

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

КОЛЬСКАЯ СВЕРХГЛУБОКАЯ

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ
С ПОМОЩЬЮ БУРЕНИЯ
КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ



МОСКВА «НЕДРА» 1984

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н. И. Андрианов, чл.-кор. АН СССР В. В. Белоусов (зам. главного редактора), канд. техн. наук М. И. Ворожбитов, чл.-кор. АН СССР Г. И. Горбунов, канд. техн. наук Д. М. Губерман, канд. геол.-минер. наук В. Ю. Зайченко, д-р геол.-минер. наук, проф. В. И. Казанский, д-р физ.-мат. наук, проф. Е. В. Карус (зам. главного редактора), чл.-кор. АН СССР Н. П. Лаверов, В. С. Ланев, канд. геол.-минер. наук В. Б. Мазур, д-р геол.-минер. наук Э. Б. Наливкина, чл.-кор. АН СССР Л. Н. Овчинников, Р. А. Сумбатов (зам. главного редактора)

УДК 622.241(470.22)

Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины.— М: Недра, 1984.— 490 с. (Министерство геологии СССР).

Работа посвящена одной из важнейших проблем современных наук о Земле — изучению строения и состава глубинных зон земной коры. Впервые в мире по материалам бурения Кольской сверхглубокой скважины и комплексного геолого-геохимического исследования керна и околоскважинного пространства описан вертикальный разрез докембрийской континентальной коры Балтийского щита до глубины 11 600 м. Охарактеризованы процессы, которые в ней происходили, в том числе процессы рудообразования. Приведены результаты обобщения геофизического изучения разреза Кольской сверхглубокой скважины, изложены сведения о методах и аппаратуре. Сопоставлены данные о физических свойствах, определенных по керну, с результатами геофизических исследований на поверхности Земли и в скважине. Построены петрофизические модели разреза, послужившие основой для выяснения природы геофизических границ глубокого залегания.

Изложены научно-методические основы проектирования технологических процессов и технических средств бурения, описано наземное буровое оборудование и объекты обустройства. Дана комплексная интерпретация технико-экономических результатов бурения. Проанализированы основные тенденции изменения процесса бурения с ростом глубины, сформулированы направления развития научно-исследовательских работ и пути совершенствования технико-технологических средств для бурения скважин на еще большие глубины.

Рассчитана на широкий круг специалистов геологоразведочных и буровых организаций, а также сотрудников научно-исследовательских учреждений геологического и геофизического профиля.

Табл. 82, ил. 190, список лит.— 166 назв.

Выпущено по заказу Министерства геологии СССР

Коммунистическая партия Советского Союза и Советское правительство на всех этапах развития государства придавали особое значение укреплению минерально-сырьевой базы страны, совершенствованию методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Так, в Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1981—1985 годы и на период до 1990 года, утвержденных XXVI съездом КПСС, особо подчеркнута важность ускоренного развития работ по геологическому изучению территории страны. Естественно, что это в значительной степени определяется фундаментальным познанием закономерностей размещения полезных ископаемых в связи с глубинным строением земной коры, новыми научными идеями и практической их реализацией.

Настоящая книга посвящена одной из важных проблем современных наук о Земле — комплексному изучению глубинного строения земных недр. Проходка Кольской сверхглубокой скважины ознаменовала начало нового этапа исследований докембрийской континентальной коры. Скважина заложена в северо-восточной части Балтийского щита в области сочленения рудоносных докембрийских структур, типичных для фундаментов древних платформ. К настоящему времени скважина пройдена до глубины 12 000 м. Она полностью пересекала образования протерозойского комплекса и значительную часть архейского. Бурение скважины продолжается. В работе в кратком виде изложены главные результаты исследований до глубины 11 600 м в трех разделах: геология, геофизика и бурение.

Книгу открывает общий обзор истории, современного состояния и направления дальнейших исследований по проблеме «Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение». В первом разделе рассмотрены геология района заложения Кольской сверхглубокой скважины, на основании детальных комплексных исследований керна и околоскважинного пространства описан ее геологический разрез. Затем последовательно охарактеризованы новые данные о петрографии и геохимии докембрийских комплексов, зональности и условиях метаморфизма, вертикальной рудной зональности, тектонических нарушениях, газах, органическом веществе и подземных водах, и наконец, об эволюции континентальной земной коры приблизительно за 3 млрд. лет.

Второй раздел посвящен комплексным геофизическим исследованиям Кольской скважины: исследованию вертикальной зональности физических свойств по разрезу, природе геофизических границ; контролю технического состояния ствола скважины и ее конструктивных элементов и созданию технических средств исследования разреза горных пород.

В третьем разделе приведены сведения о строительстве Кольской скважины до глубины 11 600 м. Изложены научно-методические основы проектирования технологических процессов и технических средств бурения, описано наземное буровое оборудование и объекты обустройства, представлены сведения о технических средствах бурения. Даны статистические материалы, характеризующие условия бурения скважины, и комплексная интерпретация технико-экономических результатов бурения. Проанализированы основные тенденции и изменения процесса бурения с ростом глубины и обоснованы направления развития научно-исследовательских работ и пути совершенствования технических средств для дальнейшего углубления уникальной скважины.

Работа рассчитана на специалистов широкого профиля, занимающихся решением научных и практических задач в области изучения земных недр.

В современном мире значение минерально-сырьевых ресурсов постоянно возрастает. Все больше требуется нефти и газа, атомного сырья как источника энергии; увеличивается использование алюминия и титана, легирующих металлов, особенно молибдена, а также марганца, хрома и никеля [52]. Курс на интенсификацию сельского хозяйства обуславливает рост потребления фосфорных и калийных минеральных удобрений. Новые отрасли промышленности, такие как радиоэлектроника, космическая техника и др., не могут успешно развиваться без использования редких металлов. Экономический потенциал государств все в большей степени зависит от минеральных ресурсов. Это обусловило увеличение роста добычи и потребления минерально-сырьевых ресурсов во второй половине XX в. во всем мире.

Расчеты, выполненные советскими и зарубежными специалистами, в том числе экспертами ООН, Комиссией по экономии энергии и энергоресурсов Мировой энергетической конференции (МИРЭК), показывают, что рост потребления полезных ископаемых в последние десятилетия текущего века будет продолжаться.

В поисках новых источников минерального сырья человечество начало осваивать шельфы морей и дно Мирового океана. Возрастают глубины разведки и разработки месторождений на континентах (рис. 1.1). Разведка и эксплуатация месторождений нефти и газа осуществляются на глубинах 5—6 км. Глубже становятся и шахты. На одном из месторождений золота руды добываются с глубины более 3 км. Даже добыча железных руд, например, в Кривом Роге, производится на глубинах около 1 км, а оценка возможных запасов уже ведется до глубин 2,5 км. Подавляющее количество выявленных за последние годы новых ресурсов минерального сырья связано с месторождениями, не выходящими на поверхность.

В соответствии с этим изучение глубинного строения земной коры приобретает все большую актуальность. Неизведанные глубины Земли несомненно таят в себе не только разгадку происхождения и развития земной коры, закономерностей образования месторождений полезных ископаемых, но и неведомые еще природные богатства. Идея глубинного изучения земной коры давно волнует человечество, однако она стала технически возможной только в последние десятилетия.

В изучении глубинного строения территории СССР можно выделить три этапа. Первый охватывает 60-е годы текущего столетия, когда формулировались задачи, осуществлялась научная подготовка, создавались отечественные технические средства для сверхглубокого бурения и геолого-геофизических исследований в скважинах на глубинах до 10—15 км. Второй этап приходится на 70-е годы, в течение которых проводилось экспериментальное бурение Кольской и Саатлинской сверхглубоких скважин и исследования отдельных регионов с использованием глубинных геофизических методов. Третий этап, начавшийся в 1981 г., знаменуется переходом к планомерному комплексному изучению земной коры и верхней мантии на всей территории страны.

Идея организации в СССР глубинного изучения земных недр получила возможность реализации в начале 60-х годов, когда развитие техники бурения позволило рассчитывать, что в ближайшие годы окажется возможным проектировать и осуществлять бурение скважин глубиной до 15 км.

К этому времени в СССР и США уже имелось несколько скважин глубиной 7—9 км, которые были пробурены с целью поисков нефти

и горючего газа. Они закладывались в осадочных бассейнах и, как правило, вскрывали те же осадочные слои, что выходят на поверхность на бортах бассейна. В связи с этим такие скважины были мало эффективны для понимания строения и состава глубоких областей коры.

На специальных совещаниях, а также в выступлениях в печати советские специалисты обсуждали задачи, которые могли быть постав-

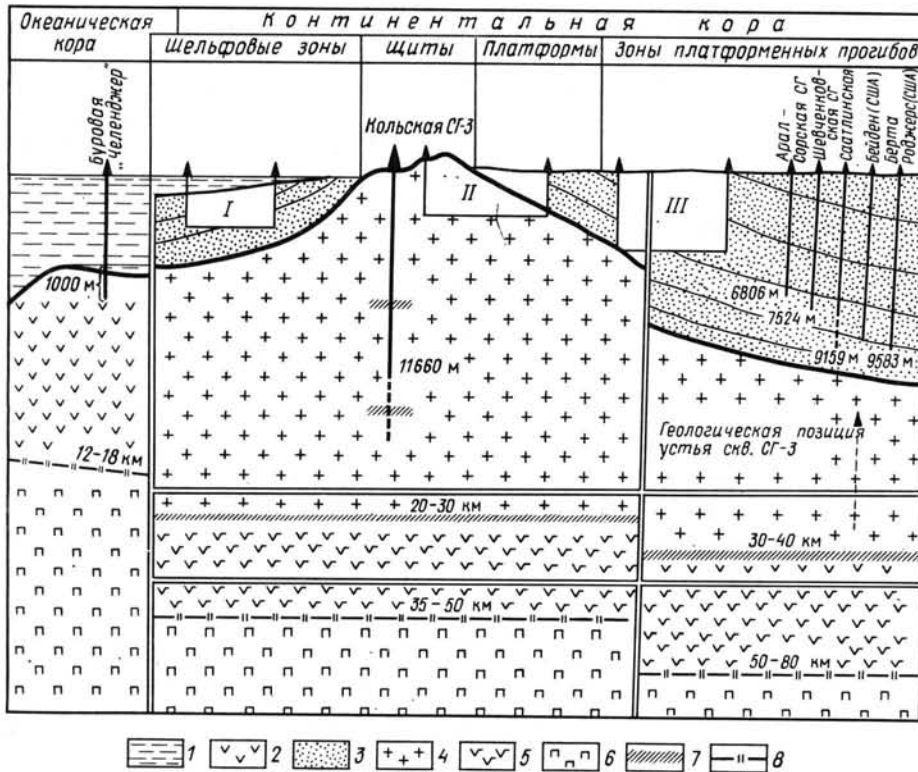


Рис. 1.1. Схематический разрез земной коры по данным глубокого бурения.

Контур глубин разведочного бурения: I — в шельфовой зоне; II — на твердые полезные ископаемые; III — нефтегазоносных скважин. 1 — гидросфера Земли; 2 — океанические базальты; 3 — осадочные и осадочно-вулканогенные породы фанерозоя (возраст 500 млн. лет); 4 — докембрийские кристаллические породы «гранитного» слоя (возраст 1000—3000 млн. лет и более); 5 — породы континентального «базальтового» слоя; 6 — породы мантии; 7 — высокоскоростные слои — граница Конрада ($v_p=6,6-6,8$ км/с); 8 — граница Мохоровичича (скорость распространения упругих колебаний $v_p=8,0$ км/с)

лены перед сверхглубокими скважинами, намечали места их возможного заложения [8, 13, 89].

Объектами изучения для таких скважин указывались следующие:

- осадочный чехол наиболее глубоких впадин на платформе;
- осадочный разрез геосинклинали;
- состав и строение нижней части гранитного слоя, природа границы Конрада, состав базальтового слоя;
- природа границы Мохоровичича, состав верхних слоев верхней мантии;
- процессы дифференциации вещества в земной коре;
- очаги интрузий;
- растворы и газы в земной коре;
- геотермический режим земной коры.

В качестве возможных мест заложения скважин глубиной от 10 до 15 км назывались: Прикаспийская впадина, Урал, Карелия, Куринская депрессия, Кавказ, центральные области Восточно-Европейской платформы, кимберлитовые трубки Восточной Сибири, Тянь-Шань, Курильские острова.

1960—1969 годы. В 1960—1962 гг. были разработаны предложения об организации изучения глубинного строения земных недр.

Для организации, координации и практического руководства работами по глубинному изучению земных недр был образован Межведомственный научный совет ГКНТ по проблеме «Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение», который объединил около 200 крупных ученых и специалистов научных и производственных организаций различных министерств и ведомств СССР, в том числе четырех академиков и 15 членов-корреспондентов АН СССР, пять академиков и шесть членов-корреспондентов академий союзных республик, 70 докторов и 65 кандидатов наук и ответственных работников министерств и ведомств. Председателем Межведомственного научного совета до 1973 г. был д-р техн. наук, проф. Н. С. Тимофеев, внесший большой вклад в организацию работ по созданию буровой техники и технологии проводки скважин. С 1975 г. председателем совета стал д-р техн. наук, проф. Е. А. Козловский. Ученым секретарем совета является главный специалист ГКНТ Н. И. Андрианов, осуществляющий координацию программы в целом.

Все работы по глубинному изучению территории СССР проводятся под руководством Межведомственного научного совета. За период его деятельности состоялось более 80 заседаний и 75 выездных сессий. На заседаниях научного совета и его секций рассматривались актуальные вопросы организации и развития работ в области комплексного изучения недр Земли геолого-геофизическими методами и бурением глубоких и сверхглубоких скважин.

В 1965 г. была разработана комплексная научно-техническая программа изучения глубинного строения земной коры. Программой предусмотрено в первую очередь осуществить бурение Кольской и Саатлинской сверхглубоких скважин. Первая должна была вскрыть разрез древнейших архейских образований Балтийского щита на Кольском полуострове в районе Печенгской группы медно-никелевых месторождений в 10 км от г. Заполярного и, возможно, войти в базальтовый слой, который по предварительным геофизическим данным намечался на глубине около 7 км, а вторая — в Куринской депрессии на территории АзССР, где предполагалось, что известный гравитационный максимум вызван локальным подъемом кровли базальтового слоя.

1970—1980 гг. Программы работ на 70-е годы имели цель разработать модели строения земной коры и верхней мантии, а также новые методы прогноза месторождений полезных ископаемых, составить прогнозные карты с количественной оценкой запасов и определить направления поисковых и разведочных работ на основные виды полезных ископаемых в перспективных районах страны. Программа работ на 1976—1980 гг. включала 198 заданий, направленных на решение прикладных задач, тесно связанных с фундаментальными теоретическими работами в области глубинного строения и развития земной коры. В ней предусматривалось дальнейшее изучение условий рудообразования, процессов формирования и закономерностей размещения полезных ископаемых.

Головной организацией по изучению глубинного строения земных недр является Министерство геологии СССР; было также привлечено более 150 научных и производственных организаций. Осуществление бурения Кольской сверхглубокой скважины было поручено специально организованной Министерством геологии СССР Кольской геологоразведочной экспедиции.

К началу 70-х годов были закончены подготовительные работы для бурения Кольской сверхглубокой скважины. С этого времени начался второй этап глубинного изучения земных недр, в течение которого, кроме бурения Кольской и Саатлинской скважин, проводилось исследование земных недр отдельных районов геофизическими методами.

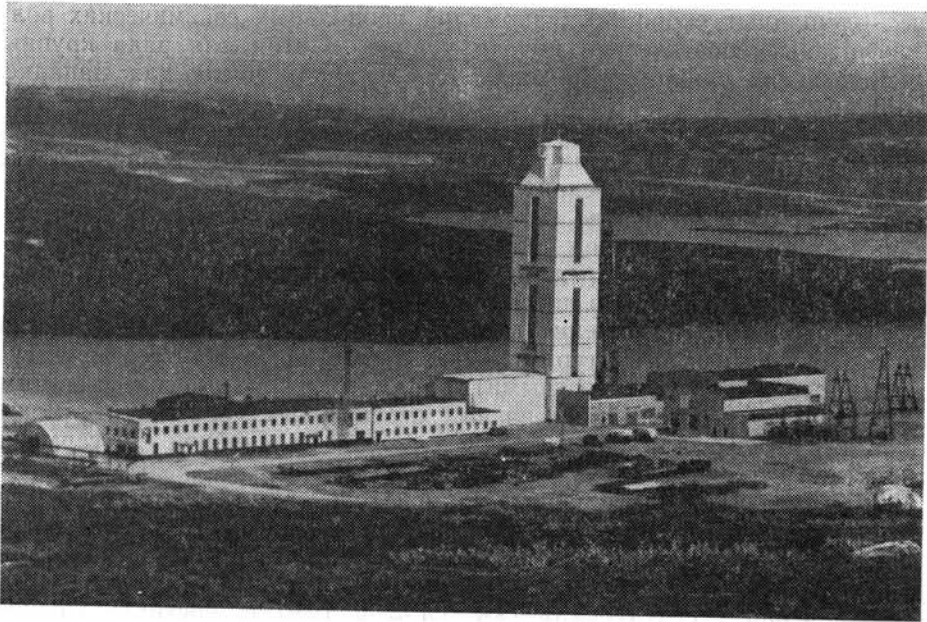


Рис. 1.2. Кольская сверхглубокая.
Общий вид буровой

Бурение Кольской скв. СГ-3 (рис. 1.2) было начато в мае 1970 г. со следующими целевыми заданиями:

- 1) изучить глубинное строение никеленосного Печенгского комплекса и архейского кристаллического основания Балтийского щита в районе Кольского полуострова, выяснить особенности проявления геологических процессов, включая процессы рудообразования;

- 2) выяснить геологическую природу сейсмических границ раздела в континентальной земной коре и получить новые данные о тепловом режиме недр, глубинных водных растворах и газах;

- 3) получить максимально полную информацию о вещественном составе горных пород и физическом их состоянии, вскрыть и изучить пограничную зону между гранитным и базальтовым слоями земной коры;

- 4) усовершенствовать имеющуюся и создать новую технику и технологию сверхглубокого бурения, а также методы комплексных геофизических исследований пород и руд на больших глубинах.

