевроито-глинистые разности. Мощность ладинского яруса 940 м, вскрытой части анизийского 648 м. Наиболее глинистая часть разреза относится к верхнеладинскому подъярсу. Скважина вскрыла шесть интрузивных тел мощностью от 5 до 87 м. Изверженные породы представлены стекловатыми долеритами, микродолеритами, микропегматитовыми долеритами, микролиновыми габбро-долеритами. Внедрение интрузий происходило с конца раннего мела до начала палеогена.

Диапазон изменения плотности осадочных пород — $2-2,74 \text{ г/см}^3$, изверженных — $2,96-3,10 \text{ г/см}^3$. В осадочных породах, как правило, наблюдаются увеличение этих значений в ряду песчаники — алевролиты — аргиллиты и прямая зависимость плотности от содержания карбонатного материала. С глубиной плотность возрастает от $2,3$ в верхней до $2,7 \text{ г/см}^3$ в нижней части разреза.

По градиенту нарастания плотности с глубиной разрез осадочной толщ можно разделить на две части. До глубины 2000 м изменения плотности на каждые 100 м составляют примерно $0,03$, а глубже $0,003 \text{ г/см}^3$. По-видимому, на глубине около 2000 м плотность достигает уровня, близкого к максимальному для терригенных пород, и далее почти не увеличивается. Нарушение плавности изменения этого физического параметра с глубиной объясняется тем, что выше 2000 м отложения более песчаные, чем залегающие ниже. Нельзя полностью исключить и возможность выпадения из разреза самой верхней части среднетриасовых отложений в результате размыва.

По данным сейсмокаротажа пластовые скорости осадочных пород, уплотняющихся с глубиной, повышаются от $2,05$ до 5 км/с . Резкий скачок значений приурочен к интервалу 950—1174 м, в прикравельной части которого расположена пачка песчаников мощностью 30 м с повышенным содержанием карбонатного материала в цементе. Высокие пластовые скорости ($5-6,67 \text{ км/с}$) определены для мощных тел изверженных пород в интервалах 1174—1221, 1821—1920 и 2520—2636 м. На глубине около 2000 м нарастание скорости распространения упругих волн замедляется. На глубине 1920 м выявлен отражающий горизонт.

Скважина Хейса (глубина 3344 м) расположена в северо-восточной части одноименного острова. Она пробурена в 1980—1981 гг. для выяснения глубинного строения средней части

архипелага Земля Франца-Иосифа между установленными бурением выступом складчатого фундамента и крупной впадиной. Результаты обработки материалов бурения показали, что разрез ее и разрез скважины Северной в литолого-стратиграфическом отношении аналогичны. Мощность (в м): норийско-рэтской толщ — 405, карнийской — 1010, ладинской — 1205 и анизийской — 724. Палеонтологические данные, полученные по скважине Хейса, позволили провести детальное стратиграфическое расчленение триасовой толщ и детальную корреляцию с разрезом скважины Северной.

Скважина Хейса пересекла семь интрузивных тел варьрует от 20 до 73 м, суммарная мощность составляет 274 м. По данным определения абсолютного возраста интрузии внедрились в среднеюрское и позднеюрское время.

Плотность изверженных пород, подобно образцам из других скважин, изменяется в узком диапазоне от $2,9$ до $3,1 \text{ г/см}^3$, а осадочных пород колеблется от $1,78$ до $3,16 \text{ г/см}^3$. Ее наибольшие значения присущи карбонатным конкрециям. В верхней части осадочной толщ они составляют $2,45-2,55 \text{ г/см}^3$, на глубине около 1400 м приближаются к $2,65-2,7 \text{ г/см}^3$ и далее почти не увеличиваются. Замеренные в образцах терригенных пород скорости распространения продольных волн, как и плотности, наиболее интенсивно возрастают до глубины 1450 м, ниже они стабилизируются на уровне около $4,75 \text{ км/с}$. Физическая граница вблизи рубежа средне- и верхнетриасовых отложений ранее была установлена в разрезе скважины Северной и, вероятно, прослеживается в пределах всей восточной части архипелага Земля Франца-Иосифа.

Свердрупская скважина (глубина 2336 м) пробурена в восточной части одноименного острова в 1979—1980 гг. Она прошла четвертичные (82 м), меловые (1372 м), юрские терригенные отложения (166 м) и вскрыла метаморфические породы протерозоя (716 м). Среди юрско-меловых отложений преобладают алевроито-песчаные разности, образующие пачки мощностью в сотни метров. Наиболее глинистыми являются отложения берриас-валанжинского возраста. Метаморфические породы фундамента представлены кварц-серицитовыми микросланцами. Терригенные породы осадочного чехла залегают практически горизонтально; отложения фундамента интенсивно дислоцированы, разбиты многочисленными трещинами, углы падения обычно составляют $50-70^\circ$.

Плотность вскрытых скважиной пород изменяется от $1,52$ до $3,22 \text{ г/см}^3$. Для песчаников характерна плотность около $2,1$, алевролитов — $2,2$, глин и аргиллитов — $2,4 \text{ г/см}^3$. Максимальные значения приурочены к осадочным разностям с повышенным содержанием карбонатного материала. Плотность метаморфических пород колеблется от $2,71$ до $2,85 \text{ г/см}^3$.

В осадочной толще средние по интервалам отбора зерна значения плотности нарастают с глубиной от $2,0$ до $2,3 \text{ г/см}^3$. Поскольку осадочные породы с повышенным содержанием карбонатного материала встречаются в разрезе редко, на границе осадочного чехла и фундамента (глубина 1620 м) наблюдается резкий скачок средних значений плотности от $2,2$ до $2,8 \text{ г/см}^3$. Градиент нарастания плотности с

глубиной в метаморфической толще близок к нулю.

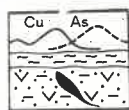
Скорость распространения продольных волн на границе осадочного чехла и фундамента возрастает от 3,5 до 7 км/с. С погружением границы в западном направлении перепад плотности и скорости распространения упругих волн уменьшится, так как с метаморфическими породами будут соприкасаться все более измененные под влиянием катагенеза осадочные разности.

На севере Западно-Сибирской плиты вблизи контакта преимущественно туронской глинистой толщи и сеноманской алевроито-песчаной прослеживается сейсмический горизонт Г. В разрезе Свердрупской скважины он вряд ли может быть установлен, поскольку здесь туронские отложения значительно опесчанены. Ввиду отсутствия в разрезе скважины такой же, как на материке, мощной верхнеюрской алевроито-глинистой толщи существование репера Б также вызывает сомнение. Сейсмический горизонт М на севере Западно-Сибирской плиты приурочен к алевроито-песчаным пластам баррем-аптского возраста, особенно у которых по сравнению с соседними по разрезу является относительно повышенная песчанность. В разрезе Свердрупской скважины такие пласты залегают, вероятно, в интервале 1220—1260 м.

В результате комплексной обработки материалов бурения скважин Грумантской, Нагур-

ской, Хейса и Северной впервые получены сведения о строении осадочного чехла и складчатого основания, а также о магматизме в зоне окраинно-шельфовых поднятий Баренцева моря. Установлено, что с раннекаменноугольного до раннемелового времени включительно рассматриваемая зона развивалась как молодая платформа. Осадочный чехол платформы, вскрытый на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа, обнаруживает значительное сходство по типу осадков, их фаунальной принадлежности, одновременности периодов тектонической активности, проявлению траппового магматизма. Одна из особенностей зоны — малая мощность отложений, находящихся на ранних стадиях катагенеза. Поэтому терригенные породы, залегающие на небольших глубинах, обладают довольно высокими плотностями и скоростями распространения упругих волн.

Анализ материалов Свердрупской скважины показал, что разрез мезозойских отложений в юго-восточной части шельфа Карского моря близок к разрезам разновозрастных толщ на севере Западной Сибири, но отличается в целом большей песчанностью. Вскрытые скважиной метаморфические породы сопоставимы с нижнепротерозойскими образованиями Западного Таймыра. Результаты обработки материалов бурения параметрических скважин послужат основой для региональных геологических прогнозов и позволят уточнить интерпретацию морских геофизических данных.



ГЕОХИМИЯ

УДК 550.84 : 553.044

А. Б. КАЖДАН, А. И. ЕЖОВ (МГРИ)

Системный анализ геохимической зональности для оценки прогнозных ресурсов руд

Проблеме количественного прогнозирования и оценки прогнозных ресурсов рудных полезных ископаемых последние годы уделяется большое внимание. Перед геологами все острее встают вопросы совершенствования методов прогнозирования оруденения на основе существующих способов изучения недр. Более совершенные методы должны обеспечивать максимальное извлечение и использование полезной информации, возможность учета особенностей статистического распределения и закономерностей пространственного размещения рудных концентраций в земной коре, что позволит в конечном счете выявлять и оценивать наиболее продуктивные участки

недр на ранних стадиях геологоразведочных работ.

Решению проблемы прогнозирования оруденения способствует широкое использование системного анализа исходных геологоразведочных данных методами их последовательной генерализации, что существенно увеличивает возможности реализации принципов последовательных приближений и повышает достоверность геологических моделей рудоносных участков недр на достигнутом уровне изучения. При этом обеспечивается и правомерность количественных методов интерпретации наблюдаемых данных, так как при геолого-математическом моделировании объектов масштабы изучения

и количественные оценки их свойств приводятся в соответствие друг с другом [3].

Общая схема оценки прогнозных ресурсов в крупных блоках земной коры с использованием геохимических данных намечена исследованиями Е. М. Квятковского, Л. Н. Овчинникова, А. А. Смылова, А. П. Соловова и ряда других ученых [4, 5]. Суммарные «геохимические» ресурсы полезных компонентов рассчитываются как произведения их средневзвешенных содержаний в горных породах на объемы оцениваемых блоков. Для расчетов используются данные литогеохимических съемок, опробования аллювиальных отложений и другие исходные данные. Для оценки прогнозных ресурсов тех или иных компонентов определяющее значение имеют различные поправочные коэффициенты, учитывающие интенсивность и экстенсивность проявления рудогенетических процессов и геохимическую зональность элементов в конкретных денудационных срезах участков земной коры дневной поверхностью. Значения поправочных коэффициентов рассчитываются, как правило, по данным обработки результатов геохимического опробования, однако статистические характеристики изменчивости содержаний относятся к объемам отобранных проб, а не к оцениваемым объемам недр, что далеко не одно и то же. Количественные характеристики геохимической зональности элементов также рассчитываются по отношению к локальным рудным скоплениям, в связи с чем применение подобных коэффициентов ко всему оцениваемому объему недр неправомерно.

Несмотря на то что многие исследователи подчеркивают проявление зональности оруденения в самых разных масштабах, геохимическая зональность элементов-индикаторов изучается в основном только по отношению к отдельным рудным телам, а о возможности ее проявления на других уровнях строения рудоносных образований лишь упоминается в некоторых работах. Так, рассматривая зональность двухъярусного уранового месторождения, А. А. Беус и С. В. Григорян [1] отмечают, что ореолы свинца и цинка, связанные с верхней группой рудных

тел, значительно по размерам и интенсивности по сравнению с нижней «волной», хотя нижние рудные тела являются более крупными. Эти данные показывают, что наряду с зональностью ореолов вокруг каждого рудного тела (или группы рудных тел) существует также зональность месторождения в целом, которая выражается в развитии (при прочих равных условиях) более интенсивных ореолов надрудных элементов вокруг рудных тел, расположенных на гипсометрически более высоких уровнях.

По аналогии с этим можно допустить существование ареалов повышенных концентраций элементов-индикаторов с признаками геохимической зональности и вокруг групп сближенных рудных месторождений, т. е. зональность рудных полей в целом. Не исключается возможность проявления геохимической зональности элементов-индикаторов оруденения также в масштабах рудных узлов и т. д.

Создание структурных моделей, отражающих наличие и особенности геохимической зональности элементов-индикаторов оруденения на любом иерархическом уровне строения недр, возможно с помощью системного анализа исходных геохимических данных методом их последовательной генерализации статистическими окнами.

В качестве примера рассматривается анализ геохимической информации по юго-восточной части Чу-Балхашского региона. Район расположен вдоль юго-западной окраины девонского вулканогенно-интрузивного пояса на его сочленении с нижнепалеозойской Джалаир-Найманской эвгеосинклинальной зоной. В строении района (рис. 1) принимают участие разнообразные породы — от метаморфических образований протерозоя до вулканических и интрузивных верхнего палеозоя, которые подразделяются на следующие геологические формации:

- метаморфические породы протерозоя (гнейсо-граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, песчаники, известняки);
- углеродисто-кремнистые сланцы;
- кремнисто-терригенную формацию среднего — верхнего кембрия;
- габброиды и перидотиты нижнего — среднего ордовика;

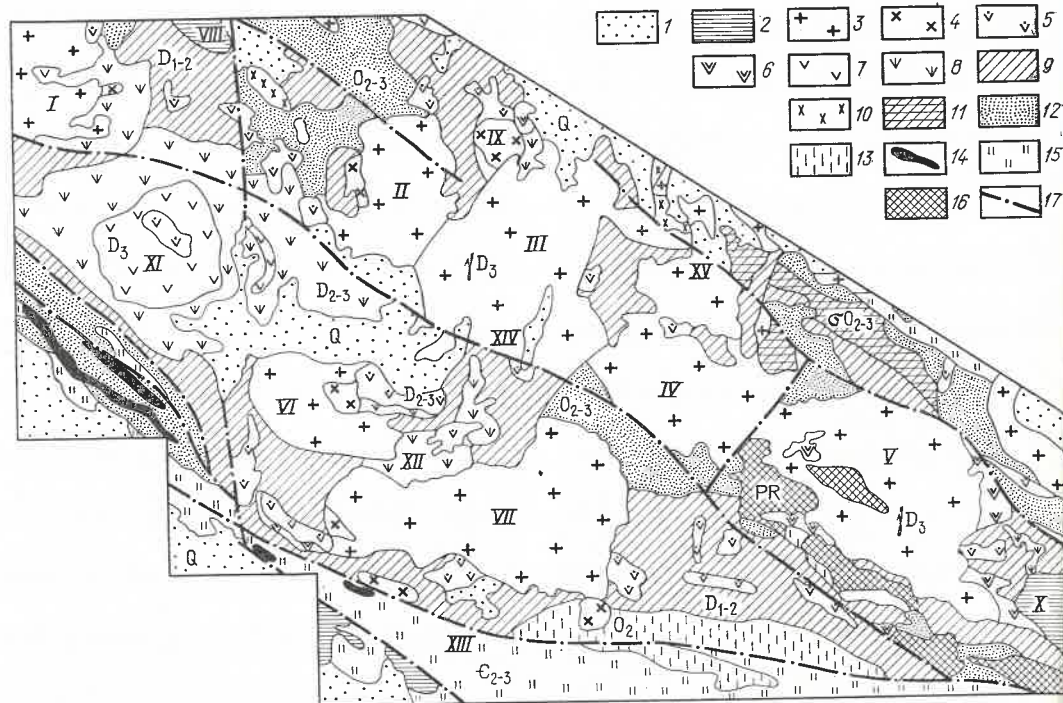


Рис. 1. Схема геологического строения юго-восточной части Чу-Балхашского региона [6]

1 — рыхлые отложения; 2 — песчаники терригенной формации; 3—4 — гранодиорит-гранитовая формация; 3 — граниты и аляскиты, 4 — гранодиориты; 5—8 — порфировая формация: 5 — липариты, 6 — андезиты, дациты, 7 — липариты, 8 — липариты, андезито-дациты и песчаники; 9 — породы вулканогенной молассовой формации; 10—11 — габбро-диорит-гранодиоритовая формация; 10 — гранодиориты, 11 — габброиды; 12 — породы флишовой формации; 13 — породы нижнемолассовой формации; 14 — габброиды и

— терригенную (нижнемолассовую) формацию среднего ордовика;
— флишовую формацию среднего — верхнего ордовика;

— габбро-диорит-гранодиоритовую формацию среднего — верхнего ордовика;

— вулканогенную молассовую формацию нижнего — среднего девона (липариты, андезито-дациты, базальты, песчаники);

— андезит-липаритовую (порфировую) формацию среднего — верхнего девона (липариты, дациты, андезиты, песчаники);

— молассы верхнего девона;
— гранодиорит-граниты (аляскиты, граниты, гранодиориты) верхнего девона;

— терригенную формацию верхнего девона — нижнего карбона (континентальные и прибрежные песчаники);

перидотиты; 15 — породы кремнисто-терригенной формации; 16 — метаморфические породы; 17 — главные разрывные нарушения. I—VII — массивы верхнедевонских гранитоидов (I — Жельтауский, II, III, IV — Северо-Западный, Центральный и Юго-Восточный Ботабурумский, V — Кундузский, VI — Кызылтасский, VII — Хантауский); VIII—XII — девонские мульды (VIII — Куланская, Жельтауский прогиб, IX — Капкарбайская, X — Конурская, XI — Карасайская, XII — Куеликаринская); XIII—XV — разломы (XIII — Джаляир-Найманский, XIV — Тюлькюлинский, XV — Сарытумский)

— габбро-монзонит-гранодиоритовую формацию среднего карбона;
— андезит-липаритовую (порфировую) формацию верхнего карбона — перми;

— дайки различной формационной принадлежности.