К 1980 г. в ряде районов были завершены многолетние геофизические работы по изучению строения земной коры и верхней мантии по профилям с использованием данных регистрации промышленных взрывов. В общей сложности выполнено 18 тыс. км профилей глубинного сейсмического зондирования. По отработанным направлениям освещено глубинное строение земной коры — прослежены гипсометрическое положение и рельеф поверхностей Мохоровичича и дорифейского фундамента в Восточной Сибири, серия промежуточных границ в консолидированной коре и осадочном чехле, установлены зоны разломов и их протяженность по вертикали, уточнены региональные границы и глубинная структура положительных и отрицательных тектонических элементов, с которыми могут быть связаны концентрации эндогенной

минерализации, области нефте- и газонакопления. Получены новые материалы о строении и физических параметрах верхней мантии Земли в пределах Восточно-Европейской и Сибирской древних платформ, обрамляющих их молодых плит и складчатых сооружений. Составлены скоростные разрезы до глубины около 400 км, изучены поглощающие свойства сред, дана обобщенная геологическая интерпретация выделенных площадных скоростных аномалий продольных сейсмических волн. Рассчитаны теоретические модели коры и мантии для ряда крупных тектонических единиц территории СССР, в том числе для Западной Сибири.

Проведенная комплексная интерпретация разнородных геофизических материалов для различных геотектонических зон позволила сделать выводы о том, что сложившиеся ранее представления о моделях изучаемых сред, на основе которых интерпретировались геофизические данные, оказались слишком упрощенными. Так, были установлены:

а) значительная вертикальная и горизонтальная неоднородность в строении земной коры и литосферы;

б) сложные соотношения глубинного строения с приповерхностными геологическими структурами — несоответствия между геофизическими (в особенности скоростными) параметрами и вызываемыми ими аномальными объектами на разных структурных уровнях, что может быть свидетельством значительной, как бы послойной дисгармонии структур литосферы;

в) отчетливые проявления в земной коре и верхней мантии Земли, наряду с геологическими (структурно-вещественными), границ скорее всего различного геодинамического состояния среды, отмеченных на относительно небольших глубинах (10—15 км).

Кольская сверхглубокая скв. СГ-3 в 1980 г. достигла глубины 10,7 км. В результате ее бурения впервые получена уникальная геолого-геофизическая информация о глубинном строении Балтийского щита [53, 99, 100], существенно уточняющая теоретические представления, господствовавшие до ее бурения. На основании непосредственного изучения минерально-геохимического состава пород керна и проведения комплекса геофизических исследований в стволе скважины, получены данные о вещественном составе и физическом состоянии глубинных пород, существенно отличающиеся от данных модели разреза, составленной по геофизическим данным до бурения скважины. Они имеют важное значение для прогноза скрытых месторождений минерального сырья — железных руд, меди, никеля, слюды и редких металлов не только на Кольском полуострове, но и в других древних массивах. На основании этих данных стала также возможной обоснованная интерпретация геофизических материалов, играющая большую роль при разработке тектонических проблем геологии.

Установлены закономерные изменения с глубиной состава и свойств пород. Впервые в едином разрезе выявлена вертикальная зональность метаморфизма пород, отличающаяся от теоретической модели, что будет использовано для дальнейшего развития теории петрогенеза.

Установлены различный режим поведения свободной и связанной воды при прогрессивном зональном метаморфизме; изохимический характер для петрогенных элементов и существенное перераспределение элементов-примесей при усилении метаморфизма и особенно при ультраметаморфизме.

Экспериментально выяснен геотермический режим древней земной коры. Установлен более высокий, чем ранее предполагалось, геотермический градиент. Выяснена роль мантийного и радиогенного источников в общем глубинном потоке тепла. Сделан существенный вклад в разработку термической модели формирования земной коры, учитывающий реальную долю эндогенного тепла.

Впервые построен вертикальный геохимический разрез земной коры до глубины 11,6 км и выявлены закономерности изменения с глубиной кислотности и щелочности пород и поведения в зависимости от них рудных, редких и радиоактивных элементов. С учетом данных по глубинному сейсмическому зондированию разработана модель химического состава первичной коры континентов.

Получены принципиально новые данные о процессах рудообразования в глубинных слоях земной коры. В интервале 1665—1830 м вскрыты промышленные медно-никелевые руды, относящиеся к ранее неизвестному «рудному горизонту», что расширяет возможности открытия новых рудных скоплений меди и никеля в Печенгском районе. Установлена большая протяженность никелевых руд на глубину и устойчивость содержания в них ценных компонентов. На глубинах 6500—9500 м от поверхности Земли впервые выявлены зоны медной, свинцовой, никелевой минерализации. Этим доказано, что не только верхние слои земной коры, но и ее нижние горизонты благоприятны для формирования полезных ископаемых. Этот вывод имеет значение для дальнейшего развития учения о полезных ископаемых и расширяет перспективы поисков новых рудных залежей.

Впервые для древних щитов доказано существование на глубине зон высокопористых, трещиноватых пород, насыщенных глубинными подземными водами, наличие которых ранее не предполагалось. Выявлены особенности химического состава подземных вод, чем сделан существенный вклад в создание принципиальной модели гидрофизической зональности земной коры.

Получены также данные о физическом состоянии и свойствах горных пород на глубине более 10 км, местами установлена их высокая проницаемость, что важно для прогноза инженерно-геологических условий искусственно создаваемых подземных «пустот» и оценки возможностей их использования для решения задач захоронения особо токсичных промышленных отходов.

По данным геохимических, геофизических и ядерно-геофизических исследований ствола скважины и лабораторных исследований керна установлена корреляционная зависимость между химическим составом, строением и физическими свойствами горных пород, вскрытых Кольской скв. СГ-3. На этой основе определена реальная геологическая природа глубинных сейсмических границ раздела в континентальной коре. Эти данные не подтвердили геофизическую модель глубинного строения недр Печенгского района. Скважиной вскрыт не выделявшийся по геофизическим данным на глубине 7000—7500 м базальтовый слой, а плотные архейские гнейсы, что позволяет с новых позиций интерпретировать региональные наземные геофизические исследования не только на Балтийском щите, но и в других районах распространения древних кристаллических пород.

Использование разреза Кольской скважины как эталона повысит достоверность геофизических работ и, в частности, точность глубинного сейсмического зондирования, выполняемого в СССР и в зарубежных странах в больших объемах.

Полученный в результате бурения Кольской скважины уникальный материал о строении земной коры и состоянии пород на больших глубинах позволяет с большей достоверностью оценивать роль различных эндогенных процессов в пороодо- и рудообразовании и на новой основе вести металлогенические построения. Разработанные и внедренные новые технические средства и методы поднимают на новый уровень скважинные геофизические исследования, что имеет важное значение для повышения эффективности и качества геологоразведочных работ на нефть и газ, другие полезные ископаемые.

Еще одна сверхглубокая скважина — Саатлинская была заложена в 1977 г. в Куринской депрессии (АзССР) — там, где был давно известен гравитационный максимум. Предполагалось, что этот максимум вызван локальным подъемом кровли базальтового слоя. Пройдя рыхлые осадочные кайнозойские и верхнемезозойские отложения, скважина

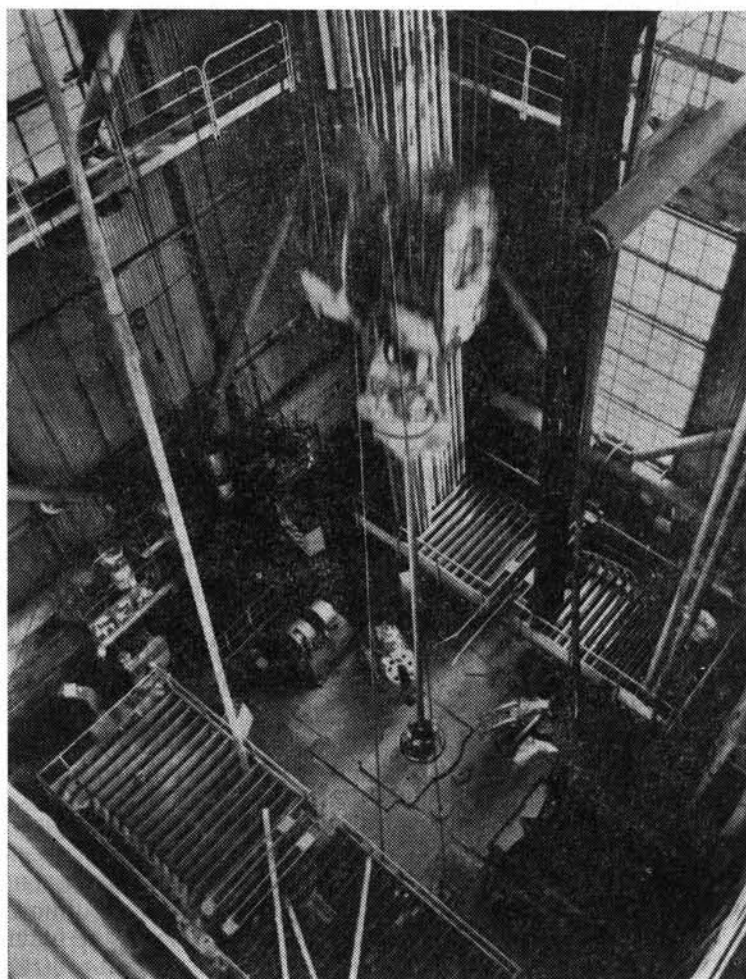


Рис. 1.3. Спуск буровой колонны в скважину

вошла в мощную толщу вулканогенных пород, относящуюся, по-видимому, к мелу и юре. Именно эта толща, очевидно, и является источником гравитационного максимума. Задача этой скважины теперь состоит в том, чтобы пересечь всю вулканогенную толщу и достигнуть палеозойского фундамента.

При проводке Кольской и Саатлинской скважин решен ряд важных технологических проблем глубокого бурения, создана новая техника.

В мировой практике бурения сверхглубоких скважин (США) применяются установки с исключительно высокими параметрами рабочих характеристик (грузоподъемность 6—8 МН, давление насосов — 50 МПа). И тем не менее, за рубежом были достигнуты глубины, не превышающие 9100—9600 м. Анализ тенденций в создании буровых установок свидетельствует о практическом исчерпании резервов для дальнейшего повышения их грузоподъемности. Советские специалисты

сумели разработать такую технологию проходки скважины, которая обеспечила возможность ее бурения на запланированные большие глубины (более 10 км) с использованием буровой установки меньшей грузоподъемности (5 МН) и давления нагнетания (40 МПа). Особенность разработанной технологии заключается в проводке скважины опере-



Рис. 1.4. Подъем и извлечение керна

жающим стволом с помощью отечественного турбинного способа бурения с применением бурильных труб из алюминиевых сплавов.

Новую буровую установку для осуществления программы проникновения на недоступные ранее глубины создал коллектив ученых и рабочих Уралмашзавода (рис. 1.3, 4). Разработаны и внедрены породоразрушающие инструменты и забойные двигатели с соответствующей глубинным условиям характеристикой, в том числе долота с маслonaполненной герметизированной опорой, редукторные турбобуры, устойчиво работающие в области оптимальных скоростей вращения. Созданы и внедрены средства контроля работы турбобура на забое, без которых невозможно бурение забойным двигателем на глубинах более 8—9 км. Созданы и внедрены высокопрочные (с пределом текучести до 500 МПа) и термостойкие (до 200 °С) легкосплавные трубы, обеспечивающие практически безаварийные условия работы при высоких скоростях спуска и подъема бурильного инструмента в скважине.

Высокий уровень созданных технических средств, их новизна и эффективность подтверждены более чем 40 авторскими свидетельствами и рекордными показателями достигнутой глубины, а также фактом приемки в серийное производство около 20 образцов новой техники. Сложный научно-технический эксперимент по бурению Кольской сква-

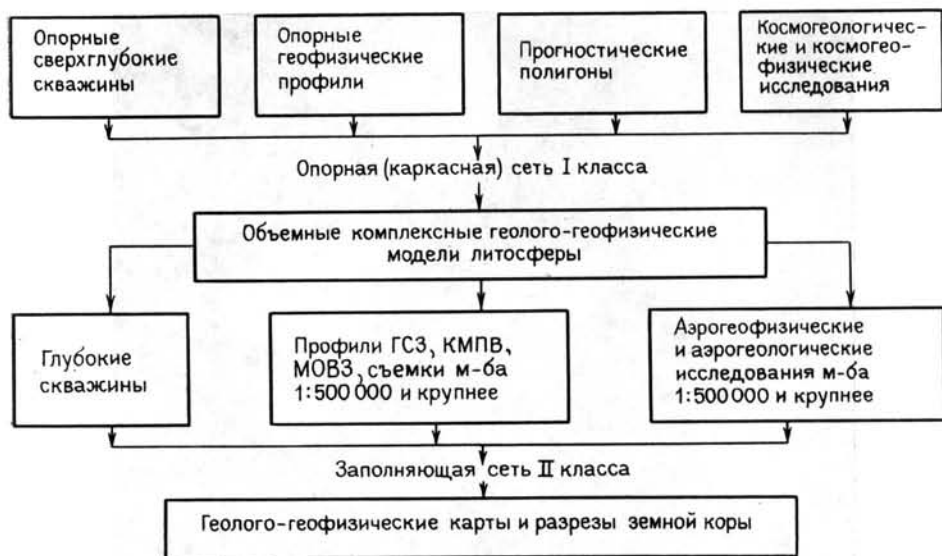


Рис. 1.5. Схема регионального изучения земной коры и верхней мантии территории СССР

жины осуществлен с применением только отечественной техники и технологии. Практические итоги выполнения программы бурения уникальной скважины позволили разведчикам недр уже сегодня получить самые передовые технические средства для изучения и освоения природных богатств Земли на недоступных ранее глубинах.

1981—1985 гг. В одиннадцатой пятилетке начался новый этап в изучении глубинного строения земных недр.

Анализ данных сверхглубокого бурения и региональных геофизических исследований, выполненных в СССР до 1981 г., показывает, что для повышения их эффективности требуется качественно новый подход к планированию и проведению таких работ, а это может быть достигнуто только путем создания единой системы регионального изучения земной коры и верхней мантии по всей территории СССР [9, 51].

Принципиальная основа системы — сеть взаимно увязанных геофизических профилей, опирающихся на опорные сверхглубокие и глубокие скважины (рис. 1.5). В систему предлагается также включить прогностические геофизические полигоны, где изучаются вариации геофизических полей. Основная каркасная сеть должна служить базисом для привязки более детальных исследований в пределах отдельных регионов. Использование данных космогеологических и аэрогеофизических съемок при комплексной интерпретации материалов позволит создать объемные геолого-геофизические модели разных порядков для страны в целом.

Основной задачей исследований вдоль протяженных каркасных профилей первого класса, так называемых геотраверзов, является изучение принципиальных различий в строении и состоянии вещества литосферы в регионах с разными геодинамическими режимами развития на всей территории страны. Профили второго класса прокладываются в пределах однородных тектонических блоков или в определенной системе последних, а также их ограничений (сопряжения, раз-

ломы, контакты) и должны решать структурно-тектонические, литологические (вещественный состав) и другие региональные задачи. Работы внутри каркасных полигонов первого и второго классов носят детализационный характер и направлены на изучение более локальных неоднородностей среды верхних горизонтов коры, разломов и контактов. Главное их назначение — решение задач, связанных со средне- и крупномасштабным прогнозированием и поисками месторождений полезных ископаемых.

Отличительной особенностью проводимого изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии является их системный характер, предусматривающий получение на огромных площадях взаимоувязанной сети опорных профилей первого класса. Это даст возможность проследить изменение физических параметров среды при переходе из одного региона в другой с разными геодинамическими режимами развития.

Комплексирование геолого-геофизических и геохимических исследований, совмещенное в пространстве и во времени, позволит получить более достоверные представления о строении и динамическом состоянии изучаемой среды.

Предусмотрено значительное расширение объемов глубокого и сверхглубокого бурения. Будет продолжено бурение Кольской и Саатлинской скважин. Намечено начать проходку Тюменской, Анастасьевско-Троицкой и Уральской сверхглубоких (до 12—15 км) скважин. Одновременно в одиннадцатой пятилетке начнется бурение шести глубоких скважин, в том числе трех (Днепровско-Донецкой, Прикаспийской, Тимано-Печорской) в нефтеносных районах и трех (Мурунтауской, Норильской, Криворожской) — в рудных.

Кольская сверхглубокая скважина в одиннадцатой пятилетке должна достигнуть глубины 13 000 м, вскрыть новые границы раздела в земной коре, фиксируемые по данным сейсмических исследований. Предполагается, что может быть вскрыт так называемый гранулит-базитовый слой. При углублении ствола скважины будут проведены дальнейшие промышленные испытания буровой установки «Уралмаш—15 000», будет отрабатываться технология сверхглубокого бурения, разрабатываться и внедряться новая геофизическая аппаратура, созданная для условий высоких давлений и температур.

Предусматривается, что Кольская сверхглубокая скважина, после завершения ее проводки, будет превращена в уникальную природную лабораторию для исследования глубинных процессов, протекающих в земной коре, проведения долговременных наблюдений за температурным режимом, изучения условий и возможностей захоронения промышленных отходов на больших глубинах, испытаний и совершенствования приборов и методов геолого-геофизических, геохимических и гидрогеологических исследований. Бурение и комплексные геолого-геофизические исследования Саатлинской скважины будут продолжены до глубины 11 000 м.

Бурение Тюменской сверхглубокой скважины даст возможность определить нефтегазоносность юрских и доюрских отложений севера Западной Сибири, выявить глубинное строение этого региона и определить его перспективы. Бурение Уральской сверхглубокой скважины поможет вскрыть разрез крупнейшей рудоносной складчатой области и решить принципиально важные вопросы геологии с целью прогноза новых месторождений в этом регионе. В комплексе с геофизическими исследованиями результаты сверхглубокого бурения позволят на более высоком уровне достоверности обосновать направления поисковых и разведочных работ на 1990—1995 гг. и на перспективу до 2000 г.

Состояние техники и технологии бурения в Советском Союзе позволяет считать, что отечественная промышленность располагает всем не-

обходимым для реализации комплексной программы изучения глубинного строения страны.

В 1981—1985 гг. будут продолжены научно-исследовательские и опытно-конструкторские работы по совершенствованию техники и технологии сверхглубокого бурения, контрольно-измерительной аппаратуры. Необходимо ускорить выпуск опытных и промышленных образцов высокопрочных бурильных труб и замков; породоразрушающего инструмента, обеспечивающего эффективное бурение с отбором керна в условиях повышенных температур; термостойких редукторных турбобуров; комплекса геофизического оборудования для проведения геофизических работ на глубине более 10 000 м; блоков забойной аппаратуры для регистрации режимов бурения; химических реагентов и смазывающих добавок для обработки термостойких буровых растворов; специальных термостойких материалов для изготовления бурильного инструмента и забойных двигателей. Начаты работы по созданию стенда, на котором можно имитировать условия проходки скважин глубиной 15—20 км с температурами на забое 300—400 °С и давлениями 200—300 МПа.

Предусмотрено создание высокомеханизированных буровых установок грузоподъемностью до 5 МН и рабочим давлением насосов 40—50 МПа для Уральской, Тюменской и Анастасьевско-Троицкой скважин. На Кольской сверхглубокой скв. СГ-3 необходимо разработать и проверить технологический процесс бурения опережающим стволом на глубине свыше 12 км. По Саатлинской сверхглубокой скважине предусматривается разработка проектной документации для бурения опережающим стволом до глубины 13 км. Программой предусматривается также разработка метода бурения с отбором керна без подъема труб.

В программе изучения глубинного строения земной коры с помощью глубоких и сверхглубоких скважин [51] большое место отводится разработке технических средств для скважинных геофизических исследований в условиях высоких температур (до 350 °С) и давлений (до 30 МПа). Стационарный каротажный подъемник для спуско-подъемных операций в скважинах глубиной до 15 км в настоящее время сдается в эксплуатацию на Кольской и Саатлинской сверхглубоких скважинах. Необходимо создать также грузонесущий геофизический трехжильный кабель длиной 15 500 м.

Есть все основания полагать, что всестороннее изучение земных недр территории Советского Союза приведет к совершенствованию и углублению наших знаний об особенностях строения и истории развития земной коры, тем самым будет коренным образом содействовать расширению и укреплению минерально-сырьевой базы народного хозяйства СССР. Выполнение этой программы будет вместе с тем во многом способствовать освещению целого ряда общих проблем строения и развития тектоносферы Земли.

Комплексная программа в основном направлена на изучение материковой земной коры и материковой верхней мантии. В связи с этим интересно отметить, что в то время, когда в Советском Союзе планировались и начинали разворачиваться эти работы, американские ученые предложили проект бурения скважин в океанах, который позднее превратился в международный. В его осуществлении приняли участие ряд стран, в том числе и СССР. С американского бурового судна «Гломар Челленджер» было пробурено свыше пятисот скважин во всех океанах. Эти скважины впервые дали сведения о составе, возрасте и строении осадочного слоя на дне океанов и о самых верхних горизонтах подстилающего осадки консолидированного слоя океанической коры, состоящего из базальтов, когда-то излившихся на дно океана. Таким образом, эти два проекта — советский — материковый и международный — океанический — дополняют друг друга.

Нет сомнений в большом значении для науки океанического проекта, что и обуславливало участие в нем Советского Союза. Следует подчеркнуть, что, будучи самой крупной материковой державой, Советский Союз особенно заинтересован в выяснении закономерностей строения и развития материковой земной коры, чтобы иметь глубоко разработанную научную основу прогноза полезных ископаемых. Не следует забывать и то, что человечество живет на материках и основную долю минерального сырья добывает из материковой коры. Хотя за последние годы морские и океанические области все больше вовлекаются в хозяйственную жизнь человека, подводные запасы полезных ископаемых (главным образом нефти и газа) сосредоточены все же в основном на мелководных шельфах, т. е. в той же материковой коре, хотя и затопленной морем. Несравнимо большее разнообразие состава и строения материковой коры по сравнению с океанической, позволяет предполагать, что в дальнейшем основные источники минерального сырья будут обнаруживаться преимущественно в коре материкового типа.

Важность изучения материковой коры признается сейчас не только в СССР. Американские ученые после длительного увлечения исследованиями в океанах решили объявить 1981—1990 гг. десятилетием интенсивного изучения Северо-Американского континента. При разработке программы международного проекта «Литосфера», который сменил «Геодинамический проект», специально было подчеркнуто, что континенты заслуживают большего внимания, чем им уделялось в международных проектах раньше.

В Советском Союзе более последовательно, чем где бы то ни было в других странах, постоянно осуществлялись широкие исследования строения и закономерностей развития материковой коры. Это направление имеет глубокие традиции в нашей стране и оно продолжает развиваться, обуславливая интенсивное развитие минерально-сырьевой базы СССР.



РАЗДЕЛ I

ГЕОЛОГИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ
ПОРОДЫ, МИНЕРАЛЫ
ГЕОХИМИЯ
МЕТАМОРФИЗМ
РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ
ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО
ГИДРОГЕОЛОГИЯ
ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Балтийский щит, имеющий общую площадь 1 млн. 140 тыс. км², представляет собой наиболее крупную обнаженную часть кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. На его северной окраине, вдоль побережья Баренцева моря, выступают фрагменты западной ветви тимано-канинских байкалитид, представленных рифейскими толщами. На западе и северо-западе на него надвинуты скандинавские каледониды, а на юге и востоке поверхность щита полого погружается под осадочный чехол Русской плиты.

Кольский полуостров занимает северо-восточную часть Балтийского щита. Здесь в отличие от южных и западных районов преимущественно развиты наиболее древние геологические образования, которые с максимально возможной полнотой отражают основные этапы становления докембрийских структур. Вследствие длительности и сложности своего развития эта часть щита является своеобразным эталоном, где ярко проявились тектоническая цикличность, стадийность и направленность региональных процессов эндогенного рудообразования. На сравнительно небольшой площади находятся месторождения и рудопроявления, характеризующие металлогению щита. Последнее обстоятельство обусловило и высокую степень изученности этого региона. Таким образом, на его примере можно рассмотреть главнейшие геологические элементы строения щита, его тектонику, магматизм и металлогению.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Кольский полуостров сложен главным образом докембрийскими кристаллическими породами (рис. 1.6), которые распространены и на территории Финляндии, Швеции, Норвегии.

Изучению геологического строения этого региона геологи посвятили многие годы. Результаты их исследований освещены в обширной литературе. Общий геологический анализ дан в трудах А. А. Полканова, Б. М. Куплетского, А. Е. Ферсмана, Н. А. Елисеева, Л. Я. Харитоновой, К. О. Кратца, Г. И. Горбунова, А. В. Сидоренко и многих других исследователей. Наиболее полное описание геологического строения Мурманской области приведено в «Геологии СССР» [25].

Особенности строения Кольского полуострова целиком обусловлены его геологической историей, которая подразделяется на два крупных этапа: первый — прогеосинклинальный и прототгеосинклинальный, второй — платформенный. На первом этапе пластичная верхняя литосфера была смята в складки преимущественно северо-западного простирания, а на протяжении второго этапа консолидированная земная кора реагировала на возникающие напряжения образованием расколов и разломов, которые разделили территорию области на блоки различных размеров и конфигураций.

В восточной части Балтийского щита выделяются три мегаблока: Кольский, Беломорский и Карельский, примерно совпадающие с известными Кольско-Норвежской, Беломорско-Лапландской и Центрально-Карельской структурными зонами.

Кольский мегаблок, занимающий три четверти территории области, имеет наиболее сложное геологическое строение. В северной оконечности, по побережью Баренцева моря, в нем выявлен Мурманский массив, характеризующийся широко проявленными процессами гранитизации. На севере этот массив граничит по разлому Карпинского с

рифейскими осадочными образованиями, опустившимися в период каледонских движений. На юге он контролируется Кейвско-Урагубским разломом, круто падающим в северо-восточном направлении. По этим тектоническим зонам Мурманский блок приподнят со значительной амплитудой и эродирован. В нем повсеместно распространены олигоклазовые плагнограниты, гранодиориты и гнейсы с амфиболитами. В ре-

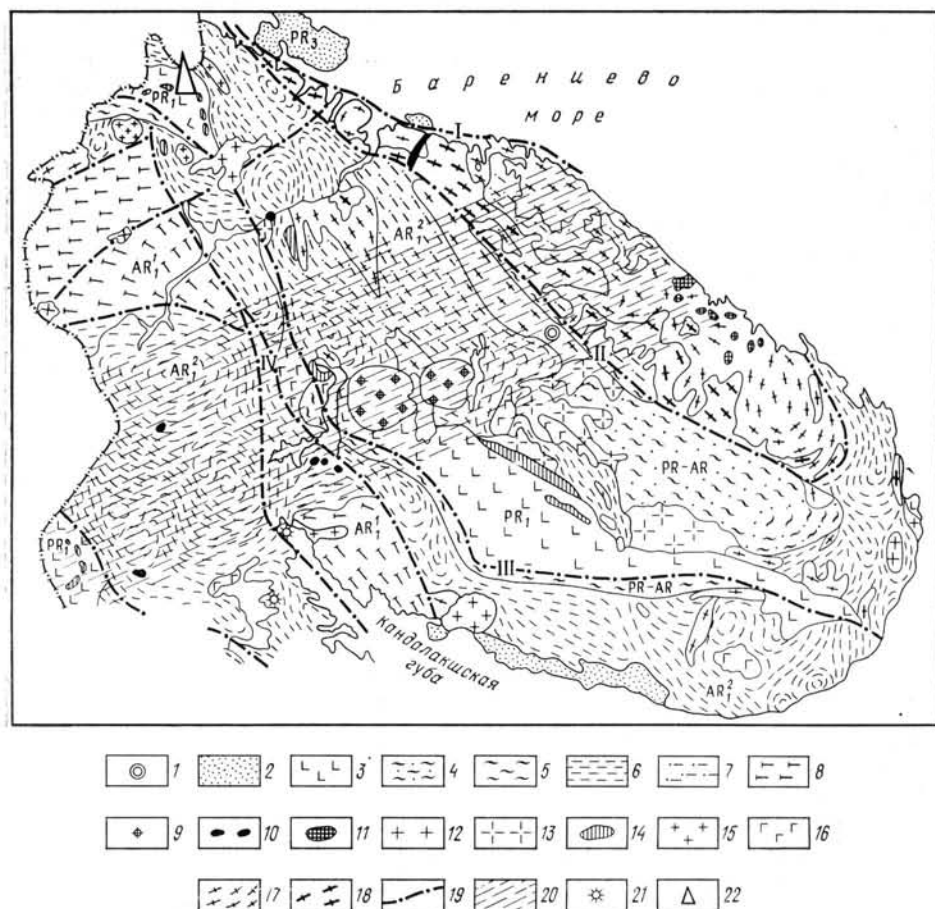


Рис. 1.6. Геологическое строение Кольского полуострова. По материалам К. Д. Беяева, Т. В. Билибиной, В. А. Перевозчиковой, Л. Я. Харитоновой.

Палеозой: 1 — верхний девон и нижний карбон, осадочно-вулканогенный комплекс контозерской структуры. Верхний протерозой: 2 — свиты гиперборейской серии п-ова Рыбачьего — конгломераты, песчаники, глинистые сланцы; п-ова Среднего, о-ва Кильдина и Терская — кварциты, песчаники, пестроцветные глинистые сланцы, доломиты. Нижний протерозой: 3 — печенгский, имандра-варзугский, куолярвинский комплексы — основные, средние, ультраосновные лавы, туфогенные образования, подчиненные филлиты, алевролиты, песчаники, доломиты, конгломераты, метаморфизованные преимущественно в зеленосланцевой фации. Нижний протерозой — верхний архей: 4 — кейвская серия — глинозёмистые, углеродистые, слюдяные и другие сланцы, кварциты и песчаники, метаморфизованные преимущественно в эпидот-амфиболитовой фации; 5 — тундровая серия — амфиболитовые, слюдяные, глинозёмистые сланцы и гнейсы, амфиболиты, железистые кварциты, метаморфизованные преимущественно в эпидот-амфиболитовой фации. Нижний архей, кольская серия: 6 — биотит-плагноклазовые, биотит-амфибол-плагноклазовые, двуслюдяные гнейсы, биотит-плагноклазовые гнейсы с ВГМ, амфиболиты; преимущественно амфиболитовая фация метаморфизма; 7 — биотит-плагноклазовые гнейсы с ВГМ, амфиболиты, пироксен-амфибол-плагноклазовые гнейсы и кристаллические сланцы, железистые кварциты, метаморфизованные преимущественно в амфиболитовой фации; 8 — гранулитовый комплекс — кордирит-гранат-биотит-плагноклазовые гнейсы, пироксен-амфибол-плагноклазовые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты и мигматиты по ним, чарнокиты, эндербиты, метаморфизованные преимущественно в гранулитовой фации. Интрузивные и ультраметаморфические комплексы — средний палеозой (верхний девон): 9 — комплекс щелочных нефелиновых сиенитов; нижний палеозой: 10 — комплекс основных, ультраосновных и щелочных пород; верхний протерозой: 11 — габбро, диабазы, гранофиты; нижний протерозой: 12 — граниты, гранодиориты, 13 — щелочные граниты, сиениты, 14 — габбро, габбро-нориты, пироксениты, перидотиты, оливиниты; верхний архей: 15 — граниты, гранодиориты, 16 — габбро-апортозиты, метагаббро-нориты, метагаббро; нижний архей: 17 — граниты, гранит-мигматиты, 18 — гранодиориты, гнейсо-граниты, плагнограниты. 19 — главные разломы (I — Карпинского, II — Кейвско-Урагубский, III — Печенгско-Варзугский, IV — Лапландско-Кольвицкий). 20 — зона максимальной каледонской активизации [63]; 21 — трубки взрыва; 22 — Кольская сверхглубокая скважина

ликовых сланцах и гнейсах отмечаются парагенезисы минералов, определенно свидетельствующие о принадлежности пород к гранулитовой фации на ранних этапах развития. Породы чаще всего образуют структуры изометричных куполов; здесь менее проявлена доминантная складчатость северо-западного направления.

В центре мегаблока выделяется широкая полоса (160—200 км) сложноскладчатых докембрийских сооружений Центрально-Кольского геотектонического региона, представляющего собой крупный синклинорий. С севера он ограничен Кейвско-Урагубским разломом, а на юге — Колвицко-Лапландским тектоническим швом. Для этого региона характерны отчетливо сохранившиеся черты древнейших этапов мобильного развития земной коры и ее ранней архейской стабилизации, на которую накладывались затем процессы седиментации, тектонической и плутоно-метаморфической активизации протерозойского возраста. Последние в целом наследовали структурный план архейского этапа.

В пределах Центрально-Кольского региона — синклинория выделяются три структуры первого порядка: Кейвская и Печенгско-Варзугская синклинали и разделяющая их Кольская антиклиналь. Интенсивно проявленная разрывная тектоника и складчатость второго и третьего порядков осложняют эти крупные структуры, разбивая их на ряд сложно построенных сегментов.