По данным ВСЕГЕИ [6], в районе широко развиты различные типы метасоматически измененных горных пород. К наиболее эродированным частям гранитоидных интрузий тяготеют поля фельдшпатолитов, сменившиеся в приконтактных зонах участками грейзенизированных или скарнированных пород. По их периферии развиты березиты и пропилиты, а в пределах вулканогенных мульд наибольшим распространением пользуются калишпатиферы и аргиллизиты.

Месторождения и рудопроявления молибдена и полиметаллов приурочены

ны к краевым частям вулканогенных мульд в зонах перехода пропилитизированных пород к березитизированным или калишпатизированным. Рудные объекты локализованы в трещинных структурах преимущественно северо-восточного и широтного простираний.

В пределах района было проведено геохимическое опробование масштаба 1:200 000 по маршрутам, расположенным через 2—3 км вкост простирания геологических структур. По каждой геохимической совокупности пород отобрано от единиц до нескольких десятков проб. В качестве отдельных совокупностей рассматривались, например, позднедевонские граниты Жельтауского массива, средне-позднедевонские липариты Куланской мульды, андезито-дациты Конурского прогиба ранне-среднедевонской вулканогенной молассы. Поскольку развитые в районе формации пород обладают различными геохимическими кларками элементов, для исключения влияния этого фактора на оценку геохимической зональности кларки формации были приведены к единым по элементам для района. С этой целью взвешиванием на площадную распространенность геохимических совокупностей (которая учтена соответствующим количеством отобранных проб) рассчитаны кларки формаций

$$K_{ij} = \frac{\sum_{i=1}^{N_j} C_{ij} n_{ij}}{\sum_{i=1}^{N_j} n_{ji}}, \quad (1)$$

где i — индекс элемента, j — индекс формации, N — количество относящихся к формации геохимических совокупностей, i — индекс геохимической совокупности, C — среднее содержание элемента в геохимической совокупности, n — количество проб, отобранных из геохимической совокупности.

Затем взвешиванием на площадную распространенность формаций оценены районные кларки элементов

$$KP_i = \frac{\sum_{j=1}^M K_{ij} \sum_{i=1}^{N_j} n_{ji}}{\sum_{j=1}^M N_j \sum_{i=1}^{N_j} n_{ji}}, \quad (2)$$

где M — количество формаций.

Поэлементно оценены величины избытка или недостатка кларков формаций по отношению к районным

$$\Delta K_i = K_{ij} - KP_i. \quad (3)$$

Наконец, в средние содержания элементов в геохимических совокупностях внесены поправки, величина и знак которых определяются принадлежностью совокупности к той или иной формации. В результате получены откорректированные средние содержания элементов в геохимических совокупностях

$$C'_{iji} = C_{iji} - \Delta K_{ij}. \quad (4)$$

Для отражения разномасштабных геохимических закономерностей использовались статистические окна двух размеров — в рамках планшетов масштабов 1:25 000 и 1:100 000. Эти статистические окна приблизительно соответствуют в плане таким металлогеническим единицам, как рудное поле и узел. Первоначально в пределах планшетов масштаба 1:25 000 были оценены доли площадного распространения входящих в их рамки геохимических совокупностей. Затем взвешиванием средних содержаний элементов в геохимических совокупностях на доли их распространения рассчитаны средние содержания элементов в каждом таком окне

$$C'_{ix} = \sum_{j=1}^{M'} \sum_{i=1}^{N'_j} C'_{iji} P_{ji}, \quad (5)$$

где x — индекс координат статистического окна, соответствующего планшету масштаба 1:25 000; M' — количество формаций в рамках окна; N'_j — количество геохимических совокупностей данной формации в рамках окна; P — вес геохимической совокупности (относительная доля ее распространения в рамках окна).

Средние содержания элементов в рамках планшетов масштаба 1:100 000 рассчитаны как средние арифметические соответствующих содержаний входящим в их контур планшетам масштаба 1:25 000. Чтобы устранить влияние на показатели геохимической зональности кларков распространения элементов в земной коре и иметь возможность сравнивать эти показатели для различных групп элементов, их

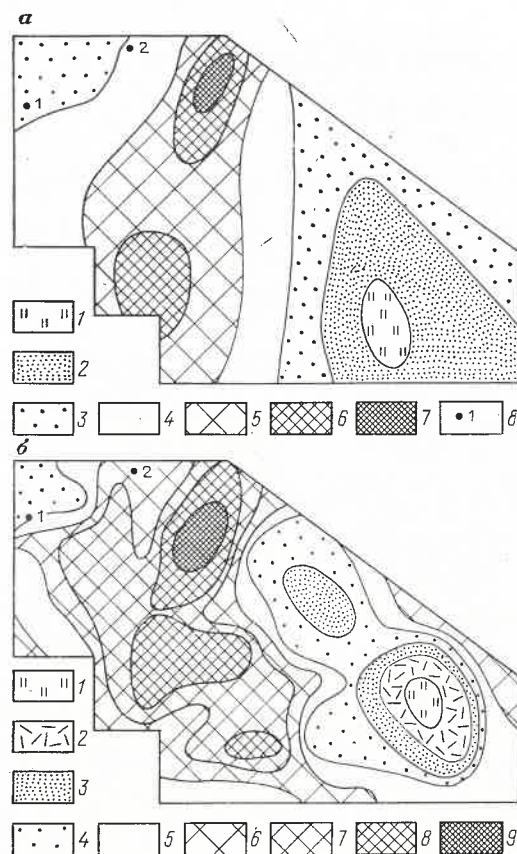


Рис. 2. Распределение кларков концентраций молибдена

а — статистическое окно ранга рудного узла: 1 — <0,8; 2 — 0,8—0,9; 3 — 0,9—1,0; 4 — 1,0—1,1; 5 — 1,1—1,13; 6 — 1,13—1,16; 7 — >1,16; 8 — месторождения Мо; б — статистическое окно ранга рудного поля: 1 — <0,3; 2 — 0,3—0,6; 3 — 0,6—0,8; 4 — 0,8—0,9; 5 — 0,9—1,0; 6 — 1,0—1,1; 7 — 1,1—1,2; 8 — 1,2—1,4; 9 — >1,4

содержания в статистических окнах были заменены кларками концентрации по отношению к соответствующим районным:

$$KK_{Lx} = \frac{C'_{Lx}}{KP_L} \quad (6)$$

Преобразованные описанным способом геохимические данные использованы для анализа разномасштабных закономерностей пространственного распределения как концентраций отдельных металлов, так и коэффициентов геохимической зональности. На рис. 2 представлено пространственное распределение средних содержаний одного из элементов, определяющих геохимический облик района, — молибдена — в статистических окнах рангов рудного узла и рудного поля. Диапазон изменения содержаний молибдена

в окнах ранга рудного узла находится в пределах от 0,781 до 1,189 кларка концентрации (КК). Максимум его расположен на севере района в Жельтауском прогибе вблизи Кашкарбайской структуры, минимум — на юго-востоке. При переходе к статистическому окну ранга рудного поля диапазон вариаций содержаний молибдена расширяется (от 0,22 до 1,55 КК) при сохранении (с некоторым смещением) положения площадей, для которых характерны экстремальные значения.

Два известных в районе молибденовых месторождения расположены на северо-западе в зоне со значениями кларка концентрации молибдена, близкими единице. Оба месторождения не обнажаются на поверхности. Месторождение 1, расположенное в юго-восточном обрамлении Жельтауского гранитного массива, находится в пределах блока, денудированного на десятки метров глубже, чем блок Куланской впадины, в краевой части которой расположено месторождение 2. Для площади последнего характерны более высокие концентрации молибдена в ареалах рангов рудного поля и рудного узла. Однако локальные аномалии (получающиеся как разность геохимического поля молибдена рангов рудного узла и рудного поля) контрастнее на площади месторождения 1, т. е. в пределах более денудированного блока.

В рамках системного анализа геохимической зональности оруденения выбор элементов-индикаторов представляет собой сложную проблему, поскольку геохимические поля более общих в сравнении с отдельными месторождениями рангов представляют результат сочетания геохимических процессов, которые могли проявляться с различной степенью интенсивности и в разных объемах земной коры. Учитывая одну из основных металлогенических закономерностей, заключающуюся в том, что определенные типы месторождений полезных ископаемых проявляются в определенных типах тектонических структур, при оценке геохимической зональности территорий заданного ранга могут быть использованы именно те химические элементы, которые определяют тип прогнозируемого оруденения и сопутству-

ют ему. Поэтому при выборе элементов-индикаторов зональности оруденения применены известные обобщения С. В. Григоряна и Л. Н. Овчинникова [2] по геохимическим закономерностям ранга месторождения. Для анализа геохимической зональности редкометального оруденения в Чу-Балхашском районе взято небольшое количество рудных и сопутствующих элементов, относительное положение которых в ряду подвижности вполне определено. В их число включены Ag, Pb, Mo и W. В качестве коэффициента зональности использовано отношение мультипликативных содержаний серебра и свинца к молибдену и вольфраму:

$$K_{зон} = \frac{KK_{Ag} \cdot KK_{Pb}}{KK_{Mo} \cdot KK_{W}} \quad (7)$$

Вопрос об учете площадных продуктивностей в данном случае был снят в связи с использованием одинаковых для каждого химического элемента статистических окон.

В пространственном распределении коэффициента геохимической зональности в пределах района наблюдаются определенные закономерности (рис. 3). Для статистического окна ранга рудного узла диапазон значений коэффициента находится в пределах от 0,791 до 1,485, максимум расположен в северной части района, минимум — на юго-западе. Геологический смысл различий коэффициента зональности заключается в следующем. Высокие значения обусловлены интенсивным проявлением в геохимическом поле группы надрудных элементов, низкие — слабым проявлением этих элементов или сильным проявлением группы подрудных. В связи с этим части территории, характеризующиеся большими значениями коэффициента зональности, должны соответствовать относительно опущенным блокам и, наоборот, характеризующиеся низкими значениями — относительно приподнятым, т. е. денудированным в большей степени в сравнении с первыми.

Расширение перечня химических элементов в формуле коэффициента зональности, как показывают расчеты, не приводит к существенному изменению размеров и положения отдельных зон, однако включение в этот перечень

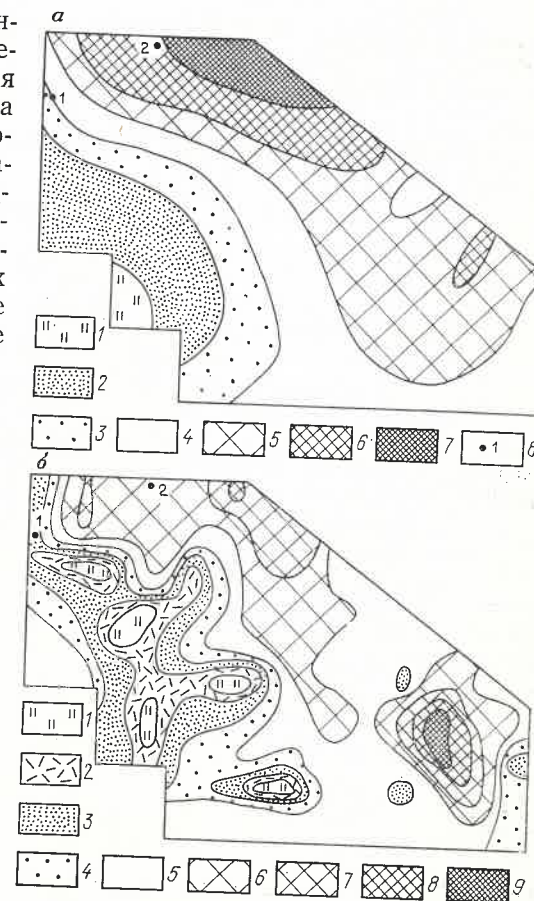


Рис. 3. Распределение коэффициента зональности
а — статистическое окно ранга рудного узла: 1 — <0,8; 2 — 0,8—0,9; 3 — 0,9—1,0; 4 — 1,0—1,1; 5 — 1,1—1,2; 6 — 1,2—1,4; 7 — >1,4; 8 — месторождения Мо; б — статистическое окно ранга рудного поля: 1 — <0,75; 2 — 0,75—0,8; 3 — 0,8—0,9; 4 — 0,9—1,0; 5 — 1,0—1,2; 6 — 1,2—1,5; 7 — 1,5—1,8; 8 — 1,8—2,2; 9 — >2,2

каждого нового элемента требует обоснования геохимическими особенностями оцениваемого типа оруденения.

С переходом к статистическим окнам ранга рудного поля диапазон значений коэффициента зональности резко увеличивается (в пределах от 0,72 до 2,61), положение максимума и минимума локализуется, абсолютный максимум перемещается на восток, на севере также сохраняется аномалия высоких значений коэффициента зональности, низкие значения оказываются представленными группой аномалий в широкой полосе северо-западного простирания в юго-западной части района. Градиенты аномалий коэффициента зональности подчеркивают положение границ тектонических блоков. В частности, на севере граница между высокими и низкими значе-

Распределение площадей по классам кларка концентраций молибдена и коэффициента зональности, %

Кларк концентрации молибдена	Коэффициент зональности							
	0,7—0,8	0,8—0,9	0,9—1,0	1,0—1,2	1,2—1,5	1,5—1,8	1,8—2,2	2,2—2,6
1,4—1,6	0,31	0,37	0,56	0,86	0,06			
1,2—1,4	5,00	3,52	1,30	1,05	0,99		0,19	
1,1—1,2	4,19	5,37	3,95	2,84	1,67	0,74		
1,0—1,1	0,25	2,71	4,13	8,14	4,94	1,05		
0,9—1,0		0,62	2,04	8,45	4,32	0,62		
0,8—0,9		0,86	1,11	9,25	4,57	0,62		
0,6—0,8				2,84	4,38			
0,3—0,6					0,99	1,85	1,60	
0—0,3							0,37	0,80
Среднее значение кларка концентрации	1,24	1,15	1,09	0,97	0,91	0,87	0,49	0,25

ниями коэффициента совпадает с Тюлькулинской зоной разломов, на востоке этой границей подчеркивается блоковая структура района, каркас которой определяется сочетанием северо-западных разломов с северо-восточными.