Кольская антиклиналь, прослеживающаяся через весь полуостров, а также южные и северные фланги выделенных синклиналей в основе своей сложены архейскими гнейсами так называемой кольской серии (кольско-беломорского комплекса). Общий состав этого широко распространенного комплекса соответствует литофильной земной коре, в которой сочетаются первично осадочные песчаниково-глинистые образования и производные андезито-дацитовых и основных магм. По мнению А. В. Сидоренко [78], в целом это комплекс слабо дифференцированных геологических формаций среднего состава.

В Центрально-Кольском синклинории наиболее широко представлены амфиболит-гнейсовые толщи, состоящие из амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов с многочисленными прослоями амфиболитов. Нижняя граница этих свит в Кольской антиклинали достоверно не установлена, верхняя фиксируется достаточно четко по налеганию на эти породы более молодых архейских, иногда и протерозойских образований.

Обычно выше амфиболит-гнейсовых толщ расположены толщи слюдяных и высокоглиноземистых гнейсов. Эти свиты гнейсов характеризуются изменчивостью ассоциаций пород в различных блоках. В основном преобладают высокоглиноземистые породы: гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, кордиерит- и силлиманитсодержащие гнейсы, переслаивающиеся с биотитовыми гнейсами. Характерны также двуслюдяные мусковитовые гнейсы, ограниченно развиты амфиболсодержащие гнейсы и амфиболиты. Мощность пород этой формации оценивается в 1500—2000 м.

Среди доминирующих в синклинории гнейсовых толщ в кольской серии выделяются своеобразные образования джеспилит-амфиболит-гнейсовой формации. Наиболее широко она представлена в центральных частях области, нижняя ее граница определяется по залеганию пород на метаморфических образованиях амфиболит-гнейсовых толщ. Состав формации сложен, она характеризуется следующими ассоциациями пород:

- 1) гранат-биотитовые, силлиманит- и кордиеритсодержащие биотитовые гнейсы;
- 2) амфиболиты гиперстен-биотитовые, пироксен-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, магнетитовые кварциты.

Мощность этой формации, развитой, вероятно, не повсеместно, 800—1000 м.

Гранитоиды на больших площадях участвуют в строении архейских толщ в виде ареалов мигматизации и мигматит-плутонов в центральных частях куполов. Массивы основных пород контролируются складчатыми и разрывными структурами. Разломы этого этапа выражены нечетко, что, возможно, объясняется высокой пластичностью гнейсовых толщ вследствие гранитизации.

Разные группы архейских пород составляют единый структурный план. В то же время исследования метаморфизма показывают, что в архейское время они, как правило, подвергались деформациям и региональному преобразованию, по крайней мере, в два этапа: на более раннем, гранулитовом — фация умеренных давлений, и на позднеархейском — амфиболитовая фация. Основные структурные черты этого древнейшего комплекса сформировались главным образом в результате позднеархейской складчатости.

На юге Центрально-Кольский синклиниорий ограничен Лапландско-Колвицкой зоной разломов (Беломорский шов — по К. О. Кратцу [46]), представляющей собой структуру регионального масштаба, разграничивающую Кольский и Беломорский мегаблоки щита. Для нее характерен своеобразный зональный метаморфизм и специфический магматизм. В пределах этой пограничной зоны развития так называемой гранулитовой толщи Лапландского и Колвицкого блоков породы представлены пироксенсодержащими кристаллическими сланцами и гнейсами (гранат-диопсидовыми, гранат-двупироксеновыми, двупироксеновыми, гиперстеневыми), амфиболитами. Разломы здесь контролируют также размещение интрузий гиперстеновых диоритов, расслоенных анортозитов, многочисленных мелких тел норитов, габбро-норитов и гипербазитов. Последние на южной границе Лапландского блока образуют своеобразный «серпентинитовый» пояс. Гранулитовый комплекс подробно описан в многочисленных публикациях. Однако его генетическая сущность и место в стратиграфической шкале архея по-прежнему остаются остро дискуссионными.

В юго-западной части Мурманской области развиты архейские образования Беломорского мегаблока. Очерченный с севера Колвицко-Лапландской шовной зоной он, по всей вероятности, значительно приподнят по сравнению с Центрально-Кольским районом, и его эрозионный срез, соответственно, характеризуется большей глубиной. Территория мегаблока является областью исключительного распространения беломорской серии архея, состоящей из гранито-гнейсов, амфиболитов, слюдяных и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев и прорванной архейскими и раннепротерозойскими габброидными и гранитными интрузиями. В беломорской серии, как и в кольской, наиболее широко представлены амфиболит-гнейсовые толщ, состоящие из амфибол-биотитовых, биотитовых гнейсов с прослоями амфиболитов и вышележающих толщ слюдяных и глиноземистых гнейсов. Однако в отличие от кольской серии, здесь совершенно отсутствуют (возможно эродированы) железисто-кремнистые образования. Существуют представления, что нижняя, керетская гранито-гнейсо-амфиболитовая свита и часть гнейсо-гранодиоритов, развитых в этом блоке, относятся к наиболее древним частям геологического разреза архея Карело-Кольского региона.

Беломорский комплекс испытал также несколько этапов интенсивных разнонаправленных тектонических деформаций, метаморфизма и глубинного основного и кислого магматизма в течение раннего и среднего докембрия, что обусловило весьма сложное его внутреннее строение.

Таким образом, в северо-восточной части Балтийского щита салический этаж литосферы на дневной поверхности преимущественно представлен древними архейскими образованиями, имеющими состав гнейсовых толщ с широким развитием ультраметаморфических автохтонных натрий-кальциевых гранитоидов. Эти супракрустальные образования характеризуются большими мощностями, отсутствием ясно выраженных угловых несогласий и относительно слабой фациальной изменчивостью. Намечается некоторая стратиформная последовательность: например, слюдяные и высокоглиноземистые толщи гнейсов, а также толщи, содержащие железистые кварциты, вниз по разрезу обычно сменяются амфиболит-гнейсовыми образованиями. Однако сложно проявленная складчатость и особенно разрывная тектоника, раздробившая весь архейский фундамент на отдельные мозаичные блоки, затрудняют решение вопроса о стратиграфическом расчленении архейского комплекса.

Абсолютный возраст архейских пород оценивается цифрой не менее 2700 млн. лет. При исследованиях отмечаются немногочисленные анализы, повышающие возраст пород до 3300—3600 млн. лет, но эти возрастные интервалы пока еще не находят точной привязки к конкретным геологическим событиям, происходившим в раннем архее.

Нижняя граница кольско-беломорского гнейсового комплекса неизвестна. Можно предположить, что самые нижние толщи его, или так называемый фундамент археид, полностью трансформированы вместе с породами рассматриваемого комплекса под влиянием ультраметаморфизма.

Центрально-Кольский синклинорий, ограниченный с севера и юга крупными тектоническими зонами, отличается от примыкающих к нему Мурманского и Беломорского блоков прежде всего широким развитием протерозойских осадочно-вулканогенных образований. Последние в Центрально-Кольской депрессии приурочены главным образом к вышеупомянутым двум синклинальным складкам первого порядка, заложенным еще в архейское время. Среди них особо выделяется Цветной пояс карелид Кольского полуострова. Меньшей протяженностью характеризуется второй протерозойский пояс — Кейвская синклинальная зона с ее значительными запасами глинозема.

Кейвская синклинальная зона расположена в восточной части области. В центре она сложена кейвской серией (нижний протерозой) кристаллических высокоглиноземистых сланцев. В составе кейвской серии выделяют три свиты: червуртскую, выхчурскую и песцово-тундровую. В первой из них преобладают кремнисто-глиноземистые, во второй — более железистые и менее глиноземистые, в третьей — кремнистые, кремнисто-железистые и карбонатные породы. Максимальная мощность этих свит, включая многочисленные тела залегающих в них ортоамфиболитов, составляет около 1400 м. Кристаллические сланцы кейвской свиты подстилаются толщей биотитовых, гранат-биотитовых и амфиболовых гнейсов так называемой тундровой серии (поздний архей—ранний протерозой), в свою очередь залегающих на размытом кристаллическом фундаменте, сложенном в районе Кейв преимущественно архейскими плагиигранитами и гранодиоритами.

Цветной пояс Кольского полуострова протягивается с перерывами по диагонали через весь полуостров в виде сравнительно узкой полосы, этот пояс (Печенгско-Варзугская зона) сложен осадочно-вулканогенными породами, весьма своеобразными в формационном отношении. По мнению исследователей, ранние этапы Печенгско-Варзугского прогиба характеризуются накоплением молассоидно-андезито-базальтовой, карбонатно-кварцито-трахибазальтовой формаций. Наличие молассоидных грубообломочных толщ в основании, контрастных ассоциаций вулканогенных пород в двух нижних осадочно-вулканогенных макроциклах

свидетельствует об орогенном тектоническом режиме рассматриваемого этапа развития. Характер верхних осадочно-вулканогенных толщ (третьей и четвертой в Печенгской структуре), указывающий на появление пикрит-базальтовой вулканической ассоциации, близкой к промежуточным толеитам рифтовых зон, может свидетельствовать о дальнейшем развитии прогиба в условиях растяжения литосферы и взаимосвязанного с ним подъема мантийного вещества [40]. Внутреннее строение и характеристика пород, слагающих Печенгский прогиб, более подробно будут освещены ниже.

Близкие по составу формации устанавливаются на восточном продолжении этой структуры, в пределах Имандра-Варзугской синклинали. Здесь нижние части разреза образованы сейдореченской свитой, в составе которой существенную роль играют андезито-базальты. Выше развиты метавулканиды умбинской свиты, где широко представлены как трахибазальты, так и толеитовые базальты и пикриты. В верхней части преобладают андезито-базальты ильменской свиты. Интрузивными аналогами пикритов являются габбро-перидотитовые интрузии, которые в виде небольших тел широко развиты среди осадочно-вулканогенных образований Печенгской грабен-синклинали. Они представлены группой дифференциатов от оливинитов и верлитов до габбро. В процессе последующих деформаций эти интрузии претерпели расщепление и метаморфизм. Магматическими образованиями, связанными с развитием Имандра-Варзугской зоны, являются крупные расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород. К ним относятся массивы Панских и Федоровых тундр, а также Мончегорский плутон.

Следует отметить еще одну особенность в строении Цветного пояса карелид: с юга на протяжении всей зоны развитие протерозойских осадочно-вулканогенных пород ограничено крупным тектоническим разломом. К югу от этого разлома узкой линейной полосой прослеживаются гнейсы и сланцы, переслаивающиеся с амфиболитами, относимые к образованиям так называемой тундровой серии (поздний архей—ранний протерозой).

Таким образом, можно констатировать, что в эпоху карельского диастрофизма в синклинальных прогибах Центрально-Кольской геотектонической зоны активизация тектонических процессов привела к «надстройке» на архейском фундаменте нового этажа, сложенного нижепротерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями. В отличие от гранитно-метаморфического фундамента, новый этаж характеризуется существенно мафическим составом слагающих его пород.

Разрывные нарушения широко проявлены в докембрийских структурах Кольского полуострова. Наибольшее значение имеют межглыбовые продольные межформационные зоны глубинных разломов северо-западного и близких к нему субмеридионального и субширотного простираний, проходящие, как правило, по границам крупных складчатых структур. Они разбивают всю территорию, занятую докембрийскими кристаллическими толщами, на вытянутые в северо-западном направлении массивы. Главные продольные разломы Кольского полуострова, ограничивающие мегаблоки и блоки земной коры с различным геологическим и глубинным строением, перечислены выше. Но внутри блоков встречаются многочисленные, преимущественно продольные тектонические нарушения, дробящие блоки на отдельные глыбы. В большинстве случаев продольные тектонические нарушения документируются различными типами тектонитов и являются (по А. В. Пейве) открытыми. Сквозные глубинные разломы меридионального и широтного простираний пересекают складчатые сооружения архейд и протерозойд и лишь на отдельных участках ограничивают блоки земной коры. Эта сложная тектоническая сеть разломов создает в отдельных блоках структуру «битого блюда».

Характерны длительное развитие крупных разломов и унаследованность движений по ним. Заложение главных систем разрывных нарушений относится, очевидно, еще к архею; в период максимальной тектонической активизации (в протерозое) движения по ним неоднократно возобновлялись.

О вертикальных амплитудах даже крупнейших разломов из-за отсутствия четких маркирующих горизонтов в архейском фундаменте приходится судить лишь предположительно. Например, по данным С. И. Макиевского, вертикальные амплитуды перемещений крупных грабенов и горстов составляют 4—5 и даже 8—10 км.

По мнению Г. И. Горбунова и С. И. Макиевского [31], на ярко выраженную докембрийскую геотектоническую и металлогеническую зональность северо-западного простирания на всей территории Балтийского щита наложилась резонансная тектоно-магматическая активизация, проявившаяся под влиянием каледонского и герцинского тектогенеза в соседних областях. В отличие от докембрийской, палеозойская тектоно-магматическая деятельность контролировалась глубинными разломами северо-восточного простирания. Детальный анализ геологических, геофизических и геоморфологических данных показал, что вдоль этих разломов происходили значительные вертикальные перемещения, обусловившие, в конечном итоге, наложенную горстово-грабеновую структуру щита. Среди этих структурных элементов особое место занимает грабен Осло—Хибины, ограниченный крупными разломами. В нем как на севере (Хибины, Ловозеро, Контозеро), так и на юге (район г. Осло) сохранились палеозойские осадочные породы.

Таким образом, в целом геологическое строение Кольского полуострова, как и всего Балтийского щита, и его металлогения определяются докембрийскими складчатыми комплексами северо-западного простирания и, в некоторой степени, мозаично-блоковой грабен-горстовой структурой активизированной области, возникшей под влиянием движений в каледонской и герцинской геосинклиналях. Поэтому все месторождения полезных ископаемых на Балтийском щите, генетически связанные с древнейшими комплексами магматических и метаморфических пород, обычно группируются в поясах северо-западного простирания, в соответствии с залеганием докембрийских геологических структур.

Среди них особо выделяется Цветной пояс карелид с известными медно-никелевыми месторождениями (Кольский полуостров) и Ветряной пояс Карелии, пояса железистых кварцитов (Центрально-Кольский район и Костомукшский район Карелии), высокоглиноземистых кианитовых сланцев (Кейские тундры), слюдяных, керамических и редкометалльных пегматитов Кольского полуострова и Карелии.

Для области палеозойской активизации [63] характерен многофазовый магматизм платформенного типа, представленный на ранней стадии массивами щелочно-габброидной формации (Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове, Ельтьозерский в Карелии, Альмунге в Швеции). С породами этой формации связаны ильменит-титаномагнетитовое оруденение и редкометалльная минерализация.

Стадии, синхронной с каледонскими движениями, обязаны многочисленные многофазовые интрузии щелочно-ультраосновных пород центрального типа (Ковдор, Африканда Кольского полуострова, Сокли в Финляндии и др.). С ними связаны месторождения комплексных апатито-магнетитовых, титаномагнетит-перовскитовых руд, редкометалльных карбонатитов и, в отдельных случаях, концентрации флогопита и вермикулита. С поздней, синхронной с герцинскими движениями, стадией связаны массивы нефелин-сиенитовой формации (Хибинский, Ловозерский на Кольском полуострове и района г. Осло). В массивах нефелиновых сиенитов находятся месторождения апатита, нефелина, сфена, эвдиалита и редких металлов.

О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Современные представления о структуре земной коры северо-восточной части Балтийского щита основаны на комплексном анализе результатов геолого-геофизических исследований.

Главным источником информации о глубинном строении Кольского полуострова являются сейсмо-геологические разрезы по профилям ГСЗ и МОВ, проведенным И. В. Литвиненко, С. А. Анкудиновым и др.

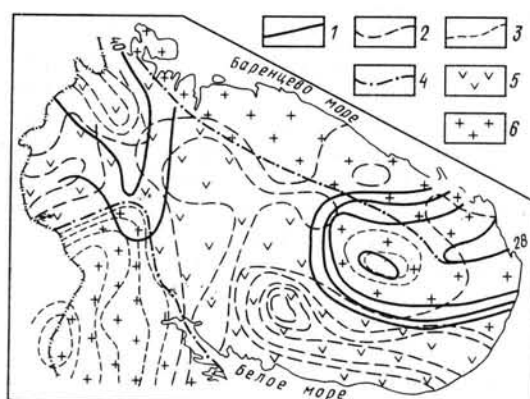


Рис. 1.7. Глубинное строение Кольского полуострова. По Г. А. Пороховой и др. [46]:

1 — стратозогины поверхности М (в км); 2 — изолинии повышенного поля силы тяжести; 3 — изолинии относительно пониженного поля силы тяжести; 4 — главные тектонические разломы; 5 — кора симатического типа; 6 — кора сиалического типа

в 1958—1979 гг. [60]. Профильными глубинными сейсмическими исследованиями выявлена наиболее отчетливая сейсмическая граница с $v_r = 7,8-8,2$ км/с с перепадом скорости $v_p = 0,3-0,4$ км/с, отождествляемая с подошвой земной коры — разделом Мохоровичича (М). По расчетным гравиметрическим данным этот раздел разграничивает оболочку литосферы с плотностью 3,4—3,2 и 2,9 г/см³.

Средняя глубина границы М на Кольском полуострове, как и на всей восточной части Балтийского щита, составляет 37 км при вариациях от 28 до 40 км (рис. 1.7). Наблюдается некоторое увеличение мощности литосферы в направлении с востока на запад. В районе заложения скв. СГ-3, например, глубина границы М составляет 40 км, в то же время в северо-восточной части области наблюдается «кайма», обрамляющая южный фланг Мурманского блока и Кейвскую депрессию, с аномальным приближением к поверхности до 28—30 км. Этот факт пока не находит своего объяснения.

Выше раздела М в толще коры прослеживается несколько менее отчетливых сейсмических границ, важнейшими из которых являются две: раздел с $v_r = 6,4-6,9$ км/с, разграничивающий слои с плотностью 2,9 и 2,75 г/см³, который принимается за кровлю гранулит-базитового, или базальтового слоя — раздел Конрада (К), и раздел с $v_r = 5,9-6,1$ км/с между слоями коры с плотностью 2,60—2,75 и 2,62—2,84 г/см³. Последний условно отождествляется с кровлей диоритового слоя.

Согласно представлениям, сложившимся в процессе глубинных сейсмических исследований и в результате совместного статистического анализа гравиметрических и сейсмических данных, предложена четырехслойная модель земной коры Карело-Кольского региона. Эта модель включает:

- 1) «базальтовый» (гранулит-базитовый), или β -слой ($\sigma = 2,90$ г/см³);
- 2) «диоритовый», или δ -слой ($\sigma = 2,75$ г/см³);
- 3) гранитно-метаморфический, или γ -слой ($\sigma = 2,60-2,65$ г/см³);
- 4) осадочно-вулканогенный слой, или α -слой ($\sigma = 2,62-2,87$ г/см³).

Система изопахит надбазальтового слоя Карело-Кольского геоблока показывает, что базисным уровнем раздела К является глубина

$H_K=17$ км, от него развитие форм «рельефа» поверхности К происходит в интервале значений H_K от 8 до 23 км. Сравнение схем стратонзо-гипс разделов К и М свидетельствует об общей конформности структур разных уровней глубинности. Однако есть и исключения. На Кольском полуострове в восточной части, где глубина границы М не превышает 37 км, уменьшаясь на отдельных участках до 28—30 км, граница раздела К находится на отметках 15—18 км. В то же время в западной части в районах развития гранулитов Лапландского блока и осадочно-вулканогенных пород Печенгской грабен-синклинали она приближена к дневной поверхности до 8—12 км при глубине залегания раздела М 40 км.

Согласно расчетным гравиметрическим и сейсмическим данным, толща коры выше раздела К является слоем плотностных неоднородностей. Это обусловлено тем, что слои δ , γ , α , составляющие объединенный надбазальтовый слой, имеют прерывисто-локальное распространение. Породы надбазальтовых слоев входят в состав магматических, метаморфических и осадочно-вулканогенных комплексов. Выделение этих слоев несколько условно.

На Кольском полуострове выявлено три типа блоков с различным набором слоев:

1) в составе «диоритового» слоя выделены чарнокито-диоритовый и кристалло-сланцевый комплексы. Первый из них рассматривается авторами в качестве древнейших образований геологического этапа эволюции, доступных наблюдениям. Мощность перекрывающего «гранитного» слоя в пределах таких существенно симатического типа блоков очень мала или он полностью эродирован (Лапландско-Колвицкий блок);

2) блоки архейских структурных зон с двухслойным существенно салическим типом разреза коры и с мощностью «гранитного» слоя до 10—18 км (наиболее широко распространены на щите);

3) блоки карелид с небольшой мощностью (7—9 км) «гранитного» слоя. В ряде мест возможен непосредственный переход осадочно-вулканогенных образований в «гранулито-базитовый» слой (Цветной пояс Кольского полуострова).

Кольская сверхглубокая скважина в Печенгском районе не подтвердила первоначальные представления о непосредственном переходе карелид в гранулито-базитовый слой и поставила под сомнение принципы столь дробного выделения по гравиметрическим и сейсмическим данным надбазальтовых слоев в докембрийских кристаллических образованиях земной коры.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ЗАЛОЖЕНИЯ СКВ. СГ-3

Северо-западная часть Мурманской области, где находится Печенгский район — место заложения Кольской сверхглубокой скважины — сложена древними, в различной степени метаморфизованными кристаллическими образованиями, являющимися характерными представителями докембрийских комплексов Балтийского щита (рис. 1.8, см. вклейку).

Геологическое изучение Печенгского района было начато С. А. Конради, А. А. Полкановым, Г. Вайриным, Г. Хаузенем, П. Эскола и продолжено Г. И. Горбуновым, Л. Я. Харитоновым, Н. А. Курылевой, Г. Т. Макиенко, Л. И. Ивановой, Ю. Н. Уткиным, Н. А. Елисеевым, В. А. Маслениковым, К. Д. Беляевым, Л. И. Увадьевым, В. Г. Загородным, С. Н. Сусловой, Д. Д. Мирской, И. В. Литвиненко, Э. А. Поляк, М. А. Гиляровой, А. А. Предовским, Г. Г. Дук, В. И. Казанским, А. А. Кременецким, В. П. Петровым, О. А. Беляевым, Е. Д. Чалых и другими.

Постоянное внимание геологов к этому району обусловлено наличием здесь медно-никелевых месторождений, приуроченных к ультраосновным интрузиям (комагматичным с вулканитами) и залегающих среди осадочных пород протерозойского комплекса. Поэтому основные объемы поисково-разведочных работ и других видов исследований были сконцентрированы в наиболее перспективной (в отношении медно-никелевых руд) зоне развития осадочных образований. Геологическое строение архейского комплекса, слагающего складчатый фундамент района и обрамляющего со всех сторон Печенгскую структуру, изучено значительно слабее.

Печенгский район является северо-западным продолжением Центрально-Кольской геотектонической синклинойной зоны. Эта зона ограниченная с севера и юга крупными продольными разломами (Колвицко-Лапландским и Кейвско-Урагубским), сужаясь в северо-западном направлении, в Печенгском районе имеет в плане наименьшую ширину (см. рис. 1.6). Здесь же все крупнейшие продольные разломы полуострова, сходясь в пучок, наиболее сближены между собой. Этот примечательный факт пока еще не находит объяснения, но многие исследователи отмечают, что Печенгский район и примыкающие к нему районы Лапландской Финляндии и Норвегии являются своеобразным центром, от которого в южном и юго-восточном направлении веером расходятся все важнейшие докембрийские структуры восточной и центральной части щита.

Среди распространенных в пределах района докембрийских образований выделяются следующие разновозрастные комплексы: архейский, слагающий складчатый фундамент — архейские породы представлены в тектонических блоках, образованных складчато-купольными тектоническими структурами, и протерозойский, сложенный вулканогенно-супракрустальными толщами северо-западной части Кольской зоны карелид. Каждому из этих комплексов присущи своеобразные структурные особенности, метаморфизм, магматизм и рудопроявления.

Архей

Нижний структурный этаж района представлен древнейшими образованиями кольской серии гнейсов. Эти гнейсы на поверхности обрамляют Печенгскую грабен-синклиналь.

К кольской серии отнесены различные толщи в ранге свит с многочисленными местными названиями. Общим для всех стратиграфических схем является то, что в низах разреза выделяются свиты, сложенные преимущественно биотит-плагиоклазовыми, биотит-амфибол-плагиоклазовыми гнейсами и амфиболитами, а в верхах разреза — преимущественно биотит-плагиоклазовыми гнейсами с высокоглиноземистыми минералами.

В районе заложения скв. СГ-3 в кольской серии выделены две толщи (снизу вверх): толща биотит-плагиоклазовых, биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов; толща биотит-плагиоклазовых, мусковит-биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами (ставролит, андалузит, силлиманит, гранат, кианит) и редкими прослоями амфиболитов. Нижняя толща сложена однородными биотит-плагиоклазовыми гнейсами. Им подчинены тела биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов и выдержанные по простиранию согласные тела амфиболитов мощностью от нескольких до первых десятков метров. Амфиболиты четко прослеживаются по простиранию на несколько километров и хорошо картируются по аэрофотоснимкам. К амфиболитам местами тяготеют маломощные линзы метаультрамафитов. Количество амфиболитов и биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов в разрезе неравномерно колеблется в широких пределах.

Характерной особенностью нижней толщи является наличие в ней прослоев магнетит-гранат-пироксен-кварц-полевошпатовых сланцев и железистых кварцитов. Мощность этих пород обычно не превышает 20—30 м. В основном они приурочены к верхней контактовой зоне толщи с перекрывающими ее глиноземистыми гнейсами. Однако кроме согласных контактных залеганий, в редких случаях эти своеобразные породы выполняют зоны, секущие гнейсовые образования.

Верхняя толща кольской серии представлена биотит-плагиоклазовыми и двуслюдяными гранат-биотит-плагиоклазовыми гнейсами, местами со ставролитом, андалузитом, кианитом. В ней встречаются прослои амфиболитов. Вверх по разрезу она без видимой границы сменяет нижнюю толщу. Преобладающие в этой толще породы — биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами: гранатом, ставролитом, андалузитом, кианитом, а на участках реликтового гранулитового метаморфизма — с кордиеритом. Породы обычно четко полосчатые, с чередованием полос, обогащенных или обедненных биотитом. В некоторых обнажениях наблюдается ритмичность строения. Ритмы двучленные. Нижние члены ритмов сложены кварц-полевошпатовым материалом, а верхние обогащаются биотитом и гранатом. Границы пород в пределах ритмов от подошвы к кровле нерезкие, между ритмами — четкие. Такая ритмичная слоистость сохраняется в виде метаморфической полосчатости, а местами подчеркивается образованием согласных кварц-полевошпатовых прожилок. Полосчатость и гнейсовидность пород совпадают со слоистостью.

Кольская серия в районе заложения скв. СГ-3 образует своеобразную тектоническую структуру — поле гнейсовых куполов. Она развита как к северу, так и к югу от Печенгской грабен-синклинали. Поле гнейсов состоит из примыкающих друг к другу куполов. Большая часть их вытянута в северо-западном направлении, длина составляет 20—35 км, ширина 10—15 км. Более мелкие купола отличаются изометричной формой с диаметром 2—5 км. Гнейсовые купола на краях осложнены линейными складками, изометричными, наклонными и опрокинутыми. Размах их крыльев изменяется от нескольких сотен метров до первых километров. Эти сравнительно крупные складки местами гофрированы вплоть до микроплойчатости. В центральных частях гнейсовых куполов залегание пород пологое, а для краевых — характерны крутые углы падения 60—70°. К центральным частям гнейсовых куполов приурочены граниты и мигматиты, наследующие ориентированную текстуру вмещающих пород.

Гнейсовые толщи неравномерно гранитизированы с образованием полей мигматитов, гнейсовидных плагиогранитов. Кроме того, встречаются тела сравнительно однородных гранитов, секущие породы кольской серии. Устанавливаются поля аплитов и пегматитов, распределенных неравномерно и тяготеющих к участкам сочленения смежных гнейсовых куполов. Форма тел аплитов и пегматитов линзовидная или пластообразная. Их мощность обычно составляет несколько метров, иногда достигает 30 м. Тела согласные и секущие, контакты тел аплитов и пегматитов с вмещающими породами резкие. Как правило, мелкие тела сложены аплитами, а более крупные — аплитами и пегматитами.

Породы кольской серии в районе метаморфизованы главным образом в амфиболитовой фации. Но при детальном исследовании на поверхности просматриваются некоторые элементы зональности фацональных изменений относительно Печенгского прогиба. Так, в Западно-Няссюкском блоке, непосредственно примыкающем к Печенгской структуре с севера, метаморфические парагенетические ассоциации минералов соответствуют эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям. В несколько удаленном Восточно-Няссюкском блоке среди амфиболитовой фации наблюдаются редкие реликтовые ассоциации гранулитовой фа-

ции метаморфизма. Далее на северо-восток от Печенгской структуры, в Лиинахамарском блоке, гранулитовые ассоциации представлены более широко и на них накладываются амфиболитовые и, локально, зеленосланцевые фации метаморфизма.

В зонах тектонической активности, которая на рассматриваемой территории проявлялась разновозрастно и многократно, супракрустальные образования превращены в различные сланцы или разгнейсованы с диафторическим изменением минералов. Нижняя граница кольской части гнейсов не установлена.

Протерозой

Верхний структурный этаж представлен протерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями. Осадочно-вулканогенные породы печенгского и однотипного с ним варзугского комплексов совместно с примыкающей к ним с юга тундровой серией выполняют крупную тектоническую депрессию, заложенную на жестком архейском основании. Они прослеживаются с перерывами с северо-запада на юго-восток по диагонали через весь Кольский полуостров.

Как в Печенгском, так и в Имандра-Варзугском районах протерозойские осадочно-вулканогенные породы в северной части (или в северном крыле) непосредственно контактируют с архейскими гнейсами складчатого фундамента, трансгрессивно с конгломератами в основании.

Совершенно иным строением отличается южная контактовая зона (или так называемое южное крыло) этой главной для всего Кольского полуострова протерозойской структуры длительного развития. В Печенгском и Имандра-Варзугском районах в южном обрамлении протерозойских сравнительно слабо метаморфизованных осадочно-вулканогенных субплатформенных образований выделяется узкая зона сильно тектонизированных пород так называемой тундровой серии (поздний архей—ранний протерозой). В этой же зоне по данным геологических и геофизических исследований зафиксированы линейные, крупные по амплитуде, параллельные и сближенные между собой тектонические нарушения (Печенгско-Варзугский разлом).

Тундровая серия. Породы тундровой серии имеют локальное развитие в Печенгском районе и в основном распространены в южном обрамлении Печенгской структуры. Северная граница этой структуры совпадает с зоной Порьяташских разломов (западная оконечность Печенгско-Варзугского разлома); конфигурация южной границы тесно связана с тектоникой расчлененного на блоки архейского основания. В пограничной части архейских образований, примыкающих с юга к протерозойской структуре, кроме гнейсов и амфиболитов, широко развиты агматиты. Они состоят из обломков амфиболитов, сцементированных гранитоидным материалом. В ряде участков (гора Каскама) устанавливается, что породы тундровой серии с угловым несогласием залегают на архейских гнейсах. В целом наблюдается северо-западное простирание контактов, которое по всей длине осложняется поперечными складками, вдающимися в промежутки между блоками. Последние имеют вид узких клиньев и сложены гранитоидами. Для пород тундровой серии мощностью около 2—3 км характерны крутые, зачастую субвертикальные углы падения преимущественно в южных румбах.

В составе тундровой серии выделяются две свиты: каскамская и залегающая на ней тальинская. Каскамская свита представлена амфиболитами, амфибол-плагноклазовыми, биотит-амфибол-плагноклазовыми сланцами по диабазам, диабазовым мандельштейнам и андезитами. Эти породы залегают в нижней и верхней части свиты. В средней же распространены биотитовые, эпидот-биотитовые и биотит-амфиболовые

гнейсы обычно с гранатом, иногда с магнетитом и редкими прослойками амфиболитов. Отличительной чертой амфиболитов является их высокая глиноземистость (до 20 % Al_2O_3).

Тальинская свита залегает в небольших синклиналях, расположенных на севере и юге площади развития тундровой серии. Сложена она перемежающимися двуслюдяными и биотитовыми гнейсами с гранатом и иногда с силлиманитом и кианитом, а также слюдисто-актинолитовыми сланцами. Гнейсы и, вероятно, часть сланцев тундровой серии имеют туфогенно-осадочное происхождение. Среди метаморфизованных преимущественно в эпидот-амфиболитовой фации и частично гранитизированных вулканогенных и осадочных пород наблюдаются секущие тела амфиболитов состава глиноземистых базальтов, которые являются комагматитами вулканитов серии.

Как в Печенгском, так и в Имандра-Варзугском районах образования тундровой серии приурочены (в виде узкой полосы) только к внешним южным флангам протерозойских осадочно-вулканогенных комплексов. Попытки отыскать породы тундровой серии на их северных флангах оказались безуспешными. Такая строгая приуроченность, вероятно, объясняется тем, что образования тундровой серии, фиксируя зарождающуюся в позднем архее — раннем протерозое синклинальную структуру, были развиты только в сравнительно узкой осевой части депрессии.

С зарождением и началом развития этой структуры, выполненной породами тундровой серии, предположительно связывается образование комплекса гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. Такой комплекс, развитый к югу и востоку от Печенгского синклинория в зонах широтного (Ровнинский блок) и северо-западного простирания, представлен пластообразными или линзовидными телами длиной до 1000 м, мощностью до 200—300 м. Тела сложены гарцбургитами, метаморфизованными, будинированными, и подверглись влиянию гранитов. С этим же этапом развития региона, по всей вероятности, связано появление габбро-норитов типа горы Генеральской (пироксенит-габбровая формация). Подобные габбро-нориты встречены в базальных конгломератах печенгского осадочно-вулканогенного комплекса (нижний протерозой).