В региональном плане низкими значениями коэффициента зональности характеризуется юго-западная, прилегающая к Джалаир-Найманской зоне часть района, что соответствует более глубокой денудации геохимического поля рассматриваемых элементов; высокими — северо-восточная часть, в пределах которой более широко представлены гранитоиды верхнего девона и продукты наземного вулканизма девона и нижнего карбона. Данные об относительных различиях степени денудации блоков, вмещающих известные молибденовые месторождения, подтверждаются коэффициентами геохимической зональности различных рангов. Для блока, вмещающего первое месторождение, коэффициент зональности ранга рудного узла равен 1,1, а ранга рудного поля — 0,92; для второго месторождения — 1,31 и 1,33 соответственно.

Количественное выражение геохимической зональности территории на уровне современного денудационного среза вносит ясность в решение вопроса о введении соответствующей корректирующей поправки в геохимические данные при оценке прогнозных ресурсов скрытого оруденения. Осно-

вой для этого служит дифференцированность геохимического поля оцениваемого металла по выделяемым в соответствии с грациями коэффициента зональности однородным в геохимическом отношении зонам. В этом можно убедиться на примере молибдена в Чу-Балхашском регионе (таблица).

На фоне высокой дисперсии содержаний молибдена в отдельных зонах, что имеет определенный геологический смысл, отчетливо прослеживается тенденция к росту средних концентраций этого относительно слабоподвижного элемента по мере перехода от приповерхностных зон к глубинным. С учетом этой закономерности введение поправок в слабоденудированные зоны должно быть направлено на увеличение локальной составляющей геохимического поля (например, ранга рудного поля) по отношению к тренду (полю ранга рудного узла). Этим, с одной стороны, обеспечивается усиление относительно слабых аномалий (которые, например, фиксируются на площади второго, менее денудированного молибденового месторождения) и их более уверенное выделение, а с другой — получение исходных данных для количественной оценки прогнозных ресурсов.

Для достижения этой конечной цели системного анализа геохимической зональности оруденения необходимо также в максимально возможной степени использовать информацию по

геологической оценке степени денудации блоков с учетом наличия и положения в них месторождений прогнозируемого промышленного типа. В данном случае известные в Чу-Балхашском регионе молибденовые месторождения могут служить отправной точкой для построения шкалы корректирующих поправок, которую необходимо уточнять по мере получения дополнительных данных. При отсутствии выявленных месторождений в пределах потенциально рудоносных территорий предварительные корректирующие поправки могут быть получены по данным о пространственном распределении соответствующего типу прогнозируемого оруденения коэффициента зональности ранга, отвечающего масштабы оцениваемых металлогенических единиц.

Особого рассмотрения заслуживает вопрос о высокой дисперсии содержания молибдена в рамках отдельных зон. Причина этого заключается прежде всего в дифференцированности территории по характеру и интенсивности геохимического поля, что непосредственно связано с процессами рудообразования. В исследуемом районе различия полей концентраций молибдена и коэффициента зональности проявляются в результатах обработки исходных данных статистическими окнами ранга рудного узла (см. рис. 2, а и 3, а) и ранга рудного поля (см. рис. 2, б и 3, б).

Для южной части района в целом характерно пространственное смещение площадей с противоположными по величине аномалиями концентраций молибдена, с одной стороны, и коэффициента зональности — с другой. Высоким содержаниям молибдена соответствуют низкие значения коэффициента зональности (эти площади характеризуются глубокой денудацией геохимических ореолов, т. е. срезом на уровне подрудной части ореолов) и наоборот, когда слабой денудацией геохимических ореолов редкометального оруденения соответствуют низкие концентрации молибдена.

В северной части района, для которой в целом отмечаются высокие значения коэффициента зональности и, следовательно, слабая степень денуда-

ции, относительно высокие концентрации молибдена сохраняются, что свидетельствует о более высокой интенсивности геохимических ореолов молибдена и вероятности их связи с соответствующими месторождениями, не выходящими на дневную поверхность. Действительно, о рудоносности этой части региона свидетельствуют известные молибденовые месторождения. Кроме того, площади, характеризующиеся относительно высокими концентрациями молибдена и высокими значениями коэффициента зональности совпадают с перспективными на молибденовое оруденение участками, выделенными по результатам работ ВСЕГЕИ [6].

Результаты системного анализа геохимической зональности оруденения имеют относительный характер. Коэффициент зональности любого ранга не может рассматриваться в качестве абсолютного показателя степени денудации отдельных блоков земной коры, сочетание и взаимное расположение которых определяют геологическую структуру исследуемой территории. Эта особенность обусловлена выбором границ территории исследований, ее тектоническим строением, а также степенью дифференцированности геохимического поля внутри выбранных границ.

При сравнении геохимической зональности различных территорий (имеется в виду анализ зональности, соответствующей единому типу оруденения) сопоставимости данных обеспечивается только при условии равенства кларков всех элементов, учитываемых коэффициентом зональности. Такая ситуация маловероятна; первичные данные о геохимической зональности оруденения обычно несопоставимы, однако и в таких случаях их нетрудно привести во взаимное соответствие. С этой целью кларки химических элементов одной территории могут быть приняты в качестве базовых; кларки другой территории должны быть откорректированы подобно данным по геохимическим совокупностям, по формулам, подобным (3) — (6), а коэффициенты зональности по второй территории должны быть пересчитаны. Возможен и другой путь — приведением данных по сравниваемым

территориям к единым кларкам и пересчетом первичных результатов по обеим территориям. Необходимо заметить, что таких сравниваемых территорий может быть более двух.

Из относительного характера данных о геохимической зональности вытекает относительность и корректирующих поправок к оценкам прогнозных ресурсов. Поэтому трудно переоценить значение геологических данных о степени денудации известных месторождений. Роль анализа пространственного распределения коэффициентов геохимической зональности определяется возможностью распространения единичных геологических данных на обширные территории, что повышает эффективность прогнозных исследований.

Относительность данных о площадной геохимической зональности оруденения проявляется также в связи с разномасштабностью исследований. Сопоставление коэффициентов зональности оруденения различных рангов по Чу-Балхашскому региону (см. рис. 3) свидетельствует о том, что с переходом к закономерностям более общего ранга, во-первых, сокращается диапазон вариаций этого коэффициента и, во-вторых, дифференцированные по его величине площади становятся однородными в этом отношении. Градиенты коэффициента зональности при каждом масштабе исследований подчеркивают положение границ структурно-геологических блоков одного ранга и отражают степень их геохимической дифференциации. По мере перехода к более общим масштабам исследований (путем увеличения размера статистических окон) выявляются более общие геохимические закономерности, отражающие металлогеническую специализацию соответствующих структурно-формационных блоков земной коры. При этом шкала коэффициентов зональности, свидетельствующих о различиях в степени денудации смежных блоков (при единстве системы отсчета в оценке кларков концентрации и постоянстве набора учитываемых элементов), одина для различных рангов масштабности исследований, т. е. допускает возможность межрангового сопоставления.

Все вышесказанное позволяет сделать следующие выводы.

1. Металлогеническая специализация структурно-формационных блоков или зон различных рангов (соответствующих рудным районам, узлам и т. д.), обусловленная дифференциацией химических элементов по их подвижности, свидетельствует о возможности исследования геохимической зональности в широком диапазоне масштабов геологических процессов. Это, в свою очередь, обеспечивает оценку степени относительной денудации участков оцениваемой территории, соответствующих металлогеническим единицам различных порядков.

2. Системный подход обеспечивает разномасштабный анализ геохимической зональности оруденения, возможность сопоставления и упорядочения металлогенических единиц каждого оцениваемого уровня по потенциальной рудоносности в зависимости от геохимической подвижности рудных элементов, характерных для оруденения исследуемого типа и сопутствующих ему.

3. На примере Чу-Балхашского региона показаны возможности системного анализа геохимической зональности оруденения. Установлено, что известные молибденовые месторождения, не выходящие на дневную поверхность, окружены широкими ареалами повышенных содержаний молибдена и расположены на площадях с такими величинами коэффициентов геохимической зональности различных рангов, которые свидетельствуют о надрудном денудационном срезе соответствующих блоков. Комплексный учет ареалов повышенных содержаний рудного элемента и высоких значений соответствующего коэффициента геохимической зональности может служить основой для выделения перспективных площадей.

4. Пространственные данные о геохимической зональности оруденения в сочетании с геологическими выводами о степени денудационного среза блоков, вмещающих известные месторождения, позволяют определять корректирующие коэффициенты к результатам оценки информации по металлогеническим единицам различных рангов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беус А. А., Григорян С. В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1975.
2. Григорян С. В., Овчинников Л. Н. Единая геохимическая зональность первичных ореолов сульфидсодержащих гидротермальных месторождений и ее практическое значение. — В кн.: Проблемы прикладной геохимии. Новосибирск, Наука, 1983, с. 46—50.
3. Каждан А. Б. Прогнозирование, поиски и разведка месторождений урана. М., Энергоатомиздат, 1983.

4. Квятковский Е. М. Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1977.
5. Овчинников Л. Н. Прогнозная оценка мировых запасов металлов в месторождениях суши. — Докл. АН СССР, 1971, № 3, с. 683—686.
6. Скублев Г. Т., Ванштейн В. Г., Малышев Н. Б. Опыт составления специализированных полиэлементных геохимических карт. — В кн.: Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений. Методические рекомендации. Л., Недра, 1979, с. 153—166.

УДК (55+553.2) : 551.72

Г. В. АФАНАСЬЕВ (ВСЕГЕИ)

Среднедокембрийские рудно-геохимические провинции и производные их трансформации

Ранние стадии эволюции земной коры характеризуются единообразием выражения в глобальном масштабе, что проявляется, в частности, в существовании в раннем докембрии ряда разновозрастных планетарных генераций (поколений) эпикратонных депрессионных структур с присущими им геохимически специализированными и рудоносными геологическими формациями. Такие рудоносные генерации представляют собой архейские супракrustальные зеленокаменные пояса с металлоносными коматитами (Абитиб, Барбертон, Калгурли), нижнепротерозойские прогибы с золото-ураноносными конгломератами (Ранд, Жакобина, Наллагайн) и перекрывающие их «бассейны» железистых кварцитов (Хаммерсли, Трансваальский, Курско-Криворожский). Последовательная смена во времени этих планетарных генераций отражает необратимый характер развития земной коры.

Для среднего докембрия (2400—1800 млн. лет назад) подобные рудоносные генерации пока не выделялись. Вместе с тем к среднедокембрийским супракrustальным образованиям приурочено большое число крупных рудных районов, группирующихся иногда в протяженные пояса (Лапландско-Ботнический, Канадский, Аравалли, Восточно-Австралийский). Месторождения этих районов преимущественно стратиформные, часто многокомпонентные. В составе их руд присутству-

ют железо, марганец, медь, свинец, цинк, никель, кобальт, серебро, уран, золото, олово, платина, редкие земли, мышьяк, висмут, селен, теллур, кадмий, германий, рений и другие элементы. Промышленная специализация весьма различна: колчеданно-полиметаллическая (Маунт-Айза, Брокен-Хилл, Сулливан, Шеллефтео), золото-урановая, медно-урановая, урановая (Пайн-Крик, Сингбхум, Атабаска, Франсвилль, Эно-Коли), редкоземельно-урановая (Мери-Кетлин, Банкрофт, Сульфид-Куин), железорудная (оз. Верхнее, Лабрадор, Приазовье), марганцеворудная (Моанда, Железные Горы). Широко развиты месторождения графита.

Рудные районы, располагающиеся в пределах щитов или приуроченные к выступам оснований плит древних платформ и смежных с ними разновозрастных складчатых областей, характеризуются различной степенью метаморфизма и дислоцированности рудовмещающих докембрийских пород, а также повсеместной и постоянной связью рудных концентраций со специфическими комплексами пород первично «пестрого» карбонатно-кремнистого состава, флишoidalного строения с повышенной углеродистостью (антраксолит, графит, шунгит), железистостью (окислы, сульфиды) и переменной примесью кислого—среднего вулканогенного материала. Эти комплексы в основном относятся к

афебию, карелию, верхнему наллагайню и их аналогам, которые достаточно хорошо коррелируются в глобальном масштабе. Широкое распространение однотипных по составу и строению, близких по времени формирования и, вероятно, первично геохимически специализированных рудоносных комплексов, несомненно, свидетельствует о глобальности развития специфических палеотектонических и палеогеографических условий и позволяет предполагать существование среднедокембрийской генерации рудоносных депрессионных структур.

Работами Е. В. Павловского, М. С. Маркова, Ч. Б. Борукаева и других исследователей для среднедокембрийского структурного этажа установлены две характерные особенности:

1) резкое несогласие по отношению к предшествующему раннедокембрийскому этажу, представляющему собой достаточно гомогенизированное кристаллическое (кратонное) основание с дискретными протоплатформенными чехлами;

2) развитие неравномерной, местами густой сети эпикратонных прогибов со строгим геометрическим рисунком их размещения в современных структурах континентов.

Среднедокембрийские эпикратонные прогибы в соответствии с их позицией и степенью эпигенетической трансформации (тектонической, метаморфической, магматической) относятся обычно к различным типам протоструктур — геосинклиналям, авлакогенам, континентальным рифтам, платформенным чехлам. Однако почти все они, независимо от трактовки их геотектонической принадлежности, рудоносны, т. е. к ним приурочены указанные выше известные рудные районы и месторождения. Отложения, выполняющие прогибы, как правило, либо ограничены разломами и не имеют фациальных или иных признаков выклинивания, либо постепенно переходят в более сильно метаморфизованные толщи. В обоих случаях это свидетельствует о более широком первичном их распространении и позволяет ряду исследователей выдвигать предположения о соответствии крупных полос дискретного развития среднедокембрийских отложений некогда единым, а

ныне расчлененным тектоникой и эрозией обширным депрессиям [3]. Однако широких и тем более глобальных реконструкций и обобщений в этом плане не производилось.

В отличие от депрессий раннего докембрия, реликты которых сохранились только на щитах лишь в пределах структур наиболее ранней консолидации (архейских протократонов) и большей частью не подвергались позднейшей существенной переработке, среднедокембрийские депрессии размещаются в разнообразных структурах земной коры и претерпели последующие трансформации. Поэтому реконструкция среднедокембрийских структур представляет значительные трудности; при этом предпочтение должно отдаваться методам, позволяющим восстанавливать первичные особенности депрессионных структур и соответствующих структурно-формационных комплексов, т. е. структурно-геологической, литолого-формационной, геохимической, металлогенической корреляции и реставрации со «снятием» метаморфизма и дислокаций. Весьма осторожным и критическим должно быть отношение к данным радиологического датирования, особенно для областей интенсивных тектоно-термальных и тектоно-магматических трансформаций [7]. Кроме того, необходимо учитывать опыт реставрации первичного литологического состава, строения, а также реконструкции палеогеографических и палеотектонических условий образования толщ, выполняющих среднедокембрийские депрессионные структуры, накопленный для ряда регионов мира [1, 4, 5, 9, 16].

Автором на основе критического анализа сводных материалов по геологии докембрия континентов [2, 3, 12, 13] проведены палеотектонические сопоставления реликтов среднедокембрийских супракрустальных образований. При этом использовались перечисленные методы корреляции, учитывались результаты палеорекоonstrukций, выполненных для Балтийского [1], Украинского [4, 5] и Канадского [9] щитов, Северо-Австралийской плиты [16] и других регионов. Исследования с применением широких межрегиональных экстраполяций позволили в общих чертах генера-

лизовать неравномерную сеть среднедокембрийских реликтовых прогибов в планетарную систему эпикратонных тафrogenных депрессионных структур. Эта система включает перикратонные или краевые миогеосинклинальные прогибы и связанные с ними интракратонные авлакогены, в целом представляя собой среднедокембрийскую генерацию рудоносных материковых депрессий. Закономерное размещение элементов системы (генерации) дает возможность выделить древнейшие материк — кратоны, которые первоначально, вероятно, разделялись рифтогенными океанами. Наиболее хорошо устанавливаются Северо-Американский, Европейский и Дунбэй-Сибирский кратоны, во многом условно реконструируются из отдельных фрагментов пра-Гондванский (Африка, Индостан, Австралия) и пра-Таримский (Казахстан, Тарим, Южный Китай и др.) кратоны. Предполагаются обособленность Антарктического кратона и существование гипотетического кратона Пацифида, возможные реликты которого (Аляска, Колыма, Брокен-Хилл) разбросаны по периферии впадины Тихого океана и «припаяны» к другим континентам.