Печенгский комплекс. Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования, расположенные в центральной части района, слагают Печенгскую грабен-синклиналь. Эта структура, имеющая площадь 2300 км², вытянута в направлении северо-запад 310° на 70 км. Она асимметрична и обращена выпуклой частью к северо-востоку, характеризуется центриклинальным падением пород в южных румбах преимущественно под углами 30—50°.

На юго-западе грабен-синклиналь срезается зоной параллельно-сближенных глубинных Порыташских разломов. Ширина этой линейной зоны протяженностью 60 км не превышает 6—8 км. Простирание ее выдержанное, северо-западное (310—320°), падение пород и сланцеватости также выдержано в южном направлении под углами от 40 до 80°. Внутри тектонического шва породы представлены сложно перемежающимися пачками филлитов, алевролитов, песчаников и туфов основного и кислого состава, метадиабазов (преимущественно толенового состава) и многочисленными пластовыми телами андезит-дацитовых порфиритов. На всем протяжении породы интенсивно рассланцованы и метаморфизованы, как правило, в эпидот-амфиболитовой фации.

Грабен-синклиналь выполнена четко стратифицированными осадочно-вулканогенными образованиями печенгского комплекса, при этом выделяются четыре полных макроритма, каждый из которых начинается осадочной и завершается вулканогенной толщей [43].

В основании Печенгской структуры на севере залегает первая осадочная толща полимиктовых грубообломочных конгломератов, сменяющихся местами (вверх по разрезу) гравелитами и аркозовыми песчаниками. Конгломераты трансгрессивно залегают на породах архейского основания. Их мощность резко варьирует от нескольких десятков метров в обнажениях на поверхности до 200 м по картировочной скважине, расположенной в северо-восточной части структуры.

Первая вулканогенная толща прослеживается непрерывной полосой по северной периферии Печенгской структуры. Мощность ее достигает 1000—1300 м. Сложена она измененными диабазами и связанными с ними метаплагиопорфиритами. Для пород характерны сравнительно слабая дифференцированность, палеотипный облик. В северном крыле местами на поверхности, вблизи нижних контактов, породы преобразованы в амфиболиты и биотит-амфиболовые сланцы.

Вторая осадочная толща залегает с согласием на нижележащих эффузивах и имеет сравнительно небольшую мощность до 100 м. Протягиваясь непрерывной полосой вдоль северного крыла структуры, она сложена (снизу вверх): кварцитами и кварцито-песчаниками, доломитами и доломитизированными известняками. Процесс осадочной дифференциации проявился здесь в более совершенной форме, чем в первой осадочной толще, и привел к формированию отчетливо слоистого разреза.

Вторая вулканогенная толща сложена метадиабазами, метаандезитами, метапорфиритами, метамандельштейнами.

Свита имеет сложное строение, обусловленное частой сменой слагающих ее пород, их высокой дифференциацией. Характерной особенностью вулканитов является повышенное содержание в них магнетита, благодаря чему они четко фиксируются на поверхности магнитометрией. Мощность толщи непостоянна, изменяется от 1000 м в центральной северной части до 100 м на флангах структуры.

Третья туфогенно-осадочная толща представлена слоистыми песчаниками (граувакками, аркозами) и, в меньшей степени, алевролитами. Доломитизированные известняки, лежащие выше по разрезу, сменяются в самой верхней части туффитами. Мощность толщи сравнительно выдержанная, составляет 100—150 м.

Третья вулканогенная толща, представленная актинолитизированными диабазами, шаровыми лавами, туфобрекчиями и зелеными сланцами по диабазам, имеет общую мощность в центральной северной части около 2000 м, на западном и восточном флангах структуры — 300—700 м.

Четвертая туфогенно-осадочная толща, наиболее мощная и выдержанная по простираанию, перекрывает третью вулканогенную толщу и является вмещающей для никеленосных интрузий основных и ультраосновных пород, благодаря чему она получила название продуктивной. Истинная мощность ее в центральной части структуры 1000—1500 м, а на флангах 200—400 м. Она сложена филлитами, алевролитами и песчаниками с маломощными, локально развитыми пластами конгломератов и линзами известняков.

Четвертая вулканогенная толща имеет наибольшую площадь развития и слагает ядро структуры. На севере она залегает на четвертой туфогенно-осадочной толще, а с юга по зоне Порыташских региональных разломов граничит с различными породами так называемого южного крыла. В свою очередь она подразделяется более подробно с учетом данных по поверхности на четыре структурных яруса. Мощность нижнего яруса 800—1200 м. В разрезе наблюдается переслаивание покровов шаровых и массивных лав базальтового состава. Пикриты и пироксеновые порфириды образуют пласты (до 40 м), приуроченные к средней части этого яруса. Характерно наличие многочисленных

прослоев туффов, туфов основного состава (в редких случаях — и ультраосновного), а также агломератовых туфов и гиадокластитов. Мощность второго, наиболее дифференцированного яруса составляет 1200—1500 м. Он сложен покровами основных лав шаровой и массивной текстуры. Встречаются также незначительные покровы ультраосновных лав и выявлены, наряду с туфами основного состава, прослои среднекислых туфов мощностью 50—100 м. Верхние третий и четвертый ярусы сложены сходным набором пород: это массивные и шаровые базальтоидные лавы, покровы гиадокластитов, редкие прослои туфов преимущественно основного состава. Общая мощность всей толщи в центральной ее части по данным сейсморазведки составляет 3,0—3,5 км. Ядро Печенгской структуры обладает сложным автономным строением и, по мнению исследователей, состоит из двух чашеобразных брахисинклиналей второго порядка, разделенных узким антиклинальным перегибом, свод которого осложнен крупным разломом. В последнее время комплексными геолого-геофизическими методами удалось выявить в верхних вулканических ярусах вулканотектонические кальдероподобные депрессии. Размер структур колеблется в пределах 1—10 км. Сложены они тремя-пятью значительными по мощности покровами шаровых лав, которые имеют центриклинальный характер залегания и заполняют центральное цилиндрическое пространство проседающего по системе концентрических разломов блока, а также включают группу кольцевых и конических даек габбро-долеритов и жерловых туфаггломератов. Среди докембрийских эффузивов Кольского полуострова это первое найденное свидетельство палеовулканов не трещинного, а конического типа.

Вулканиты толщи в центре грабен-синклинали отличаются высокой степенью сохранности первично-магматических структур и минеральных ассоциаций (прениит-пумпеллитовая фация метаморфизма). Однако на восточном фланге измененность пород нарастает: к востоку за Ламмасским разломом они метаморфизованы в зеленосланцевой фации, а за Кучинтундровским разломом наблюдаются изменения в эпидот-амфиболитовой фации. Такая резкая смена свидетельствует о крупных вертикальных амплитудах внутренних разломов Печенгской структуры.

Все породы, залегающие под вулканитами четвертой толщи, метаморфизованы полифациально: в центральной части структуры на поверхности они изменены в зеленосланцевой фации, в восточной части преобразованы преимущественно в эпидот-амфиболитовой.

Рассматривая вулканические толщи печенгского комплекса, имеющие чрезвычайно большие мощности и отделенные от соседних осадочными породами, нередко корами выветривания и поверхностями несогласия, можно признать, что каждая толща отвечает самостоятельной формации (снизу вверх): молассоидно-андезито-базальтовой, карбонат-трахибазальтовой, толеито-базальтовой и терригенно-туфогенно-пикрито-базальтовой [72].

Интрузивные образования, залегающие в стратифицированных породах Печенгской грабен-синклинали, относятся к трем группам.

Ранние интрузии представлены габбро-диабазами, залегающими в различных осадочно-вулканогенных породах структуры. Наиболее часто габбро-диабазы встречаются в четвертой туфогенно-осадочной толще. Все интрузии образуют пластовые тела, длина которых достигает 10 км при мощности 200—300 м.

Следующая интрузивная фаза представлена массивами основных и ультраосновных пород. Серпентинизированные, как правило, в значительной степени перидотиты и оливиниты, а также пироксениты, габбро и связанные с гипербазитами хлорит-тремолитовые и карбонат-тремолит-талковые сланцы залегают в подавляющем большинстве в

туфогенно-осадочных породах в продуктивной толще. Массивы этой группы представляют собой пластовые интрузивные тела протяженностью от 50 м до 6 км при мощности от 2 до 30 м, редко достигая 200—300 м. Иногда интрузии дифференцированы: при этом лежащий бок массива обычно сложен серпентинизированными перидотитами, а висячий — габбро. Между перидотитами и габбро располагаются пироксениты. Во многих случаях отдельные дифференциаты слагают самостоятельные маломощные массивы. Все известные медно-никелевые месторождения Печенгской структуры связаны с ультраосновными породами этой группы интрузий.

Поздние интрузии представлены диоритовыми (андезитовыми) порфиритами, которые слагают пластовые гипабиссальные интрузии, залегающие преимущественно в туфогенно-осадочных породах так называемого южного крыла.

К постпеченгским образованиям, однако близким по времени, относится комплекс рапакивиобразных гранитов. Массивы этого комплекса приурочены к зоне северо-восточного разлома, секущего архейские породы к востоку от Печенгской грабен-синклинали. Возраст массивов, по данным К-Аг датировок, определяется в 1900—1610 млн. лет. Массивы сложно построены. Преобладающими породами являются граниты и гранодиориты.

К концу магматического цикла сформировались породы дайкового комплекса, представленные диабазами, фурчитами, габбро-порфиритами. Дайки этих пород секут все осадочные, вулканогенные и интрузивные образования грабен-синклинали. Заканчивается цикл формированием гидротермальных кварцевых, карбонатных, сульфидных и других жил.

Печенгская грабен-синклиналь разделяется на краевую часть, полностью повторяющую внешние контуры структуры, и внутреннюю с автономными локальными структурами (четвертая вулканогенная толща). Конфигурация краевой части четко вырисовывается благодаря чередованию в разрезе осадочных и вулканогенных пород. Падение пород центриклинальное, направлено внутрь структуры с углами 20—30° в нижних толщах и более крутыми углами 30—60° в верхних осадочно-вулканогенных толщах.

В образованиях печенгского комплекса, и особенно в осадочных породах, отчетливо наблюдаются складки второго, третьего и более высоких порядков шириной от 3 км до 10 м.

На всех стадиях формирования Печенгской структуры значительную роль играли разрывные нарушения. В образовании последних является несколько этапов, основные из которых относятся к протерозойскому времени. Все разрывные нарушения могут быть подразделены на следующие группы: 1) краевые глубинные разломы, 2) основные внутриформационные разломы, 3) продольные разрывные нарушения, 4) поперечные разрывные нарушения.

К краевым глубинным разломам относится Порыташский, прослеживающийся на протяжении 60 км и разграничивающий протерозойские образования района на две структурные зоны. Разлом простирается в направлении северо-запад 300°, углы падения его 60—80°. К разлому приурочены крупные субвулканические интрузии андезитовых порфиров.

К самым крупным внутриформационным разломам относятся Западный, Луоттинский, Куэтарвинский, Ламмасский, Кучинтундровский и другие. Они играли ведущую роль в формировании внутренних структур района, обуславливая границы основных тектонических блоков. Амплитуда этих радиально расположенных по отношению к Печенгской структуре субвертикальных нарушений (взбросов и сбросов) не уста-

новлена, но, судя по горизонтальному смещению пород, значительная, и составляет, по крайней мере, несколько сотен метров.

Кроме вышеуказанных крупных разломов, в Печенгской структуре повсеместно выделяется ряд дизъюнктивных нарушений типа поперечных взбросов и сбросов. Наиболее детально эти нарушения изучены в пределах развития пород продуктивной толщи, где установленные амплитуды перемещения по некоторым из них составляют 30—50 м.

Продольные разрывные нарушения (надвиги, сдвиги) наиболее хорошо изучены в пределах продуктивной толщи. Они преимущественно развиты здесь вдоль контактов различных по физическим свойствам горных пород. По простиранию они согласны с залеганием пород, повторяя очертания крупных складок и срезая мелкие изгибы пластов.

Установлено, что если поперечные сбросо-взбросы являются по времени образования послескладчатыми и послерудными, то продольные сдвиги, во всяком случае некоторые представители этой группы нарушений, являются дорудными и служат важнейшими рудоконтролирующими структурами.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЙОНА ЗАЛОЖЕНИЯ СКВ. СГ-3

Первые исследования земной коры древних щитов в Советском Союзе методом глубинного сейсмозондирования (ГСЗ) проведены на Балтийском щите, на северо-западе Кольского полуострова (профиль Баренцево море — Печенга — Ловно) в 1960—1963 гг. (рис. 1.9).

Для профиля Баренцево море — Печенга — Ловно, пересекающего Печенгскую структуру вдоль р. Печенга (в 12 км восточнее скв. СГ-3), установлена характерная для континентов мощность земной коры — около 40 км. В коре выделены пологие сейсмические границы и намечено ее блоковое строение, что впоследствии оказалось типичным для всего Балтийского щита. Интерпретация данных ГСЗ первоначально базировалась на распространенном представлении о том, что земную кору можно представить моделью, состоящей из небольшого числа мощных слоев, на границах которых скорости меняются скачкообразно и возрастают с глубиной.

В этом разрезе коры кристаллического щита (к югу от п-ова Рыбачий) установлены следующие сейсмические границы (сверху вниз).

1. Верхняя граница, выделяемая по волнам, которые могут рассматриваться не только как преломляющие, определена на сравнительно небольших глубинах (7—8 км) в районах развития гнейсовых полей и под печенгским осадочно-вулканогенным комплексом и 3—5 км в южной части профиля, в районе развития гранулитового комплекса. Важной особенностью данной поверхности раздела является изменение скорости вдоль нее. Значения v_r не зависят от глубины залегания границы. Скорее можно предполагать наличие их связи с составом пород, обнажающихся вдоль профиля: под комплексами с более высокими значениями скоростей наблюдается увеличение v_r . Так, в южной части профиля под гранулитами преобладают значения $v_r = 6,4—6,7$ км/с, под кольскими гнейсами и породами тундровой серии они уменьшаются до 6,0—6,4 км/с, под центральной частью печенгского комплекса вновь возрастают до 6,4—6,6 км/с.

2. Сейсмическая граница, характеризующаяся значениями v_r около 6,8 км/с, несколько воздымается в южном направлении. Ее глубина изменяется от 15 до 8—9 км.

3. Сейсмическая граница скоростей в интервале глубин 19—25 км также поднимается в южном направлении. Значение $v_r = 7,2—7,5$ км/с для нее дается лишь предположительно: возможно, это только отражающие, а не преломляющие границы.

4. Наряду с описанной субгоризонтальной слоистостью земной коры по упругим свойствам, сейсморазведочными работами в этом профиле выделены крупные глубинные тектонические нарушения, обрамляющие с юга и севера гранулитовый комплекс, Печенгско-Варзугскую и Кейвско-Урагубскую крутостоящие разломные зоны.

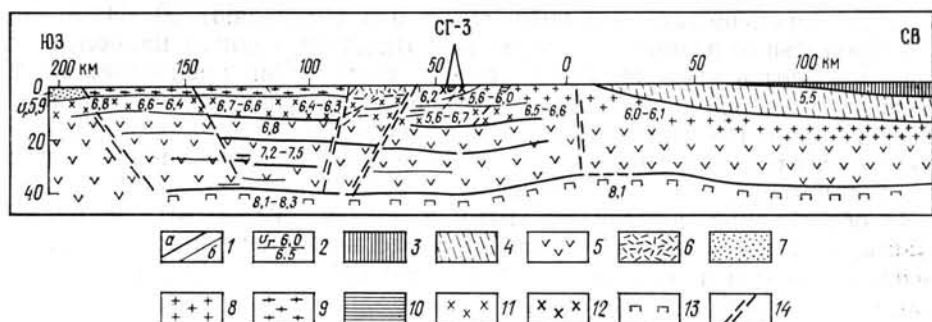


Рис. 1.9. Сейсмический разрез земной коры по профилю Ловно—Печенга—Баренцево море [22]: 1 — осредненное положение опорных (а) и других (б) сейсмических границ; 2 — скорости (верх — средняя, низ — граничная, км/с); 3 — осадочные породы фанерозоя; 4 — то же, рифея; 5 — нижняя часть «базальтового» слоя; 6 — кристаллические сланцы и амфиболиты; 7 — гнейсовые комплексы; 8 — гнейсы, гранитоиды, граниты; 9 — гранулиты, 10 — основные и ультраосновные интрузии; 11 — средняя неоднородная часть базальтового слоя; 12 — печенгская осадочно-вулканогенная серия; 13 — верхняя мантия; 14 — разломы

Таким образом, на основании сейсморазведочных данных ранее сложились представления, что в центральной части Печенгского прогиба суммарная мощность осадочно-вулканогенных пород достигает 7—8 км и для пород типичного «гранитного» слоя здесь практически не остается места в разрезе коры.

Последнее обстоятельство позволило В. В. Жданову [42] выделить на северо-западе Кольского полуострова два типа земной коры. К первому из них относится Печенгская структура, где «гранитный» слой, по его мнению, вытеснен мощной толщей эффузивов основного состава и опущен в зону физико-химической устойчивости «базальтового» слоя. Представителем второго типа является Ловнинский блок, сложенный гранулитами и расположенный в 100—200 км к югу от скв. СГ-3, где исчезновение «гранитного» слоя связано с его длительным поднятием с больших глубин и последующей эрозией пород.