Обобщение результатов палеорекоonstrukций показало следующие основные особенности среднедокембрийских эпикратонных депрессионных структур (СЭДС). Реконструируемые перикратонные прогибы (ПП) шириной более 600 км фрагментарно трассируются по краям кратонов, в том числе в пределах унаследованных рифейских и рифейско-фанерозойских геосинклинально-складчатых поясов: Кордильерского, Иннуитского, Аппалачского, Гренвиллского, Каледонского, Рифейского, Восточно-Австралийского, Нигерийско-Капского, Приенисейского, Юдомо-Майского и др. Они пунктирно оконтуривают кратоны эллипсовидной формы и сходных размеров. От перикратонных прогибов почти под прямым углом ответвляются авлакогены — линейные СЭДС протяженностью 1200—1500 км, шириной 300—500 км, рассекающие кратоны и связанные с ПП. Они являются континентальными палеорифтами и полностью соответствуют смыслу, вкладыва-

емому Н. С. Шатским в понятие «авлакоген».

Связь среднедокембрийских структур с трансформными расколами кратонов позволяет ввести новый термин — «трансформный авлакоген» (ТА). Каждая депрессия такого типа условно разделяется на три примерно равновеликие части: устьевую, прилегающую к перикратонному прогибу, среднюю и тыловую. Область сочленения ПП и ТА называется «дельтой» последнего. Наиболее достоверно на данной стадии исследования трансформные авлакогены реконструируются для Северо-Американского и Европейского (рис. 1), а также для фрагментов пра-Гондванского кратонов. Примерами их могут служить также ТА пра-Гондваны: Айза-Арнемленд (Австралия), Аравалли-Сингбхум (Индостан), Дамара-Катанга и Конго-Убанги (Африка).

Тафrogenное выполнение СЭДС, имеющее мощность до 15 км, часто с региональным несогласием надстраивается (до 15—18 км) рифейскими отложениями иного происхождения. Тафrogenный структурно-формационный комплекс (СФК), наиболее изученный для трансформных авлакогенов, как правило, представлен двумя формационными комплексами (ФК). Нижний вулканогенно-терригенный ФК трогов развит дискретно вдоль ранних, преимущественно продольных расколов основания. Верхний ФК тафросинеклиз значительно распространен, имеет «пестрый» литологический состав и флишеидное строение; для него характерны горизонты и пачки слоистых железистых кварцитов и сланцев, сульфидоносных углеродистых сланцев и доломитов, а также ассоциирующих с ними метавулканитов (метатифов). Отложения ФК тафросинеклиз вмещают большую часть перечисленных выше преимущественно стратиформных многокомпонентных рудных концентраций разного состава.

Часто тафrogenный СФК перекрывается отложениями раннерифейских телеорогенных и платформенных впадин, которые далеко прослеживаются на кратонном обрамлении. Опубликованные данные палеорекоonstrukций по Канаде и Европе показывают ве-

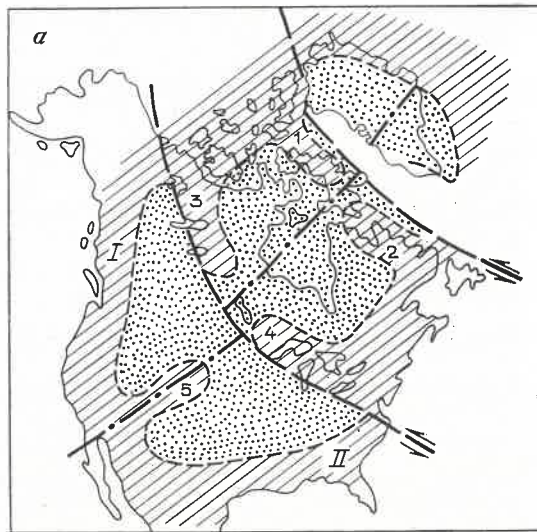
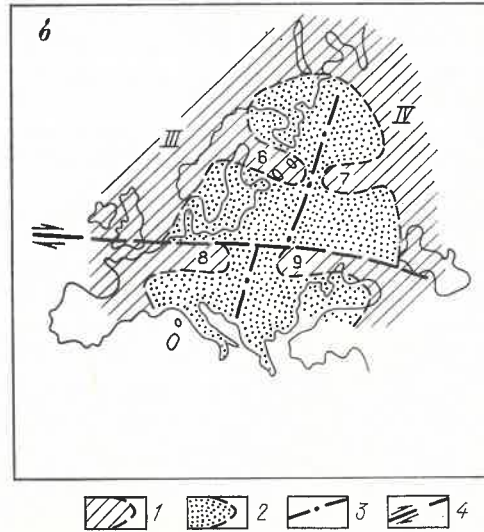


Рис. 1. Размещение тафrogenных депрессионных структур на среднедокембрийских Северо-Американском (а) и Европейском (б) кратонах

1 — эпикратонные депрессионные структуры, 2 — выступы кратонного основания, 3 — ось кратона, 4 — позднейшие трансектантные сдвиги; I—IV — перикратонные прогибы: I — Кордильерско-Иннуитский, II —



Аппалачско-Гренвиллский, III — Эокаледонский, IV — Эорифейский; 1—9 — трансформные авлакогены: 1 — Баффиновой Земли, 2 — Лабрадор-Унгава, 3 — Бэр-Волластон, 4 — Великих Озер, 5 — Колорадо-Платт, 6 — Лапландско-Карельский, 7 — Вельско-Средневожский, 8 — Рено-Судетский, 9 — Скифско-Днепровский

роятность значительного первичного перекрытия отложениями ФК тафросинеклиз таких эродированных (обнаженных) блоков раннедокембрийского основания, как Слейв [9], Карельский [1] и, возможно, Приднепровский [4, 5], входящих соответственно в состав ТА Бэр-Волластон, Лапландско-Карельского и Скифско-Днепровского.

На уровне ФК тафросинеклиз, особенно его верхней половины, т. е. для эпох максимальных трансгрессий и ингрессий, СЭДС представляли собой, вероятно, единые седиментационные бассейны сложного внутреннего строения. Для них, с одной стороны, отмечается единообразие геохимического фона, включающего широкий спектр сидеро-, халько- и литофильных рудогенных элементов в послонных стратифицированных (породы — руды) и стратиформных концентрациях, с другой — седиментационная латеральная и вертикальная геохимическая зональность типа известной для Катанги и Рам-Джангла.

Тафrogenный СФК среднедокембрийских депрессионных структур характеризуется неравномерностью метаморфизма и дислоцированности пород. Стадии метаморфизма варьируют от зеленосланцевой до амфиболитовой

фаций с развитием мигматитов в ареалах гранитизации и гранито-гнейсовых куполах; а залегание пород изменяется от пологого брахиформного до линейно-складчатого, осложненного надвигами.

Размещение трансформных авлакогенов, вероятнее всего, является закономерным (рис. 2, а), однако первичный рисунок расположения перикратонных прогибов и трансформных авлакогенов в ряде случаев искажается позднейшими перемещениями крупных геоблоков при региональных сдвигах, надвигах или дрейфе континентов. Особенности размещения трансформных авлакогенов отчетливо иллюстрируются в первую очередь на примере Северо-Американского кратона, испытывавшего минимум перемещений. В его пределах выделяются продольный по отношению к простиранию оси кратона ТА Колорадо-Платт (осевой), выполненный отложениями надсерии Айдахо-Спрингс, и четыре поперечных трансформных авлакогена, которые образуют две зеркально-симметричные пары, контролируемые субпараллельными трансектантными линейными элементами (см. рис. 1, а). Члены каждой пары обращены устьями к противоположным ПП: Кордильерско-Ин-

нуитскому (западному) и Аппалачско-Гренвиллскому (восточному). Первую симметричную пару составляют ТА Бэр-Волластон и Великих Озер, соответственно выполненные отложениями надсерии Коронейшн и Анимики, Гурон, Гренвилл [3, 10, 12], вторую — ТА Баффиновой Земли и Лабрадор-Унгава, сложенные породами надсерии Каниаписко и ее аналогов [3].

Приемы реконструкции могут быть проиллюстрированы на примере выделения ТА Бэр-Волластон в северо-западной части Канадского щита. Он объединяет глубокие грабенообразные реликтовые прогибы Кейлохигок (Бартерст), Эпуорт, Бэр-Уопмей, Снэр, Атапускау, Ноначо, со всех сторон обрамляющие кратонный блок Слейв, а также прогибы, развитые в основании расположенного южнее хеликийского платформенного бассейна Атабаска. Большая часть прогибов относится к элементам внутрикратонной геосинклинальной системы Коронейшн и хорошо сопоставляется друг с другом по строению и составу слагающих их толщ надсерии Коронейшн [9, 10, 12]. Новейшие палеотектонические и палеогеографические реконструкции канадских ученых [9] указывают на значительно более широкое, чем ранее представлялось [3, 12], первичное распространение отложений афебия и существенное перекрытие ими кратонного блока Слейв. Это позволяет воссоздать единую линейную депрессионную структуру Бэр-Волластон, протягивающуюся вдоль северо-западной окраины Канадского щита от Большого Медвежьего озера на севере до озер Волластон и Линн-Лейк на юге. Формационный комплекс трогов этой структуры представлен вулканогенно-осадочной серией Экейчо, принадлежащей к низам надсерии Коронейшн [10]. К формационному комплексу тафросинеклиз относятся вышележащие и более широко развитые слои этой надсерии с маркирующими сульфидо- и ураноносными углеродистыми сланцами серий Эхо-Бей, Ноначо, Тейзин.

Трансформные авлакогены Бэр-Волластон и Великих Озер в значительной мере определяют положение и металлогеническую специализацию Канадского рудного пояса. В выступах

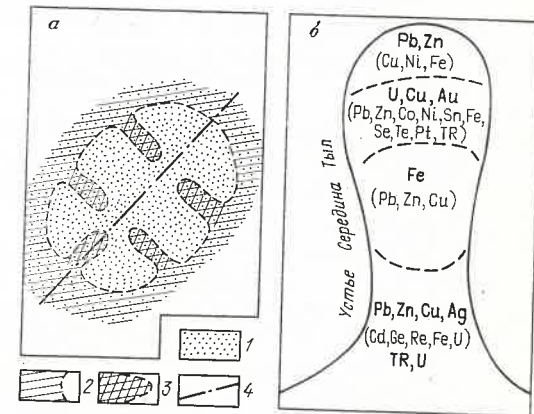


Рис. 2. Идеализированные схемы для среднего докембрия
а — размещение тафrogenных депрессионных структур на кратоне: 1 — кратон, 2 — перикратонные прогибы, 3 — трансформные авлакогены, 4 — ось кратона; б — латеральная рудно-геохимическая зональность трансформного авлакогена

основания и обрамлении этих крупнейших депрессий обнажаются элементы более ранних рудоносных генераций: зеленосланцевые пояса Абитиби, Ред-Лейк, Томпсон, Йеллоунайф и южная часть системы протоплатформенных «бассейнов» Найф—Белчер—Кейп-Смит.

Современное размещение трансформных авлакогенов Северо-Американского континента отличается от первоначального (см. рис. 1, а). Так, осевое положение ТА Колорадо-Платт искажено сдвигом с амплитудой более 500 км по пограничному расколу Канадского щита. По этому же расколу, его Пенокийскому фрагменту, редуцирована южная часть ТА Великих Озер. Симметричные депрессионные структуры Баффиновой Земли, и особенно Лабрадор-Унгава, расчленены на части при дрейфе Гренландии. В свою очередь, в результате невадидско-ларамийских движений оказались сближенными ТА Бэр-Волластон и Кордильерский перикратонный прогиб.

При реконструкциях на Европейском континенте одноименный среднедокембрийский материк вслед за Г. Штилле рассматривается автором в максимальных границах, охватывающих как Восточно-Европейскую платформу, так и прилегающие с запада территории каледонид, варисцид и альпид с выступами докембрия в многочисленных «массивах». Попе-

речные интракратонные депрессии Европейского кратона, вероятно, также образуют зеркально-симметричные пары. Одну из них составляют Лапландско-Карельский и Бельско-Средневожский, другую — Рено-Судетский и Скифско-Днепровский ТА (см. рис. 1, б).

Лапландско-Карельский ТА отвечает от Эокаледонского ПП и соответствует площади распространения карелид (сумия, ятулия, калевия и их аналогов) в Карелии и Лапландии, заключенных между Беломорским и Свеккофенским разновозрастными блоками основания. При хорошей сопоставимости разрезов и развитии сульфидоносных маркирующих горизонтов «пестрого» состава [13] устьевая лапландская и западная краевая саво-ладожская части региона преимущественно по эпигенетическим особенностям относятся обычно к миогеосинклинальным, а карельская часть — к платформенным структурам. Литолого-формационные, геохимические и металлогенические индикаторы, а также отдельные палеорекострукции [1], независимо от геотектонических трактовок, подтверждают единство выделяемой среднедокембрийской депрессионной структуры. Формационный комплекс трогов представлен тунгудско-надвоицкой и сариолийской, а тафросинеклиз — ятулийской и калевийской сериями. Симметричный Лапландско-Карельскому Бельско-Средневожский ТА предполагается под чехлом Русской плиты и вскрывается глубокими скважинами только в своей устьевой камско-бельской части (кырипинская серия дорифея).

Скифско-Днепровский ТА трассируется вдоль Украинского щита и его юго-восточного Ростовско-Скифского погружения и причленяется к прикаспийской части Эорифейского перикратонного прогиба Европейского кратона. Он выполнен супракрустальными сланцево-гнейсовыми толщами ингуло-ингулецкой, фрунзенской, центральноприазовской серий, которые представляют собой стратиграфические и формационные аналоги карелия Балтийского щита. Реконструкции первичных особенностей строения и условий формирования этих толщ указывают на их «пестрый» состав, фли-

шюидный характер и, вероятно, более широкое распространение [4, 5] с возможным перекрытием выступов кратонного основания в Среднем Приднпровье и Приазовье. Трансформный авлакоген, подобно канадскому ТА Великих Озер, ориентирован вкрест простирания более древней системы протоплатформенных «бассейнов» — Курско-Криворожской. Он контролируется субширотным, восток-юго-восточным долгоживущим линеamentом, край которого подчеркивается цепочкой каменноугольных впадин (авлакогенов), протягивающихся от Уэльса до Донбасса. Эта структура иногда именуется линеamentом Карпинского.

Рено-Судетский ТА, симметричный Скифско-Днепровскому, приурочен к западной части линеамента Карпинского и реконструируется в основании Молданубской и Саксо-Тюрингской зон варисцид Средней Европы. Он выполнен докембрийскими «пестрыми» сериями Чешского массива (молданубикума) и его обрамления, которые обычно сопоставляются с нижним — средним бривером Центрально-Французского и Армориканского массивов. Отнесение отложений, слагающих субширотную докембрийскую депрессию в основании варисцид, к рифею преимущественно на основе радиологических датировок может свидетельствовать либо о значительной растянутости времени формирования рассматриваемой генерации, либо, что более вероятно, о существенном изотопном «омоложении» докембрийских пород в области варисской тектоники.

Подобные варианты интерпретации возможны и в отношении Дамара-Катангского ТА пра-Гондваны, составляющего, по-видимому, симметричную пару с ТА Аравалли-Сингбхум. В связи с интенсивным проявлением панафриканской эпохи тектоно-термальной переработки в интервале 600—450 млн. лет назад наиболее вероятно значительное «омоложение» кибаракатангского (дамарского) тафрогенного СФК, развивавшегося на архейско-раннепротерозойском кратонном основании. Тем более что изотопные датировки для него проводятся главным образом по наложенным образованиям (секущим гранитам, пегматитам) и эпигенетической урановой ми-

нерализации. В принципе не исключается некоторая асинхронность формирования трансформных авлакогенов в рамках крупного этапа развития земной коры, особенно структур, относящихся к противоположным перикратонным прогибам одного кратона или различным кратонам.

Одной из наиболее хорошо выраженных среднедокембрийских депрессионных структур пра-Гондваны наряду с Дамара-Катангской является осевой трансформный авлакоген Айза-Арнемленд (Австралия), который включает приуроченные к единой линейной структурной зоне Карпентария и сменяющие друг друга по ее простиранию континентальные рифты Маунт-Айза, Мак-Артур-Булман (Лиммен) и Пайн-Крик [11, 16]. Выполняющие их толщи формационно и геохимически идентичны, имеют хорошо сопоставимые маркирующие горизонты доломитов, сульфидо- и ураноносных углеродистых сланцев и туфов типа Героги (Пайн-Крик) [14, 16]. Однако структура Пайн-Крик традиционно считается более древней, чем структура Маунт-Айза — Мак-Артур-Булман, отделенной возрастным рубежом 1800 млн. лет назад [2, 16]. Выполняющие эти структуры отложения соответственно относятся к верхнему налагайнию и нижнему карпентарию. Вместе с тем разница в изотопных датировках, приводимых для обоснования таких представлений, находится в пределах вероятной ошибки определения (± 50 —100 млн. лет) и не может считаться основанием для отнесения геологически хорошо сопоставимых образований к разным структурным этажам. Неравномерность тектономагматической и метаморфической переработки выполнения ТА Айза-Арнемленд, несомненно, также может быть причиной различия изотопных датировок в указанных пределах.

Депрессионные структуры, входящие в среднедокембрийскую генерацию, особенно трансформные авлакогены, являются важными рудно-геохимическими и металлогеническими провинциями. Для них на примерах Северо-Американского, Европейского и пра-Гондванского кратонов устанавливается ряд закономерностей, определяемых как первичной латеральной

геохимической зональностью соответствующих бассейнов седиментации, так и условиями их последующей трансформации. В частности, независимо от радиологической датировки вмещающих пород и руд, а также морфологии рудных залежей выявлены следующие закономерности.

1. К устьевым частям ТА приурочены крупные рудные районы с колчеданно-полиметаллической (Маунт-Айза, Аравалли, Цумёб, Шеллефтео) и комплексной редкоземельно-урановой (Мери-Кетлин, Банкрофт, Сульфид-Куин, Россинг) промышленной специализацией при наибольшем выдвигении последних районов в сторону перикратонных прогибов (в «дельты» ТА).

2. Для средних частей ТА характерны районы с железорудной (оз. Верхнее, Лабрадор, Лусака, Приазовье) и (или) колчеданной, иногда колчеданно-полиметаллической (Мак-Артур) промышленной специализацией.

3. К тыловым частям ТА приурочены поперечные рудные пояса протяженностью до 500, шириной 50—100 км (иногда до 400 км) с золото-урановой, медно-урановой промышленной специализацией (Рам-Джангл — Пайн-Крик, Бонай — Сингбхум, Катанга, Саксо-Богемия, Волластон, Фронт-Рейндж), в рудах которых присутствуют до промышленных концентраций примеси свинца, цинка, а также никеля, кобальта, редких земель, олова, платины, селена, теллура и тория.

Эти закономерности имеют, вероятнее всего, планетарное значение (см. рис. 2, б) и могут служить не только для прогнозирования новых рудных районов в пределах известных СЭДС, но и для решения обратной задачи — диагностики неизвестных структур по металлогеническим индикаторам. Кроме прямых критериев диагностики трансформных авлакогенов (литолого-формационных, геохимических, металлогенических) эмпирически устанавливается ряд косвенных признаков структур такого рода (минарагенических, геоморфологических, геофизических): а) развитие угленосных впадин в составе фанерозойских чехольных и орогенных СФК по периферии и внутри ТА; б) размещение вдоль ТА про-

тяженных прямолинейных отрезков крупных современных рек (Колорадо, Днепр, Волга, Конго) и систем крупных озерных впадин, как современных (канадские и монгольские Великие Озера, озера Карелии, Байкал), так и древних (Тувинско-Минусинская система впадин девона — карбона); в) наличие продольных зон воздымания верхней мантии (границы Мохо).

Среди металлогенических закономерностей имеются исключения, обусловленные либо спецификой развития регионов в среднем докембрии, либо условиями современной обнаженности и степенью опосредованности. Так, для Европейского кратона пока не обнаружены редкоземельно-урановые концентрации в рудных районах устьевых и дельтовых частей трансформных авлакогенов (Шведская Лапландия, Франция). В целом характерный для них металлогенический фон составляет колчеданно-полиметаллическая минерализация с максимумами в устьевых частях. Цепочки колчеданно-полиметаллических месторождений встречаются также вдоль краевых зон авлакогенов (Лапландско-Ладожская зона), а единичные месторождения — даже в самых дальних их тылах (Линн-Лейк). В некоторых трансформных авлакогенах к базальным обломочным горизонтам формационного комплекса тафросинеклиз (песчаникам, кварцитам, конгломератам), подстилающим слои «пестрого» состава, приурочены стратиформные урановые месторождения (Франсвилль, Эно-Коли, Блайнд-Ривер), по-видимому, представляющие собой древнейшие инфильтрационные концентрации урана.

Все рудные месторождения (формации), пространственно связанные со среднедокембрийской генерацией тафрогенных депрессионных структур, могут быть объединены в единый многокомпонентный рудно-формационный суперкомплекс. Он содержит стратиформные месторождения со слоистыми и прожилково-вкрапленными рудами, локализующимися в материнских отложениях «пестрого» состава (преобладают), трещинно-метасоматические в карбонатно-магнезиальных, натровых, кремне-калиевых и других метасоматитах, а также жильные место-

рождения с различным «отрывом» руд от материнских слоев. Величина отрыва может достигать 2 км.

Большая часть месторождений суперкомплекса, в том числе полигенных и полихронных, сформировалась в результате сочетания разнообразных процессов эпигенетической трансформации структурно-формационного комплекса среднедокембрийских депрессионных структур и свойственных им первичных (осадочных, вулканогенно-осадочных) концентраций рудогенных элементов — процессов ультраметаморфизма и регионального метаморфизма, тектонических деформаций, гранитоидного магматизма, гидротермальной деятельности, выветривания. Источники рудного вещества и рудоформирующие процессы относятся В. И. Смирновым [8] к группам «ассимиляционных гранитных коро-вых» (метаморфогенных, магматогенных) и «инфильтрационных внемагматических» (метаморфогенных, аметаморфогенных). Морфология и степень отрыва рудных скоплений от материнских слоев зависят от типа и интенсивности эпигенетических трансформаций среднедокембрийских эпикратонных депрессионных структур и выполняющих их слоистых комплексов пород.

Так, в зонах умеренной докембрийской тектоно-магматической переработки ТА Айза-Арнемленд золото- и медно-урановые концентрации районов Пайн-Крик и Рам-Джангл, колчеданно-полиметаллические руды Маунт-Айза и Мак-Артур, скарнированные редкоземельно-урановые залежи Мери-Кетлин являются стратиформными и локализуются на близких стратиграфических уровнях верхнего наллагаиния (формации Кулпин, Кэхилл, Барни, Корелла) в «пестром» формационном комплексе [16]. В то же время в ареале проявления панафриканской эпохи тектоно-термальной переработки в сходных по составу месторождениях Дамара-Катангского ТА, также размещающихся в рассматриваемом «пестром» комплексе (серии Роан, Мвашия, Нижний Кунделунгу, Носиб, Свакоп), первичная морфология залежей изменяется. При этом медно-кобальт-урановые руды тылового поперечного пояса Катанги (Заир—

Замбия) приурочены иногда к диапировым структурам (Шинколобве), колчеданно-полиметаллические руды приустьевой части переходят от стратиформных к жильным (Цумёб, Оамитес), редкоземельно-урановые концентрации района Россинг, локализованные на стратиграфическом уровне рудоносной серии Катанга [15], ассимилируются и мобилизуются при формировании кварц-полевошпатовых метасоматитов (пегматоидов), приобретая облик порфировых руд.

Данная трактовка генезиса рудных концентраций и источников рудного вещества в объеме единого рудно-формационного суперкомплекса позволяет построить гомологические ряды месторождений с одинаковой палеотектонической позицией, сходным составом руд и различающихся по степени трансформации рудного вещества. Такой ряд, в частности, составляют рудоносные образования редкоземельно-урановых месторождений, локализованных в устьевых частях тафрогенных авлакогенов: черные сланцы и доломиты Сульфид-Куин (ТА Колорадо-Платт), скарноиды Мери-Кетлин (ТА Айза-Арнемленд), скарноиды и пегматоиды Банкрофта (ТА Великих Озер), пегматоиды Россинга (ТА Дамара-Катанга), агпайтовые нефелиновые сиениты Илимауссак (гренландский фрагмент ТА Лабрадор-Унгава). Причем лишь последнее месторождение локализуется с отрывом от стратиграфического уровня материнского «пестрого» комплекса пород. Аналогами или гомологами в зависимости от степени трансформации рудного вещества должны считаться также месторождения следующих регионов, располагающихся в тыловых частях трансформных авлакогенов: Рам-Джангл — Пайн-Крик, Атабаска — Биверлодж, Катанга, Сингхум, Фронт-Рейндж. С таких позиций выделяемые во многих классификациях странные «типы» рудных месторождений с единичными представителями-униками, подобные Шинколобве, — частные случаи проявления определенных закономерностей глобального масштаба.

Образование среднедокембрийской генерации эпикратонных (материковых) депрессионных структур связывается с глобальной деструкцией зем-

ной коры на рубеже 2400—2200 млн. лет назад. Наиболее приемлемое объяснение причин и механизма этого явления дает предложенная недавно Е. Е. Милановским концепция пульсационно расширяющейся Земли в варианте изначально гидридного ее состава [6]. Деструкция при этом связывается с первым крупным импульсом расширения планеты под влиянием радиогенного разогрева и разуплотнения недр. Генерализация усилий расширения по правильной сети расколов привела, с одной стороны, к распаду первичной гомогенизированной сиалической оболочки планеты на четное число фрагментов-кратонов, близких по форме и размерам, между которыми зародились рифтогенные океаны, с другой — к формированию системы окраинно- и интракратонных тафрогенных депрессионных структур. Заполнение депрессий, следующее за деструкцией, но относящееся уже к конструктивным явлениям, происходило в тесной связи с процессами на пассивных окраинах возникших древнейших материков, т. е. в новообразованной системе «континент — океан». От высоты «стояния» первоначально равновеликих материков над уровнем среднедокембрийского Мирового океана, несомненно, зависела степень «затопления» их окраин и глубина проникновения вод вдоль трансформных рифтовых зон, а следовательно, распространение отложений тафрогенного СФК. Размеры «незатоплявшейся» площади разных кратонов создают впечатление об их разновеликости (см. рис. 1).

Завершение тафрогенеза на континентах совпадает с гудзонской — карельской и, возможно, выборгской кратонизацией (соответственно 2000—1800 и 1650—1600 млн. лет назад), которая особо интенсивно, хотя и неравномерно охватила тафрогенные структуры, вызвав первичное перераспределение, мобилизацию и концентрацию рудного вещества. Конец эпохи тафрогенеза на рубеже среднего — позднего докембрия фиксируется широким распространением кислых континентальных вулканитов, молассоидов и калиевых гранитов, развивающихся как в границах тафрогенных структур, так и на сопредельных блоках кратонного

обрамления (стратотипы в районах Арьеplug, Смоланд, Ватерберге, Аки-тан, Саут-Аллегейтор, Атабаска). Пассивное прогибание и компенсационное заполнение эпикратонных депрессионных структур продолжалось и позднее, в рифее. При этом трансформные авлакогены заполнялись телеорогенными и платформенными, а перикратонные прогибы — орогенными и геосинклинальными отложениями.

Возникшие в среднем докембрии рифтогенные межкратонные океанические впадины большей частью были редуцированы в рифее в результате сдвижения (агломерации) дрейфующих плит-кратонов в суперконтиненты Лавразии и Гондваны и последующей трансформации зон сопряжения кратонов вместе с прилегающими перикратонными прогибами, а также отдельными участками кратонного обрамления в долгоживущие подвижные пояса. Начало этого процесса редукции среднедокембрийских межкратонных океанов Г. Штилле принимал за океаногенную регенерацию гипотетической Мегатей — «альгонкскую революцию». Уникальная впадина Тихого океана возникла или существенно расширилась в рифее, вероятнее всего, из-за катастрофического эндогенного или космогенного разрушения участка земной коры в районе гипотетической Пацифиды, которое, видимо, ускорило агломерацию среднедокембрийских кратонов.

Резюмируя, можно сделать следующие выводы.

1. В среднем докембрии в результате деструкции первичной гомогенизированной сиалической оболочки планеты сформировался ряд (8) кратонов сходной конфигурации, разделенных рифтогенными океанами, и возникла система (генерация) эпикратонных материковых тафрогенных депрессионных структур, включающая перикратонные прогибы и связанные с ними интракратонные трансформные авлакогены.

2. Тафрогенный структурно-формационный комплекс среднедокембрийских депрессионных структур включает вулканогенно-терригенный формационный комплекс ранних узких трогов и «пестрый» по составу (кремнисто-карбонатно-углеродисто-глини-

стый) комплекс обширных тафросинеклиз мощностью 12—15 км.

3. В период образования формационного комплекса тафросинеклиз (эпохи максимальных трансгрессий и ингрессий) депрессионные структуры типа трансформных авлакогенов и, возможно, перикратонных прогибов представляли собой единые крупные седиментационные бассейны сложного внутреннего строения с единообразным геохимическим фоном, включающим широкий спектр сидеро-, халько- и литофильных рудогенных элементов в «пестрых» сериях, а также с седиментационной латеральной и вертикальной геохимической зональностью.

4. Трансформные авлакогены (вместе с их «дельтами» в перикратонных прогибах) благодаря внутрикратонному положению характеризуются наибольшей степенью первичной концентрации рудогенных элементов и являются многокомпонентными рудно-геохимическими провинциями. Фрагменты этих структур, входящие в настоящее время в состав древних платформ и сопредельных разновозрастных складчатых областей, вмещают крупные рудные территории (районы, пояса), месторождения которых сформировались за счет различного рода эпигенетической трансформации «пестрых» серий и свойственных им осадочных и вулканогенно-осадочных концентраций рудогенных элементов.

5. Предполагается, что установленные на примерах Северо-Американского, Европейского и пра-Гондванского кратонов зеркально-симметричное расположение трансформных авлакогенов и упорядоченное размещение рудных территорий внутри них свидетельствуют об общих глобальных закономерностях, на фоне которых проявляется специфика отдельных кратонов и их частей. Для перикратонных прогибов, в значительной мере вошедших в состав геосинклинально-складчатых поясов неогей, закономерности такого рода пока не выявлены.