Другие 13 сейсмических профилей (МОВ) были пройдены до бурения скв. СГ-3 с целью изучения геологического разреза Печенгской структурной зоны до глубины 10—15 км. Они в значительной степени уточнили глубинное строение структуры и позволили сделать следующие выводы:

1) Печенгская структура, сложенная осадочно-вулканогенными образованиями, представляет собой асимметричную мульду с центриклинальным падением пород под углами 30—60° в приповерхностной северной части мульды и пологими углами падения вплоть до близких к горизонтальным на глубоких горизонтах;

2) маркирующими сейсмическими горизонтами являются контактные поверхности слоев пород, резко отличающихся по скорости распространения упругих волн. К таким маркирующим слоям относятся подошва первой вулканогенной толщи, осадочные породы третьей толщи и подошва четвертой осадочной толщи печенгского комплекса;

3) данные о глубинном строении архейских пород противоречивы, не всегда согласуются с геологическими наблюдениями, что объясняется, в первую очередь, недостаточным объемом проведенных работ в архейском комплексе.

Результаты осуществленной в 1967—1969 гг. гравитационной съемки масштаба 1 : 50 000 подтвердили и детализировали основные выводы сейсморазведочных исследований о глубинном строении Печенгской грабен-синклинали, внесли некоторую корректировку.

Таким образом Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) должна была осветить широкий круг дискуссионных проблем в области геологии, геофизики и рудоносности восточной части Балтийского щита и, в более широком плане, континентальной земной коры докембрия, а именно:

1. Стратиграфическое расчленение протерозойских и особенно архейских комплексов. Скважина в соответствии с проектом должна была пересечь почти полную мощность нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных пород печенгского комплекса и, будучи глубочайшей горной выработкой в архейских образованиях фундамента, установить возрастную последовательность, характер напластования, мощность толщ в древних слоях земной коры.

2. Внутреннее строение широко развитых на Балтийском щите «надстроенных» на архейском фундаменте этажей, сложенных осадочно-вулканогенными образованиями.

3. Оценка перспектив на глубоких горизонтах известных рудных полей района. Предстояло определить характер выклинивания на глубине рудных структур, степень насыщенности вмещающих пород никеленосными интрузиями и др. Вопрос, возможно, не столь широкого плана, но он имеет большое практическое значение.

4. Временная последовательность метаморфических процессов в докембрии, зависимость этих процессов от глубины залегания пород.

5. Вертикальная зональность рудной минерализации с оценкой глубины развития низкотемпературной гидротермальной минерализации.

6. Затухание трещиноватости пород на глубине, их текстурные перестройки, проницаемость массивов и т. д.

7. Связанный с предыдущим вопрос о газовых эманациях древних образований земной коры. Определение глубины нахождения водных горизонтов, в том числе минерализованных.

8. Изменение палеотемпературных и современных температурных градиентов на Балтийском щите с ростом глубины.

9. Литостатическое (горное) давление, влияние его на физические параметры горных пород с ростом глубины.

10. Глубинное строение и выяснение природы глубинных геофизических границ раздела земной коры.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ СКВАЖИНЫ

Характеристика разреза Кольской сверхглубокой скважины базируется на результатах комплексного изучения керна и окоскважинного пространства. Проходка скважины открытым стволом и одним диаметром позволила резко повысить качество, точность и воспроизводимость разновременных геофизических измерений даже в экстремальных условиях. В ходе исследований были обеспечены строгая увязка и сопоставление геологических, геофизических, геохимических данных и построена серия геологических, геохимических, геофизических разрезов в различных масштабах — от первичных (1 : 200—1 : 500) до обобщающих — 1 : 5000—1 : 25 000 (рис. I.10, 11, 12, 13).

Как уже отмечалось, скв. СГ-3 должна была пересечь осадочно-вулканогенные образования печенгского комплекса, а на глубине

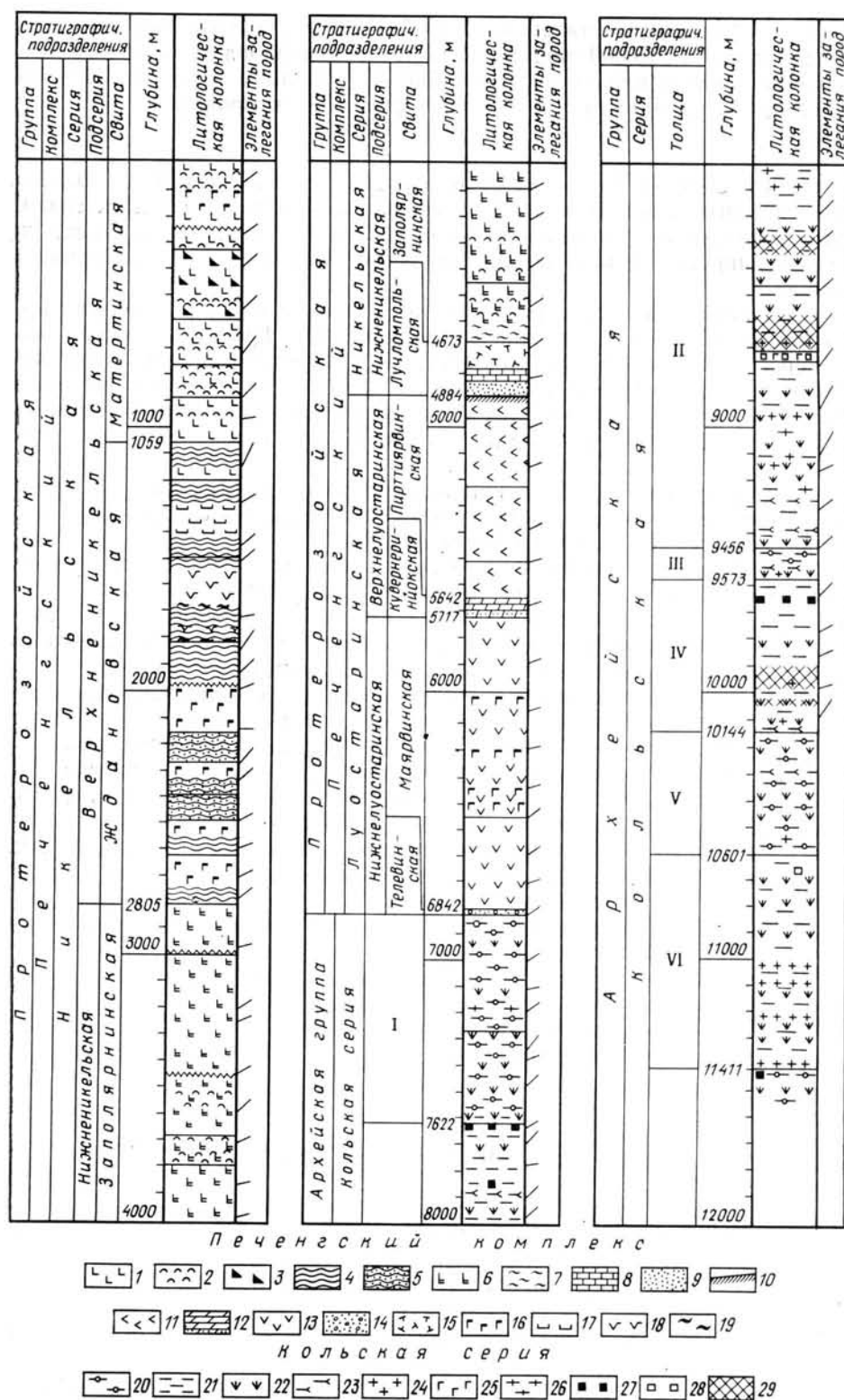


Рис. 1.10. Геологический разрез Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3). По В. С. Ланеву, Э. Б. Наливкиной, В. В. Вахрушевой, Е. А. Голенкиной, М. С. Русанову, Ю. П. Смирнову.

Печенгский комплекс: 1 — авгитовые диабазы; 2 — туфы основного состава; 3 — пироксеновые и пикритовые порфириты; 4 — ритмичнослоистые филлиты, алевролиты, песчаники, туфиты и ту-

4700 м войти в архейские гнейсы и на расстоянии 7—8 км от поверхности вскрыть высокоскоростные породы гранулит-базитового слоя. Фактический разрез по скважине оказался иным (рис. I.14).

ПЕЧЕНГСКИЙ КОМПЛЕКС

Протерозойский (печенгский) комплекс вскрыт скважиной в интервале 0—6840 м. Он представлен ритмично чередующимися осадочными и вулканогенными породами с подчиненными комагматичными телами габбро-верлитов, а также пластовыми интрузиями габбро-диабазов и дацит-андезитовых порфиритов (рис. I.15).

Печенгский осадочно-вулканогенный комплекс расчленяется на две серии: никельскую и луостаринскую. Наиболее представительно на поверхности развита никельская серия, перекрывающая на значительной площади луостаринскую. Ее вертикальная мощность по скважине составляет 4884 м. Как показал анализ, именно «подошва» этой серии при проведении профильных сейсморазведочных работ методом отраженных волн была ошибочно принята за базальные образования Печенгской структуры, что и предопределило значительную ошибку в проекте при расчетах глубины выхода из протерозойских осадочно-вулканогенных толщ. В настоящее время с учетом этих фактов можно достаточно уверенно рассчитать полную вертикальную мощность никельской серии, вулканогенные породы которой являются материнскими по отношению к никеленосным габбро-верлитовым интрузиям района.

Ввиду того, что скв. СГ-3 несколько смещена к северу от центра Печенгской депрессии, максимальная мощность осадочно-вулканогенных пород никельской серии может составить 6—6,5 км.

Луостаринская серия по скважине имеет мощность 1958 м. Судя по данным профильных сейсмометрических работ, прослеживающим, хотя и не столь отчетливо, базальные образования Печенгской структуры, не наблюдается увеличения мощности этой серии по направлению к центру депрессии.

Следовательно, максимальная суммарная мощность осадочно-вулканогенных свит печенгского комплекса в целом, зафиксированная сейсморазведочными работами в южных центральных частях протерозойской структуры, оценивается в 8—9 км.

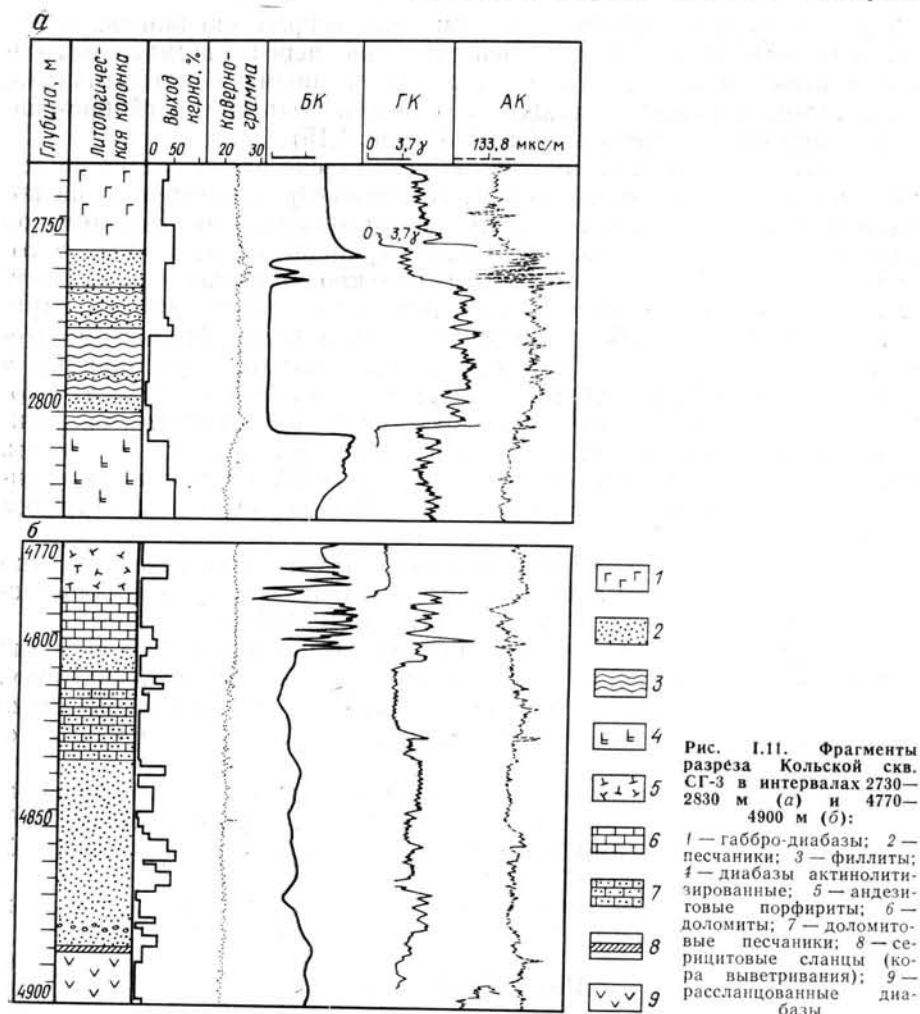
Каждая из вновь выделенных в печенгском комплексе серий четко подразделяется на свиты осадочных и вулканогенных пород.

Никельская серия

Матертинская свита (9—1059 м) слагает центральную часть Печенгской грабен-синклинали и наиболее широко развита на поверхности, занимая площадь около 600 км². Она представлена главным об-

фы; 5 — ритмичнослоистые песчаники с подчиненными алевролитами и филлитами; 6 — актинолитизированные диабазы; 7 — амфиболовые и биотит-хлоритовые сланцы по туфам ультраосновного состава; 8 — доломиты; 9 — аркозовые песчаники; 10 — серицитовые сланцы (кора выветривания); 11 — метадиабазы, метандезиты, метаальбитофиты, полосчатые лавы, туфы и зеленые сланцы по ним; 12 — доломиты, мраморы и полимиктовые песчаники; 13 — диабазовые порфириты, биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы по андезит-базальтам; 14 — полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники; 15—18 — интрузивные образования (15 — андезитовые порфириты, 16 — габбро-диабазы, 17 — эссекситовые габбро, 18 — верлиты); 19 — сульфидные медно-никелевые руды. Кольская серия: 20 — биотит-плагиоклазовые гнейсы, сланцы с ВГМ; 21 — биотит-плагиоклазовые и биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы, сланцы; 22 — амфиболиты; 23 — тальк-биотит-актинолитовые сланцы (по ультраосновным породам); 24—26 — интрузивные образования (24 — плагиомикроклиновые граниты, пегматиты, 25 — метабазы, 26 — плагиограниты и теневые мигматиты); 27—29 — рудопроизведения: 27 — магнетитовые, 28 — титано-магнетитовые, 29 — зоны катаклаза и милонитизации. Толщи: I — мусковит-биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВГМ (андалузит, ставролит, силлиманит, гранат); II — биотит-плагиоклазовых и биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов; III — мусковит-биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВГМ (силлиманит, гранат); IV — биотит-плагиоклазовых и биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов; V — мусковит-биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВГМ (кианит, силлиманит, гранат); VI — биотит-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов

разом диабазами, диабазовыми порфиритами и туфами преимущественно основного состава. В незначительном количестве встречаются ультраосновные вулканыты — пикритовые порфиры, а также вулканыты кислого состава — кварцевые порфиры и их туфы. Все они являются образованиями центральных излияний. Породы залегают центрикли-



нально, с падением в южных румбах под углами от 20 до 70°. Скважиной охарактеризована нижняя часть разреза материнской свиты.

Здесь вскрыты многочисленные покровы диабазовых массивных и реже шаровых лав (более 50). Они составляют около 80 % разреза. Подчиненную роль играют покровы пикритовых порфиритов, которые либо налегают друг на друга, либо разделены между собой прослоями пелитовых, алевроитовых, реже псаммитовых, псефитовых туфов, туфо-лавобрекчий основного состава.

Покровы диабазов имеют однотипное строение. Краевые их части и края отдельных шаров сложены мелкозернистыми и стекловатыми, часто миндалекаменными разновидностями, а центральные части образуются сравнительно крупнозернистыми породами. Мощность покровов составляет 20—30 м. Диаметр шаров в шаровых лавах обычно не превышает 20—30 см.