6. Обнаруженные закономерности и ряд косвенных признаков могут использоваться для диагностики среднедокембрийских депрессионных структур в областях сложной эпигенетической трансформации. Примером слу-

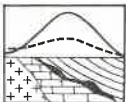
жит прогнозирование симметричной пары трансформных авлакогенов Дунбэй-Сибирского кратона в основании Монголо-Охотского пояса телескопированных палеозой и мезозой. Существование трансформных авлакогенов, скорее всего, является причиной как экстраординарной унаследованной рудоносности указанного пояса, так и «тупого» выклинивания мезозойской вулканогенно-интрузивной его составляющей по простиранию.

Выделенная среднедокембрийская генерация эпикратонных депрессионных структур отвечает, таким образом, одной из крупнейших в истории Земли эпох концентрации широкой гаммы рудогенных элементов в отложениях кремнисто-карбонатно-углеродисто-глинистого состава. Генерация служила источником рудного вещества для формирования многочисленных крупных месторождений различного состава, возраста и происхождения. В связи с этим исследования по реставрации первичных особенностей размещения, геологии и геохимии среднедокембрийских эпикратонных депрессионных структур и изучение производных их последующей трансформации в пределах платформ и складчатых областей следует считать важным направлением как металлогении докембрия, так и металлогении в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии/Л. П. Галдобина, В. И. Горлов, А. И. Светов и др. Петрозаводск, Карелия, 1982.
2. Докембрий континентов. Австралия, Африка/Ч. Б. Борукаев, Ю. З. Елизарьев, В. Е. Забродин, Б. М. Чиков. Новосибирск, Наука, 1976 (Тр. СО АН СССР, вып. 251).
3. Докембрий континентов. Северная и Южная Америка/А. К. Башарин, Н. А. Берзин, Б. Д. Дворкина и др. Новосибирск, Наука, 1976 (Тр. СО АН СССР, вып. 252).
4. Закруткин В. Е. Углеродистая формация докембрия Приазовского блока Украинско-

- го щита. — Литология и полезные ископаемые, 1980, № 5, с. 93—113.
5. Кобзарь В. Н. Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1981.
6. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М., Недра, 1980.
7. Медведев В. Я. Прикладные методы стратиграфического расчленения протерозойских отложений. М., Недра, 1983.
8. Смирнов В. И. Геолого-исторические проблемы источников рудного вещества эндогенных месторождений. — Геология рудных месторождений, 1975, № 4, с. 10—17.
9. Campbell F. H. A., Cecile M. P. Evolution of the Early Proterozoic Kilohigok Basin, Bathurst Inlet — Victoria Island, Northwest Territories. — Proterozoic Basins of Canada. Pap. Geol. Surv. Canada, 1981, N 81—10, p. 103—131.
10. Easton R. M. Stratigraphy of the Akaitcho Group and the development of an early Proterozoic continental margin Wopmay Orogen, Northwest Territories. — Proterozoic Basins of Canada. Pap. Geol. Surv. Canada, 1981, N 81—10, p. 79—95.
11. Hills E. Tectonic setting of Australian ore deposits. — In: Eighth Commonwealth mining and metallurgical Congress publications. V. 1. Geology of Australian ore deposits. Melbourne, 1965, p. 3—13.
12. Hoffmann P. F., Fraser I. A., Mc Glynn I. C. The Coronation geosyncline of Afebian Age, District of Mackenzie. — Basins and Geosynclines of the Canadian Shield. Pap. Geol. Surv. Canada, 1970, N 70—40, p. 201—212.
13. Meriläinen K., Sokolov V. A. Some attainments and problems relating to the geology of the Jatulian formations in Finland and Soviet Karelia. — In: Geol., Geochem. and Geophys. Investigat. Eastern Part Balt. Shield. Pap. 10 Gen. Meet. Rovaniemi, 1981. Helsinki, 1981, p. 9—18.
14. Page R. W. Depositional ages of the stratiform base metal deposits at Mount Isa and Mc Arthur River, Australia, based on U-Pb zircon dating of concordant tuff horizons. — Econ. Geol., 1981, v. 76, N 3, p. 648—658.
15. Rich R. A., Holland H. D., Petersen H. Hydrothermal Uranium Deposits. Amsterdam — Oxford — New-York Elsevier, 1977.
16. Uranium in the Pine Creek geosyncline: Proc. of the Intern. uranium symp. on the Pine Creek geosyncline. Sydney, Australia, 1979. Ed. by I. Ferguson, A. B. Goleby. Vienna, IAEA, 1980.



Возможности тепловой аэросъемки при поисках рудных объектов в аридной зоне

Возможности использования нового метода дистанционных исследований — тепловой аэросъемки (ТАС) — при изучении геологических структур в аридной зоне были рассмотрены нами ранее [5]. В настоящей работе приводятся результаты дальнейшего изучения возможностей применения материалов ТАС при выявлении вещественно-структурных рудоносных комплексов и поисках рудных объектов на примере отдельных районов Центрального Казахстана и Средней Азии.

В аридной зоне на тепловых аэроснимках весеннего, летнего и осеннего сезонов в определенное время суток, реже круглосуточно, различаются многие вещественно-структурные комплексы, что свидетельствует о влиянии (непосредственно или через другие факторы) вещественного состава горных пород и геологических структур на формирование температурного поля поверхности. Следует отметить слабую изученность теплового режима гелиотермозоны, имеющей неоднородное геологическое строение; контрастные по теплопроводности горные породы и изменчивые по составу и мощности рыхлые образования. Наблюдаемая на материалах ТАС дифференциация пород объясняется неравномерным нагреванием их в связи с различием теплофизических констант и тепловой инерции под действием солнечной радиации [5, 8]. Другими природными источниками тепла, способными создать локальные температурные аномалии на поверхности, считаются активная вулканическая и термальная деятельность, радиоактивный распад, фильтрация флюидов, экзотермические процессы при окислении сульфидов и нефтегазоносных залежей (при деструкции нефти и газа).

Значительная интенсивность солнечной радиации по сравнению с плотностью глубинного теплового потока по-

зволяет некоторым исследователям отрицать заметное влияние рефракции последнего контрастными по теплопроводности геологическими телами на формирование температурных неоднородностей в гелиотермозоне и непосредственно на поверхности. Однако в ряде работ [1, 7, 10 и др.] наглядно показана возможность использования температурных измерений выше «нейтрального» слоя и на поверхности для изучения особенностей геологического строения и процессов на глубине. Устанавливается также четкая корреляция, прослеживаемая вплоть до земной поверхности, значительных температурных аномалий стационарного теплового поля, обусловленных глубинными факторами [11, 12 и др.]. Измерения на месторождениях и структурах с гетерогенным геологическим строением [3, 6 и др.] и теоретические расчеты [2, 4 и др.] показывают, что в связи с рефракцией однородного теплового потока контрастными по теплофизическим свойствам геологическими телами на глубине могут возникать температурные аномалии, достигающие нескольких градусов, т. е. соизмеримые по интенсивности с аномалиями от указанных выше локальных источников тепла.

Как свидетельствует анализ материалов ТАС в аридной зоне, наблюдаемые неоднородности температурного поля поверхности и их суточная и сезонная динамика в ряде случаев могут быть объяснены только с учетом влияния рефракции и поверхностного, и глубинного тепловых потоков неоднородными геологическими телами. Такой подход к дешифрированию тепловых аэроснимков позволяет получить дополнительную информацию о геологическом строении на глубине и выявить некоторые качественные особенности вещественно-структурных комплексов, геодинамических условий и процессов их формирования.

Специфика геологической информации, получаемой с помощью ТАС, позволяет рассматривать ее в качестве дополнительного метода в комплексе с другими дистанционными съемками, что определяет общие методические особенности дешифрирования тепловых аэроснимков. Особенно важную роль комплексирование играет при выявлении поверхностных факторов (рельефа, растительности, рыхлых образований, обводненности и др.), влияющих на формирование температуры подстилающей поверхности. Многие вещественно-структурные комплексы могут быть выделены и качественно охарактеризованы лишь с учетом особенностей их изображения на тепловых и других видах снимков, а также геолого-геофизических и геохимических данных. Другой общей особенностью геологического дешифрирования тепловых аэроснимков является изучение динамики геотемпературного поля путем сравнения изображений, полученных в разное время суток (по крайней мере дневных и ночных) и года [5, 8].

Тепловые аэроснимки принципиально применимы (особенно масштаба 1 : 50 000 и крупнее) для дешифрирования твердых и рыхлых образований по вещественному составу, но в каждом конкретном районе требуются дополнительные исследования теплофизических и радиационных характеристик пород, многочисленные повторные (в разное время суток и года) и одновременные наблюдения по учету погодных условий, влагонасыщенности пород и других факторов. По суточному изменению и особенностям температурных контрастов на тепловых снимках могут быть дополнительно выделены разновидности пород, не имеющие четких признаков на аэрофотоснимках.

В открытых складчатых областях на тепловых аэроснимках отчетливо проявляются различные структурные формы, что обусловлено рядом причин [5]. Многие факторы (рельеф, рыхлые образования, влагонасыщенность, растительность), влияющие на радиационный нагрев поверхности, чутко реагируют на изменение физико-механических свойств горных пород вдоль структурных линий и подчеркивают

их. Кроме того, образование различных структурных форм сопровождается процессами, которые отражаются в теплофизических свойствах исходных пород и усиливают выразительность структур на тепловых аэроснимках. Поэтому на последних, несмотря на меньшую информативность их по сравнению с аэрофото- и радиолокационными снимками, выделяются некоторые дополнительные структурные формы (малые кольцевые комплексы, сводовые поднятия, нескрытые интрузии и т. д.). Сочетание взаимосвязанных вещественных и структурных факторов более отчетливо проявляется в температурном поле поверхности, чем отдельно взятые. В Северном Прибалхашье, например, эффект слоистости в песчано-алевритовой толще силура на тепловых снимках усиливается с увеличением угла падения пласта и интенсивности межпластовой трещиноватости. По этой же причине на тепловых снимках уверенно выделяются линейными аномалиями повышенных температур жильные и дайковые комплексы даже среди сходных по составу вмещающих пород, различаются кинематические типы разрывных нарушений и т. д. [5].

Для геологии наиболее актуальным и, как показывает опыт, рациональным является применение ТАС при прогнозировании и поисках рудных объектов на основе целенаправленного выделения вещественно-структурных рудоносных комплексов. Значение и эффективность использования дистанционных методов в целом при выделении вещественных и структурных критериев регионального и локального контроля оруденения широко известны. Тепловые аэроснимки, исходя из физической сущности метода, открывают дополнительные возможности в познании процесса рудогенеза, который в ряде случаев не совпадает по времени с основными геологическими событиями региона и, несмотря на вещественно-структурные преобразования, не отражается на других видах снимков и геологических картах. Рудоносные комплексы, включающие руды и околорудные измененные породы, характеризуются аномальными теплофизическими свойствами (теплопроводность массивных руд в 5—20 раз пре-

вышает теплопроводность вмещающих пород), что в сочетании с соответствующими структурными особенностями часто приводит к контрастному отражению их в температурном поле поверхности.

Повышенными температурными аномалиями поверхности (более контрастными в ночное время) на фоне вмещающих комплексов (особенно осадочных) отмечаются зоны гидротермально-метасоматической переработки, локального метаморфизма, ороговикования, некоторые формации осадочных (кремнисто-черносланцевая и др.) и вулканогенных пород, жильные и дайковые комплексы, с которыми часто связаны различные рудные формации. Анализ динамики температурного поля на снимках разного времени суток позволяет получить дополнительную качественную информацию о разломах, малых кольцевых комплексах и сопутствующих процессах [5] и конкретизировать их рудоконтролирующее значение.

При прогнозировании и поисках рудных объектов в аридной зоне оптимальными для применения ТАС являются открытые районы с выходом рудовмещающего этажа на дневную поверхность или под маломощные рыхлые образования. Наибольшее поисковое значение в этих условиях приобретают повышенные температурные аномалии поверхности, сохраняющиеся на тепловых аэроснимках любого времени суток. На ночных аэроснимках они часто выглядят более контрастно на фоне общей охлажденной поверхности, а на дневных — нивелируются влиянием различных поверхностных факторов. В благоприятных условиях над рудными объектами, вероятно, суммируются аномалии положительного температурного контраста, обусловленные различными факторами: рефракцией глубинного и поверхностного (при обнаженности тел) тепловых потоков рудными телами и комплексами с высокой теплопроводностью; высокой тепловой инерцией руд (в ночное время) и т. д. Дополнительным признаком перспективности таких аномалий служит отражение («проецирование») в их неоднородностях элементов структур прогнозируемых рудных полей. Необходимо учитывать

также благоприятные признаки оруденения и по другим дешифровочным, а также геолого-геофизическим и геохимическим данным. Наземная проверка выделенных таким образом температурных аномалий в Центральном Казахстане и Средней Азии показывает, что все они характеризуются проявлением оруденения, рудной минерализацией или геохимическими аномалиями и могут быть отнесены к разряду прямых поисковых признаков. Такой вывод согласуется с результатами сходных исследований в районах с другими ландшафтными и климатическими условиями [9].

Кроме того, обводненность, высокая влагонасыщенность пород на поверхности, неглубокое залегание грунтовых вод сами по себе или в сочетании с другими факторами могут приводить в аридной зоне в связи с охлаждающим влиянием испарения и увеличением тепловой инерции пород и другими процессами к понижению температуры поверхности над рудными объектами в определенное время суток или круглосуточно. При этом на тепловых снимках наблюдаются различные геотемпературные поля (иногда резко переменные) и основное значение приобретают косвенные поисковые критерии, отражающие структурные и вещественные факторы контроля оруденения. Аналогичная ситуация, как показывают отдельные примеры, характерна для руд со слабоконтрастными теплофизическими свойствами на фоне вмещающих пород.

Над глубоко расположенными рудными объектами, исходя из натуральных измерений на глубине и теоретических предпосылок, должны наблюдаться аномалии с относительным повышением температурного поля поверхности от периферии к центру. Ряд аномалий подобного типа, в том числе с известными в их пределах рудопроявлениями на поверхности, выделяется в Центральном Казахстане, однако для выяснения их природы и практической значимости необходимо бурение.

Указанные особенности отражения на материалах ТАС характерны для различных типов эндогенного оруденения, как это видно на примере известных и вновь выявленных на их основе рудных объектов. Наиболее ин-

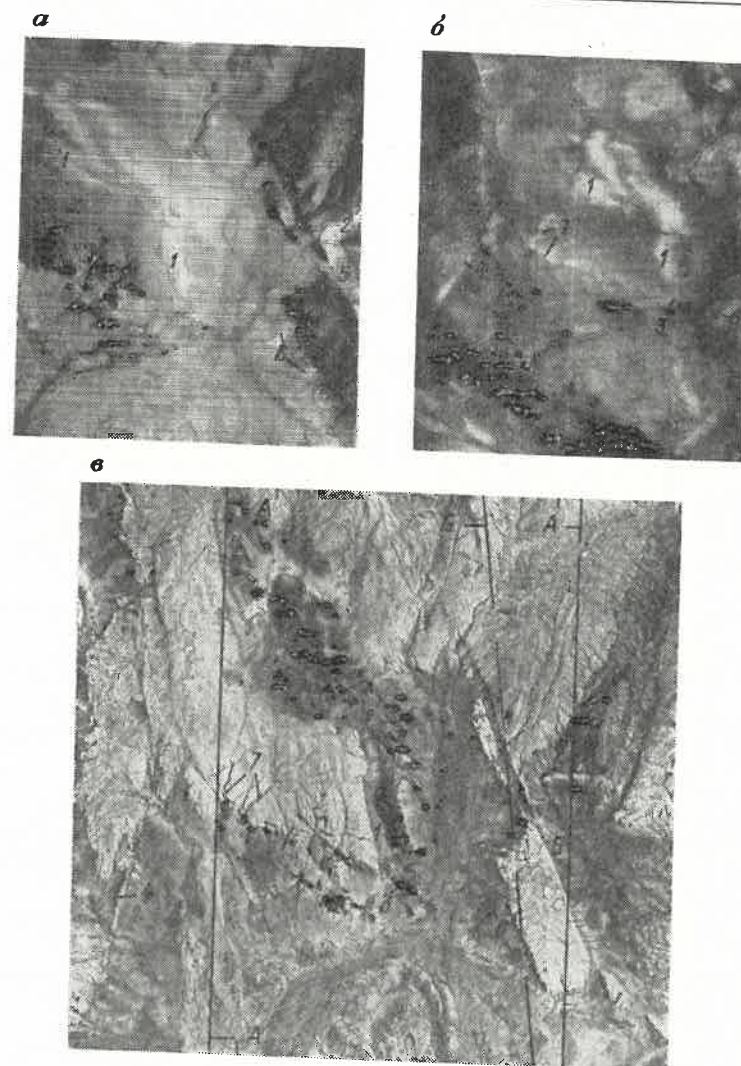


Рис. 1. Тепловые аэроснимки (а — 9 ч 50 мин, б — 22 ч 40 мин, начало июля) и аэрофотоснимок (в) юго-западной части Сарыкумской горст-антиклинали Кызыл-Эспинского антиклинория. Цифры на снимках — температурные аномалии поверхности

формативны при этом тепловые аэроснимки масштаба 1:50 000 и крупнее. В Кызыл-Эспинском антиклинории (Центральный Казахстан) изучались возможности использования ТАС при поисках полиметаллов, железа, редких металлов гидротермального и скарнового типов, а также при выделении перспективной на стратиформное оруденение черносланцевой формации. На рис. 1, 2 показан один из участков антиклинория, расположенный в юго-западной части Сарыкумской горст-антиклинали. Совместный анализ аэрофото- и тепловых снимков позволил выявить дополнительные особенности тектонического строения и лока-

лизации оруденения на участке. Выделены ранне-, поздне- и постскладчатый структурные парагенезисы (см. рис. 2), характеризующиеся определенными сопутствующими процессами. Основная роль в контроле оруденения экзоконтактового скарнового типа принадлежит взбросо-надвигом позднескладчатого парагенезиса, гидротермального — структурам постскладчатого парагенезиса. Унаследованное развитие структур часто приводит к пространственному совмещению различных типов оруденения. Более того, стратиформный характер залегания некоторых полиметаллических и магнетит-гематитовых рудных тел на кон-



Рис. 2. Схема структурного дешифрирования
1 — структурные парагенезисы (а — раннескладчатый, б — позднекладчатый, в — посткладчатый); 2 — разрывные нарушения (а — сбросы, б — сдвиги, в — взбросо-надвиги, г — неклассифицированные); 3 — локальные кольцевые структуры (а — связанные с гранитами, б — трещинно-сколовые с окварцеванием в центре); 4 — среднепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения в обрамлении горст-антиклиналей; 5 — граница участков сплошного развития четвертичных отложений; 6 — черносланцевая ордовикская формация; 7 — зоны скарирования, окварцевания, ожелезнения с проявлениями полиметаллов, железа, меди и молибдена

также карбонатной и графитизированной сланцевой толщ указывает на возможное их осадочное или осадочно-гидротермальное первичное происхождение с последующим преобразованием.

На тепловых аэроснимках участка наиболее контрастно повышенными аномалиями выделяется черносланцевая формация (см. рис. 1, аномалии 1, 2), испытавшая метаморфизм и гидротермально-метасоматические изменения. Черносланцевая формация характеризуется первичными геохимическими ореолами с высоким содержанием Pb, Zn, Cu, Mo, V, Ba и других элементов. Перспективность ее в отношении поисков стратиформных залежей полиметаллов подтверждается обнаружением в пределах аномалии 2 (см. рис. 1, а) рудных тел в виде железной шляпы и минерализации в горизонтах измененных пород. Известные рудопроявления полиметаллов скарнового типа Жамантас (см. рис. 1, б аномалия 3) и Кимтас 1 локализируются по

периферии подобных температурных аномалий. Непосредственно зоны оруденелых скарнов повышением температурного поля выделяются лишь при крутом падении (см. рис. 1, б, аномалия 4); при пологом залегании их слабое повышение температуры поверхности иногда наблюдается в ночное время (см. рис. 1, б, аномалия 3).

Гидротермально измененные породы на данном участке в основном приурочены к крутопадающим разломам и выделяются среди различных вмещающих пород. При отсутствии помех они фиксируются круглосуточно как более нагретые (см. рис. 1, б, аномалии 5, 6); влияние увлажненности, рельефа и других факторов иногда приводит к тому, что повышением температуры они отмечаются лишь после захода солнца (см. рис. 1, б, аномалия 7); к данной аномалии приурочено также известное гидротермальное медно-молибденовое рудопроявление. Минерализованные гидротермальные породы на поверхности характерны и для весьма контрастной температурной аномалии (см. рис. 1, а, б, аномалия 6), зафиксированной на периферии локальной кольцевой структуры трещинно-сколового типа [5]. Центральная часть структуры с выявленным в ее пределах медно-молибденовым (с полиметаллами) гидротермальным оруденением, наложенным местами на скарновое, на тепловых снимках контрастно не отражается и лучше дешифрируется на аэрофото-снимках.

Анализ материалов ТАС по другому району Центрального Казахстана — Акжал-Аксоранской зоне смятия — показал принципиальную их применимость и при прогнозировании региональных структурно-металлогенических зон. На тепловых аэроснимках к западу от Акжала выделяется светлая полоса со слабоконтрастными субширотными контурами шириной 1,5—7 км, которая соответствует зоне наиболее интенсивных деформаций и контролирует размещение большинства известных свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений гидротермального типа. В пределах полосы как более теплая фиксируется зона пограничного взброса-сдвига с повсе-

местной гидротермальной проработкой, к которой приурочена выявленная Ф. Л. Думлером непрерывная цепь комплексных геохимических аномалий, отличающихся наиболее полным набором элементов и максимальной их концентрацией. Тепловые аэроснимки данного района несут дополнительную информацию и в плане детализации поисков, позволяя выделить некоторые рудо локализирующие мелкие кольцевые структуры и разрывные нарушения, плохо дешифрирующиеся на аэрофотоснимках и радарных снимках.

При прогнозировании и поисках стратиформного оруденения, связанного с рудоносной черносланцевой формацией, успешно использовались также тепловые аэроснимки западной части Зарафшано-Туркестанской структурно-формационной зоны. На ночных аэроснимках одного из участков в северо-западных отрогах Северо-Нура-тинских гор выделяются две полосы повышенного температурного поля северо-западной ориентировки шириной до 0,3 км, соответствующие зонам взбросов в породах углеродистой вулканогенно-карбонатно-кремнисто-сланцевой формации нижнего палеозоя. При полевой проверке в их пределах выявлено оруденение, по-видимому, первоначального осадочно-гидротермального генезиса, по классификации В. И. Смирнова, с последующим преобразованием в процессе метаморфизма и тектогенеза. Оруденелые породы на поверхности представлены железной шляпой, фтанитами и измененными известняками с рудной «пылью»; пластовые тела прослежены по простиранию более 2 км при максимальной мощности до 12 км. Непосредственно выходам оруденелых пород (железным шляпам, фтанитам) соответствуют наиболее интенсивные локальные температурные аномалии. Локальные повышения поля наблюдаются также за пределами указанных зон в поперечной к ним полосе шириной до 1 км, где отмечается сходное и иное оруденение.

Возможности применения ТАС при прогнозировании и поисках рудной минерализации, связанной с зонами окварцевания, пиритизации, ожелезнения и кварцевыми жильными комп-

лексами, изучались на примере западных районов Южного Тянь-Шаня и Северного Прибалхашья. В обоих районах в региональном контроле оруденения важное значение имеют зоны смятия взбросо-надвигового, реже взбросо-сдвигового типа северо-западной ориентировки. На тепловых аэроснимках эти зоны, и особенно участки окварцевания, выделяются повышением температурного поля поверхности, интенсивность которого в течение суток может резко меняться за счет как внешних факторов, так и особенностей геологического строения.

В пределах зон минерализация локализуется в узлах пересечения разломов, непосредственно в надвигах, крутопадающих жильных комплексах, брахиформных складках и кольцевых структурах, связанных с малыми интрузиями пестрого состава. Последние имеют весьма важное поисковое значение и даже будучи не вскрытыми отражаются в конфигурации неоднородностей геотемпературного поля повышенными значениями (особенно на ночных аэроснимках), которые, вероятно, связаны с суммированием аномалий положительного контраста: рефракции теплового потока вещественно-структурными неоднородностями и экзотермических процессов. Такой подход к анализу тепловых аэроснимков позволил выявить ряд новых объектов рудной минерализации, заслуживающих дальнейшего изучения.

Аналогично анализировались аэроснимки при поисках слабоконтрастных по теплофизическим свойствам объектов с медно-молибденовым оруденением в Борлинском рудном районе Центрального Казахстана. Оруденение контролируют малые гранитоидные интрузии дополнительной фазы среднекаменноугольного возраста, приуроченные к узлам пересечения разломов и сопровождающиеся кислым метасоматозом. Рудоносные комплексы часто отмечаются на глубине среди крупных массивов гранитоидов основной фазы в приконтактных зонах роговиков и метасоматитов, имеющих сходные с оруденелыми породами теплофизические константы. Несмотря на это, на тепловых аэроснимках (информативнее вечерние и ночные) удается выделить элементы ло-

кальных изометричных структур, которые практически не дешифрируются на аэрофотоснимках. Важный поисковый признак — отражение в неоднородностях температурного поля вещественно-структурной зональности рудоносных комплексов при неглубоком их залегании (повышенными значениями отмечаются метасоматиты и минерализованные породы). В результате проверки выделенных таким образом двух объектов в их пределах установлены геохимические аномалии с комплексом элементов, близким к известным медно-молибденовым месторождениям.

Проведенные исследования позволяют сделать некоторые общие выводы и оценить возможности применения ТАС при прогнозировании и поисках рудных месторождений в аридной зоне в условиях, когда рудоносный этаж выходит на дневную поверхность или скрыт маломощными рыхлыми образованиями.

Рудные объекты и рудоносные вещественно-структурные комплексы на тепловых аэроснимках проявляются в виде тоновых неоднородностей геотемпературного поля определенного типа в зависимости от степени контрастности их теплофизических свойств по сравнению с вмещающими породами, геологических и гидрогеологических условий и внешних факторов. Совместный анализ тепловых аэроснимков различного времени суток и аэрофотоснимков с учетом геолого-геофизических и геохимических данных в благоприятных условиях позволяет выделить полезный сигнал непосредственно от рудного объекта или от вещественно-структурных рудоконтролирующих факторов. Обоснованность такого методического подхода и достоверность сделанного на его основе прогноза подтверждаются результатами полевой маршрутной проверки, позволившей в пределах территории, покрытой геологической съемкой масштаба 1:50 000, выявить новые рудные объекты, зоны минерализации,

геохимические аномалии; некоторые из них признаны перспективными.

Рассмотрены примеры применения метода при поисках полиметаллов, редких и других металлов гидротермального и скарнового типа, а также стратиформного оруденения, связанного с черносланцевой рудоносной формацией, т. е. использование тепловой аэросъемки эффективно при прогнозировании и поисках рудных месторождений различного происхождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геотермические* поиски полезных ископаемых/В. И. Лялько, М. М. Митник, Л. Д. Вульфсон и др. Киев, Наукова думка, 1979.
2. *Корытникова Н. Н.* О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур. — Изв. АН СССР, 1943, № 2, с. 116—133.
3. *Лактионов М. О., Тархов А. Г.* Геотермические исследования на рудных месторождениях. — Сов. геология, 1970, № 3, с. 121—123.
4. *Любимова Е. А., Любошиц В. М., Парфенюк О. И.* Численные модели тепловых полей Земли. М., Наука, 1983.
5. *Петров А. И., Шилин Б. В.* Тепловая аэросъемка при изучении геологических структур в аридной зоне. — Сов. геология, 1981, № 12, с. 107—116.
6. *Хуторской М. Д.* Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей. М., Наука, 1982.
7. *Чекалюк Э. Б., Федорцов И. М., Осадчий В. Г.* Полевая геотермическая съемка. Киев, Наукова думка, 1974.
8. *Шилин Б. В.* Тепловая аэросъемка при изучении природных ресурсов. Л., Гидрометеониздат, 1980.
9. *Marinko O.* Primejna infracrvenih aeroshimka za kartiranje rudonosnih pojava i njihovih struktura. — Geol. vjesnik, 1971, 25, S. 313—320.
10. *Oelsner Ch.* Geophysikalische Methoden zum Nachweis tektonischer Störungen. — Z. geol. Wiss., 1978, 6, N 3, S. 363—372.
11. *Olmsted E. H.* Use of temperature surveys at a depth of 1 meter in geothermal exploration in Nevada. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1977, N 1044B, IV.
12. *Poley I. Ph., Van Steveninck I.* Thermal near-surface expression of shallow geological features. — Geophys. Prospect., 1971, 19, N 4, p. 695—697.

80-летие Александра Васильевича Хабакова

Исполнилось 80 лет со дня рождения и 60 лет научной, производственной и педагогической деятельности доктора геолого-минералогических наук Александра Васильевича Хабакова — видного литолога, крупного регионального геолога и стратиграфа, историка науки и планетолога.

А. В. Хабаков родился 10 августа 1904 г. в г. Кириллове Вологодской области. В 1925 г. он окончил геолого-географический факультет Ленинградского государственного университета, но еще в 1924 г. вышла в свет его первая научная работа. Без защиты диссертаций А. В. Хабакову были присуждены ученые степени: в 1940 г. кандидата, а в 1964 г. доктора геолого-минералогических наук.

С начала Великой Отечественной войны А. В. Хабаков занимался разведкой марганцевых месторождений в Башкирии, изучением крупных горнопромышленных объектов. С 1942 г. работал в аппарате Комитета по делам геологии при СНК СССР, участвовал в обследовании месторождений железных и марганцевых руд в Башкирии и Казахстане; одновременно заведовал кафедрой общей геологии Института цветных металлов и золота им. М. И. Калинина. С 1945 г. он сотрудник ВСЕГЕИ и доцент ЛГУ, где по 1949 г. читал курс лекций по палеогеографии. С 1954 по 1958 г. — заведующий созданным им отдела литологии и фашиального анализа ВСЕГЕИ.

Научная деятельность Александра Васильевича отличается разносторонностью и многогранностью: литология и палеогеография, региональная геология и геологическая картография, палеонтология и стратиграфия, космическая геология и история науки. Необходимо отметить, что во многих из перечисленных областей геологических наук его труды являются основополагающими и получили дальнейшее развитие в исследованиях его последователей и учеников.

Работы А. В. Хабакова по палеогеографии грубообломочных толщ, и особенно его программная статья «Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности», во многом способствовали широкому распространению палеогеографических исследований в СССР. Он один из инициаторов уникального труда — «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР». Значительный вклад внесли исследования Александра Васильевича в региональную геологию различных районов Советского Союза, и прежде всего в изучение Уральской складчатой области. Он является пионером изучения радиолярий в нашей стране, одним из первых разработчиков метода определения палеотемператур образования карбонатных пород.

А. В. Хабаков обратился к истории отечественной геологии еще тогда, когда ею практически не занимались. Его «Очерки по истории геологоразведочных знаний в России» и ряд



статей о творчестве М. В. Ломоносова раскрыли многие неизвестные страницы деятельности русских ученых.

Особое место в научном творчестве А. В. Хабакова принадлежит работам по селенологии. Он один из первых отечественных геологов, сделавших блестящую попытку установить основные этапы развития поверхности Луны с помощью геологических методов. Его монография «Об основных вопросах истории развития поверхности Луны» (1949 г.) приобрела широкую известность и вошла в фонд трудов по геологии спутника Земли.

А. В. Хабаков участвовал в 17-й сессии Международного геологического конгресса, проходившего в 1937 г. в Москве.

Для всей научной деятельности Александра Васильевича характерна тесная взаимосвязь теоретических, практических и методических исследований, сочетание детальнейших, часто экспериментальных работ с широкими фундаментальными обобщениями. Ему принадлежит более 150 научных трудов, которые отличаются блестящим изложением, с интересом читаются, содержат оригинальные мысли и завершаются постановкой актуальных задач.

За многолетнюю плодотворную работу А. В. Хабаков награжден орденами Ленина и Трудового Красного Знамени и медалями СССР.

Поздравляя Александра Васильевича со славным юбилеем, желаем ему доброго здоровья.

Б. М. Зубарев, В. М. Волков, В. Ф. Rogov, Р. А. Сумбатов, В. А. Ярмолюк, Н. Ф. Карпов, А. И. Кривцов, В. А. Перваго, В. В. Семенович, А. И. Жамойда



УДК 556.38(049.32)

И. Г. КИССИН (Ин-т физики Земли АН СССР)

Актуальные проблемы использования и охраны подземных вод*

Более полувека тому назад А. П. Карпинский назвал подземные воды самым ценным полезным ископаемым. С тех пор потребление воды на земном шаре резко увеличилось, многократно возросла опасность загрязнения и истощения водных ресурсов, а доля подземных вод в общем балансе водопотребления значительно повысилась.

Подземные воды не только самое ценное, но и единственное возобновляемое полезное ископаемое. Принято считать, что они гораздо лучше защищены от загрязнения, чем воды поверхностные. Однако загрязненные источники подземных вод очень трудно поддаются очистке. Эта особенность делает их одним из наиболее уязвимых элементов природной среды.

Рецензируемая книга охватывает широкий круг вопросов прикладной гидрогеологии: использование подземных вод для водоснабжения, орошения, в лечебных целях, в качестве химического сырья и источника энергии; условия загрязнения подземных вод и мероприятия по их защите; борьба с истощением ресурсов и перспективы управления режимом.

Основная часть добываемых подземных вод направляется на хозяйственно-питьевые нужды. Централизованное водоснабжение в нашей стране по состоянию на 1970 г. на 60 % базировалось на подземных водах. В книге приведены данные об обеспеченности эксплуатационными ресурсами подземных вод по всем союзным республикам. Отмечается неравномерное распределение этих ресурсов в разных регионах страны. Дефицит пресных подземных вод во многих аридных и полуаридных областях может быть восполнен за счет подземных вод повышенной минерализации.

Большой интерес представляют данные о применении подземных вод для водоснабжения в нашей стране и за рубежом. Вообще в книге широко привлечены зарубежные материалы, и в этом ее несомненное достоинство.

Подземные воды могут служить важным источником орошения засушливых земель. Авторы приводят сведения по ряду зарубежных стран, где для орошения используется значительная доля добываемых подземных вод (в США около 66 %); ими обеспечивается полив огромных площадей. Отмечается, что в Советском Союзе лишь 2,5 % обрабатываемых земель поливается подземными водами, имеются большие возможности расширить их использование в этих целях. Могут применяться и воды с повышенной минерализацией, что также позволяет значительно увеличить площади орошаемых земель.

* О книге «Использование и охрана подземных вод». Под ред. Н. А. Маринова, Е. В. Пинекера. Новосибирск, Наука, 1983.

Обширный раздел книги посвящен лечебному использованию подземных вод. Здесь приведены критерии оценки лечебных минеральных вод. Распространение разных типов минеральных вод в большей степени, чем других категорий подземных вод, контролируется геологическими структурами. В книге рассмотрены основные бальнеологические группы минеральных вод и закономерности их распространения, однако недостаточно отражена приуроченность основных провинций минеральных вод (углекислых, азотных и др.) к геологическим структурам. Следовало бы остановиться более детально и на перспективах использования гидроминеральных ресурсов в азиатской части нашей страны, где многие ценные месторождения минеральных вод пока осваиваются медленно.

Если для водоснабжения и в лечебных целях подземные воды используются много веков, то в качестве химического сырья и источника тепловой энергии в широких масштабах они применяются сравнительно недавно. Бесспорно, эти направления практической гидрогеологии в ближайшее время будут развиваться особенно интенсивно.

В монографии изложены основные требования, предъявляемые к промышленным водам, особенности их распространения, приведены примеры использования этих вод. Подземные воды служат основным источником для добычи некоторых элементов (йода, брома), в них содержится значительная доля мировых запасов лития, рубидия, цезия.

По мере истощения традиционных видов топливно-энергетического сырья все больше будет возрастать роль гидрогеотермальных ресурсов. В книге описаны региональные особенности их распространения на территории СССР, приведены примеры использования подземного тепла в нашей стране и за рубежом. В зависимости от потенциала подземного тепла обсуждаются условия и возможности его применения для выработки электроэнергии, для бытовых нужд и в сельском хозяйстве.

Гидрогеотермальные ресурсы используются пока в небольших масштабах, но надо полагать последние будут быстро расти, в связи с чем должны быть своевременно выработаны мероприятия по охране этих ресурсов. Использование гидрогеотермальных ресурсов приводит к значительно меньшему ущербу для окружающей среды, чем применение других источников энергетического сырья. Однако могут возникнуть серьезные затруднения, в частности при эксплуатации минерализованных термальных вод, связанные со сбросом отработанных вод, нередко содержащих токсичные компоненты. К сожалению, вопрос этот не освещен в книге.

Обстоятельно рассмотрен комплекс проблем, связанных с загрязнением и охраной подземных вод. Указаны особенности различных видов загрязнения (химического, биологического и др.), охарактеризованы условия локального и регионального загрязнений. Разнообразие путей и процессов загрязнения подземных вод иллюстрируется многочисленными примерами из отечественной и зарубежной практики. Настораживает тот факт, что в некоторых районах загрязнение имеет региональный характер, и это может представлять серьезную угрозу для эксплуатационных ресурсов.

Механизм загрязнения подземных вод, конечно, не мог быть детально рассмотрен в рамках книги. Представляется, что авторы нашли правильный подход, ограничившись характеристикой основных процессов миграции загрязнений. Однако приведены лишь очень краткие сведения о методах изучения загрязнения подземных вод, а вопрос этот весьма важен, и были бы полезны конкретные рекомендации не только путей контроля уже совершившегося загрязнения, но и методов и систем профилактических наблюдений, может быть, в рамках действующей сети по изучению режима подземных вод.

Защита подземных вод от загрязнения и истощения, как справедливо отмечено в книге, является одним из основных направлений охраны окружающей среды, что связано не только с особой ценностью подземных вод для водоснабжения, но и с тем влиянием, которое они оказывают на различные элементы окружающей среды. Оседание земной поверхности на обширных площадях, гибель лесов, подтопление территории — это лишь отдельные примеры негативных последствий нарушения режима подземных вод.

В монографии отражены основные проблемы охраны подземных вод: природная защищенность их от загрязнения, создание зон санитарной охраны водозаборов, мероприятия по защите от загрязнения и истощения. Рассмотрены методы искусственного восполнения подземных вод, которое пока не получило широ-

кого распространения в нашей стране, но, несомненно, будет развиваться по мере возрастания потребностей в воде.

Охрана подземных вод имеет свои особенности в различных природных условиях, поэтому вполне понятен тот акцент, который сделали авторы на сложных условиях аридных зон и криолитозоны.

Заключительный раздел книги посвящен управлению режимом подземной гидросферы. Это новая проблема, но ее актуальность столь велика, что, на наш взгляд, не следовало ограничиваться схематичным ее рассмотрением, а дать более детальный анализ некоторых аспектов на современном уровне развития гидрогеологии и учения об охране природной среды.

Создана нужная и полезная книга. Удачно изложен большой комплекс вопросов практической гидрогеологии на основе теоретических предпосылок, рассмотренных в предшествующих томах издания «Основы гидрогеологии», заключительной частью которого является эта монография.

Несколько слов о шеститомнике «Основы гидрогеологии» в целом. В нашей стране уже имеется опыт крупных монографических обобщений по гидрогеологии. Вспомним хотя бы многотомное издание «Гидрогеология СССР», выпущенное в 70-х годах большим коллективом авторов под руководством ВСЕГИНГЕО. Для «Основ гидрогеологии» не характерна региональная направленность; в монографии гидрогеология рассматривается как комплексная наука, исследуются ее связи с геологией, петрографией, геохимией, геофизикой. Авторы не ограничиваются изложением основ учения о подземных водах, они анализируют многие вопросы с привлечением самых современных данных. Прослеживается тесная связь теоретических основ с практическими задачами и методами изучения подземных вод в различных целях. Нет сомнения, что монография будет с интересом воспринята не только гидрогеологами, но и специалистами других направлений геологической науки.

УДК 553.98(049.32)

А. А. БАКИРОВ, В. Ф. РААБЕН (ВНИИЗарубежгеология)

Весомый вклад в нефтегазовую геологическую науку*

Исследования узбекской школы геологов-нефтяников давно привлекают пристальное внимание ученых оригинальностью методических подходов к изучению различных компонентов органического вещества, новизной получаемых результатов, практической целенаправленностью теоретических разработок, высокой эффективностью их использования в процессе поисков и разведки месторождений нефти и газа в Узбекистане и сопредельных территориях.

* А. М. Акрамходжаев. Нефть и газ — продукты преобразования органического вещества. М., Недра, 1982.

К сожалению, следить за этими работами приходится по многочисленным небольшим публикациям, разбросанным в разных изданиях, что затрудняет их восприятие. В монографии А. М. Акрамходжаева сконцентрированы главные результаты исследований. Автор последовательно описывает стадии накопления и преобразования ОВ, начиная с момента его попадания в осадок и кончая условиями высоких температур и давлений при глубоком погружении.

Изучение ископаемых пород с уже преобразованным ОВ недостаточно для правильного и полного понимания происхождения нефти и природного газа, поэтому в книге дается сна-

чала анализ особенностей накопления и преобразования ОБ в современных осадках. Убедительно доказано появление в осадке уже на ранней стадии седиментогенеза углеводородов, сходных с нефтью.

Дальнейшая эволюция органического вещества идет параллельно с превращением осадка в горную породу, что подчеркивает тесную связь процессов преобразования неорганического и органического материала и генетическое единство природных УВ с некоторыми типами ОБ и вмещающих его пород. Для доказательства этого важнейшего положения автор детально рассматривает качественную и количественную характеристику органического вещества, накапливающегося в разнофациальных условиях нефтегазоматеринских и нефтегазопроизводивших пород и устанавливает по комплексу показателей основные стадии литогенеза. Приводятся также интересные новые методические разработки, повышающие, например, достоверность определения типа исходного ОБ и степени его преобразованности по данным элементного анализа. Важно, что рассматриваются все точки зрения по тому или иному вопросу, разбираются и критические замечания.

Ранее А. М. Акрамходжаевым была высказана мысль о теоретической возможности нахождения автохтонных УВ в самом ОБ, в дальнейшем она блестяще подтвердилась экспериментально. Создание и совершенствование лабораторной базы для выделения и изучения углеводородов в составе нерастворимого органического вещества, определение их природы, выявление закономерностей изменения содержания УВ в зависимости от типа и степени геохимической преобразованности ОБ, научное и практическое значение полученных результатов — все это отражено в монографии.

В считавшемся нерастворимым ОБ установлены нефтегазовые углеводороды, количество которых закономерно уменьшается при погружении вмещающих пород на глубины 1000—1500 м, доказан унаследованный характер УВ

от диагенетически и раннекатагенетически преобразованного органического материала. А. М. Акрамходжаев совместно с Ш. Х. Амирхановым и А. В. Кириным выявили ранее неизвестное свойство органического вещества осадочных пород сохранять и накапливать в малых порях преимущественно в сорбированном состоянии жидкие и газообразные углеводороды — продукты собственного преобразования в диагенезе и раннем катагенезе.

Наличие автохтонных углеводородов, сорбированных в самом ОБ, предполагалось многими, но никто не мог этого ранее доказать, что долгое время служило одним из «козырей» для противников органической теории происхождения нефти и газа.

В монографии наглядно показано, как полученные экспериментальные данные, выявленные закономерности способствуют уточнению и конкретизации вертикальной зональности и сопутствующих процессов генерации и эмиграции нефти и газа. Разработан оригинальный вариант объемно-генетического метода оценки потенциальных ресурсов углеводородов, существенно расширяющий перспективы нефтегазоносности изучаемых территорий.

Книга невелика по объему, поэтому главное внимание, и это естественно, автор уделил своим разработкам, результаты исследований других ученых далеко не всегда достаточно освещены. Следовало бы глубже рассмотреть такие принципиальные вопросы в оценке потенциальных ресурсов нефти и газа, как обособленность коэффициента аккумуляции, количественная характеристика потерь УВ при их миграции и др. Определение параметров диффузии, сорбции и т. д. на основе конкретных данных и уточнение коэффициентов аккумуляции углеводородов существенно повысили бы надежность прогнозных оценок.

Каждый специалист, работающий в области геологии нефти и газа, найдет в монографии много полезного. Этот оригинальный труд, несомненно, представляет большую научную и практическую ценность.

Contents

Tasks of organizations and enterprises of the Ministry of geology of the USSR aimed at fulfilling the decisions of the October (1984) Plenum of the Central Committee of the CPSU 3

XXVII SESSION OF THE INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

Ovchinnikov L. N.
Geodynamic aspects of the ore formation 7

METALS AND NON-METALS

Berlyand N. G., Lutschina N. V.
A crust-and-structural criterion of chromite presence in the Urals 18

Konstantinov M. M., Sidorov A. S.
Silver ore-bearing formations in the volcanic regions 27

ENERGY RESOURCES

Fortunatova N. K.
Genetic types and sedimentation models of the carbonate deposits 32

Khitrov N. I., Dokukin A. V., Petrov A. E., Voytov G. I., Karagodin L. N., Tyminskiy V. G., Cherepovskiy V. F.
Possible indicators of the blusts in the coal seams 45

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

Minaeva M. A.
A key sequence of the Kyndynskaya series, Cambrian, in the West Anabar region 54

Beznosov N. V., Kutuzova V. V.
Stratigraphy of Upper Jurassic sediments in the South West Turkmenia 64

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Druzhinin V. S., Kashubin S. N., Valchak V. I., Kashubina T. V., Rybalka A. V.
Depth structure of the Urals along the longitudinal deep seismic sounding profile running from Nizhnyaya Tura to Orsk 74

Voytovich V. S., Donets A. I.
The South Fergana transitional tectonic zone and its metallogeny 86

Gramberg I. S., Shkola I. V., Bro E. G., Shekhodanov V. A., Armishev A. M.
Key boreholes drilled on the islands of the Barents Sea and the Kara Sea 95

GEOCHEMISTRY

Kazhdan A. B., Ezhov A. I.
A systematic analysis of the geochemical zonation to assess probable ore resources 98

Afanasev G. V.
Middle Precambrian ore-geochemical provinces and their derivative transformations 107

GEOPHYSICS

Petrov A. I.
Possibilities of carrying out a thermal airborne survey in searching ore mineralization in the arid zone 118

80 years of Alexandr Vasilevich Khabakov 125

BOOK REVIEWS

Kissin I. G.
Present problems of the utilization and protection of groundwater 126

Bakirov A. A., Raaben V. F.
Essential contribution to the oil and gas science 127

Цена 1р.60к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1985, №1, 1-128