Покровы пикритовых порфиритов залегают исключительно в срединных пачках свиты. Их мощность достигает нескольких десятков

метров. Они имеют строгую стратиграфическую приуроченность, прослеживаются в разрезах других скважин и на поверхности, где местами отмечается переход от массивных к шаровым лавам. Среди этих покровов различаются два типа: дифференцированные и недифференцированные. В дифференцированных верхняя часть сложена диабазо-

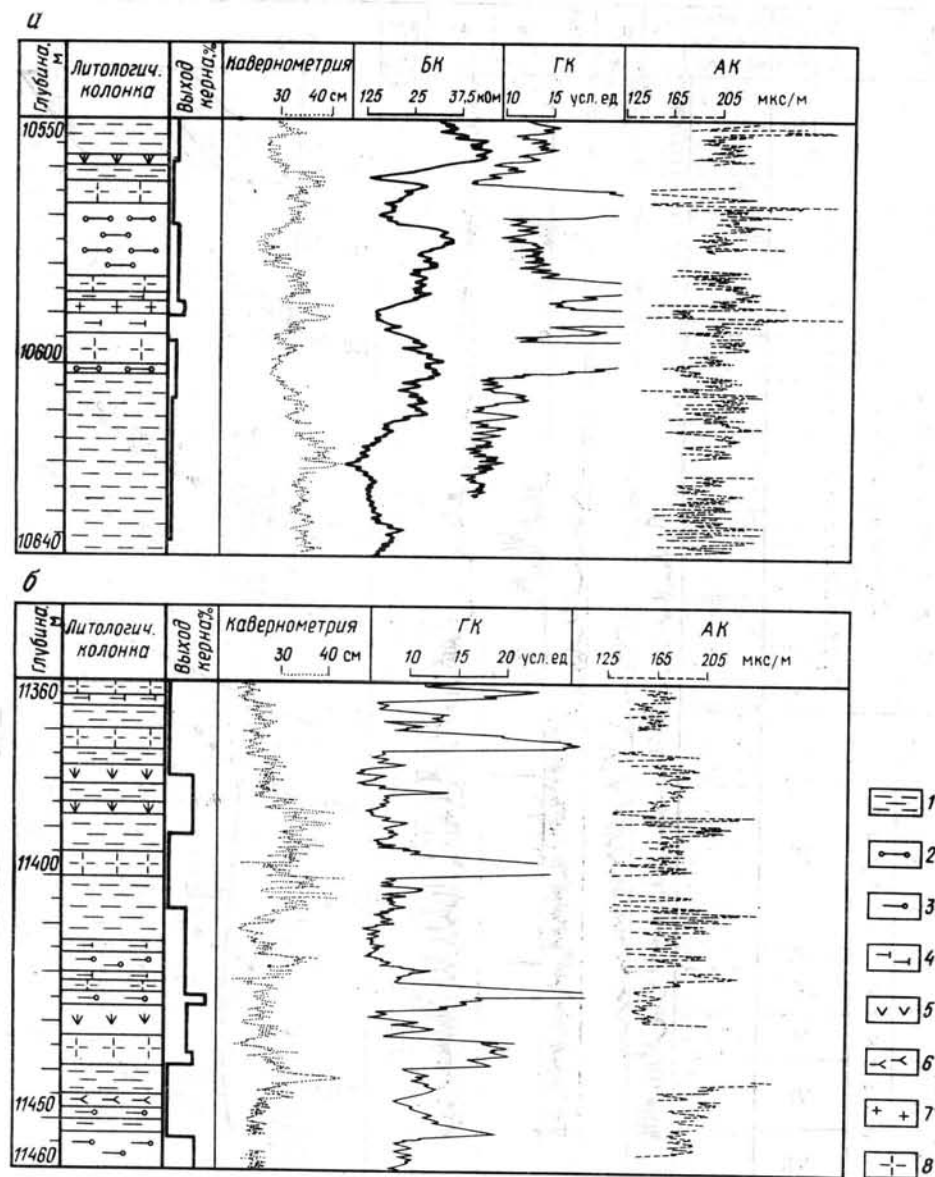


Рис. 1.12. Фрагменты разреза Кольской скв. СГ-3 в интервалах 10 550—10 640 м (а) и 11 360—11 460 м (б):

1—3 — биотит-плагиоклазовые гнейсы: 1 — с ВГМ, 2 — с кианитом, силлиманитом, гранатом, 3 — с гранатом, силлиманитом; 4 — биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы; 5 — амфиболиты; 6 — тальк-биотит-актинолитовые сланцы (по ультраосновным породам); 7 — граниты, 8 — пегматиты

выми порфиритами со своеобразной дендритовой структурой полевых шпатов. Эти породы без резкой границы переходят в пикритовые порфириты нижних частей покровов. Недифференцированные сложены полностью либо пикритовыми, либо диабазовыми порфиритами.

В верхней части разреза развиты маломощные (от 0,3 до 3 м) прослои пелитовых туфов основного состава. Они с четкой границей нале-

гают на покровы диабазов. В туфах лишь местами прослеживается слоистость, выраженная чередованием тонких светлых и темных слоев. В средней части материнской свиты туфогенные прослои более мощные (от первых метров до 10 м). Возрастает их разнообразие по

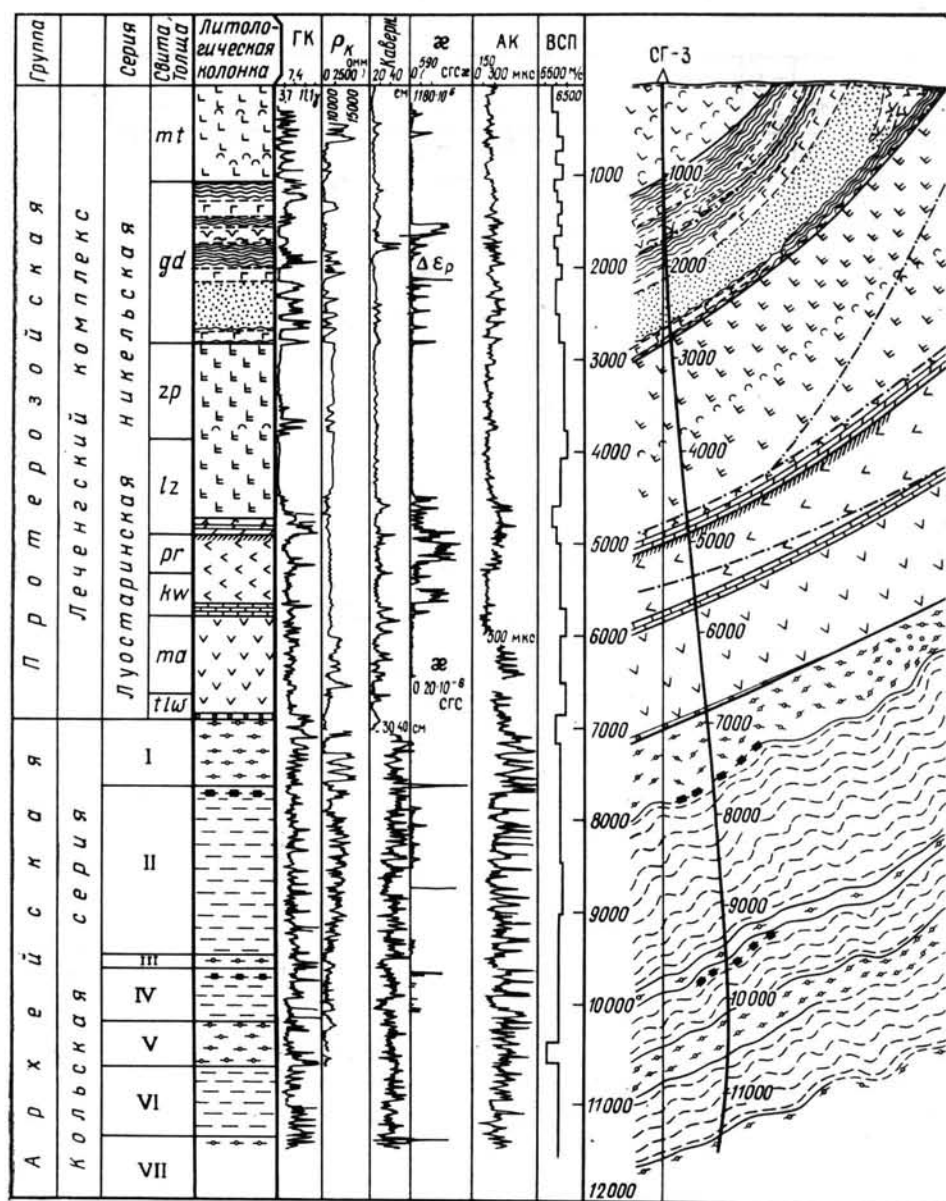
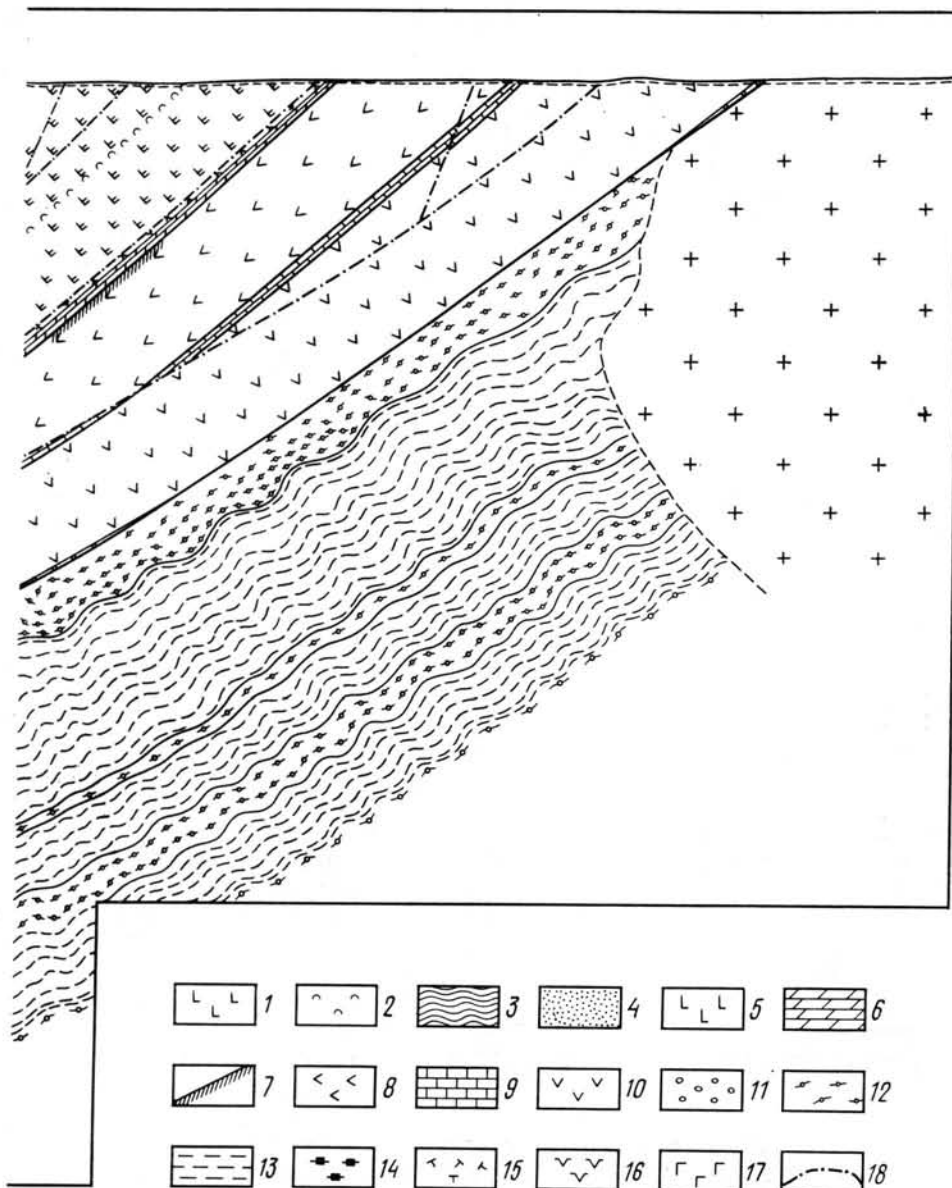


Рис. 1.13. Геолого-геофизический разрез Кольской скв. СГ-3. По В. С. Ланеву, М. С. Русанову, Ю. П. Смирнову;

1 — авгитовые диабазы с прослоями пироксеновых и пикритовых порфиров; 2 — туфы и туффы основного состава; 3 — филлиты, алевролиты с прослоями туфов; 4 — ритмично-слоистые песчаники с подчиненными алевролитами и филлитами; 5 — актинолитизированные диабазы, 6 — доломиты, аркозовые песчаники; 7 — серцитовые сланцы; 8 — метадиабазы; 9 — доломиты, полимиктовые песчаники; 10 — диабазовые порфиры и сланцы по ним; 11 — полимиктовые конгломераты.

величине обломков. Здесь появляются прослои алевроитовых и псаммитовых туфов. Еще глубже в разрезе преобладают пелитовые, алевроитовые, псаммитовые и псефитовые туфы, туфо- и лавобрекчии основного состава. Маломощные покровы диабазов играют подчиненную

роль. Мощность слоев туфов изменяется от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, обычно составляя первые метры. Мелкообломочные туфы четко слоисты, в грубообломочных — слоистость менее заметна. Они состоят из крупных обломков диабазов, базальтов,



ты, гравелиты; 12 — биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВГМ; 13 — мигматизированные и гранитизированные биотит-плагиоклазовые гнейсы; 14 — магнетит-амфиболовые сланцы. 15—18 — интрузивные образования (15 — андезитовые порфиры, 16 — верлиты, 17 — габбро-диабазы, крестики — граниты); 18 — тектонические нарушения. Толщи I, III, V, VII — мусковит-биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВГМ (андалузит, ставролит, силлиманит, гранат) с телами амфиболитов; толщи II, IV, VI — биотит-плагиоклазовых гнейсов, биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов

изредка обломков андезитовых порфиритов, сцементированных черным пелитовым материалом. Лавобрекчии сложены измененными гиабазальтами, которые образуют маломощные покровы или краевые части покровов массивных лав диабазов. К подошве свиты роль туфогенного

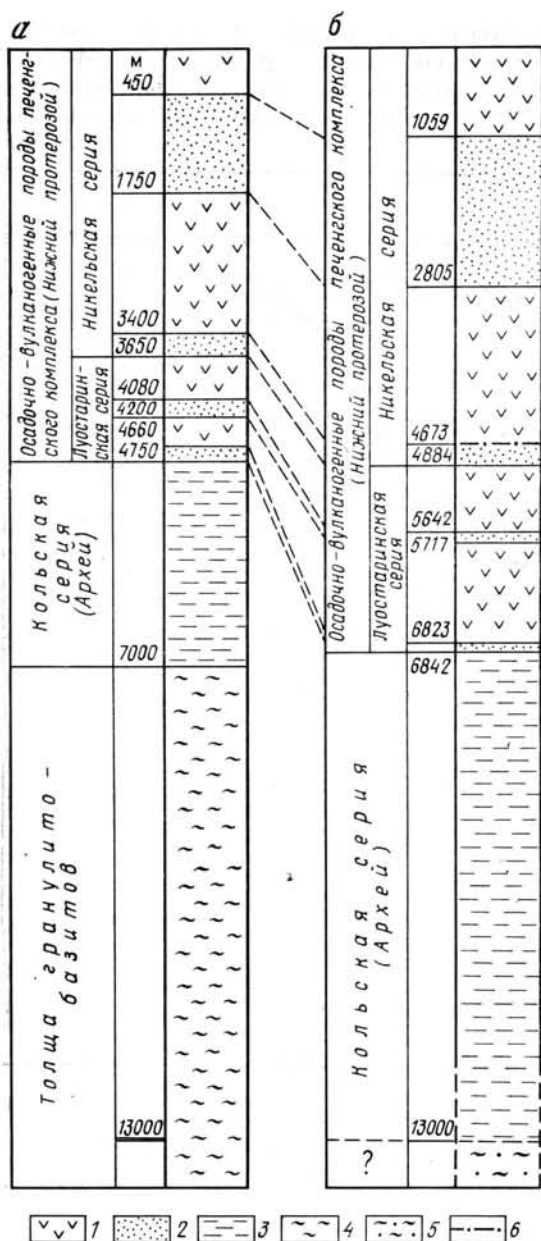


Рис. 1.14. Схема сопоставления проектного (а) по данным сейсморазведки и фактического (б) разреза скв. СГ-3:

1 — эффузивные породы преимущественно основного состава; 2 — осадочные образования; 3 — гнейсы, гранитоиды и амфиболиты; 4 — гранулитобазальты; 5 — гнейсы и амфиболиты высоких фаз метаморфизма; 6 — межслоевые тектонические нарушения

материала уменьшается. Здесь находятся лишь тонкие прослои пелитовых основных туфов, разделяющие мощные покровы диабазов.

Отметим, что материнская свита сложена породами преимущественно основных излияний в мелководном бассейне. Характерно обилие туфов, слагающих самостоятельные горизонты. Свита имеет ритмичное строение. Каждый из ритмов начинается излияниями основного состава, иногда многократными, и заканчивается отложением туфогенного материала. Мощность ритмов возрастает к средней части разреза, что свидетельствует о более устойчивом режиме вулканизма. Именно с устойчивым режимом извержения связано излияние ультраосновных лав, близких по составу гипербазитовым интрузиям Печенгского рудного поля.

Весьма пестрый состав вулканитов материнской свиты (от диабазов до кварцевых порфиров и пикритовых порфиритов) свидетель-

ствует о высокой дифференцированности магм, сформировавших эту свиту. Породы ее слабо изменены. Среди палеотипных сохраняются в виде реликтовых участков такие образования, которые по своему облику приближаются к кайнотипным разновидностям (среди диабазов — реликты базальтов).

Ждановская свита (1059—2805 м) залегает согласно с другими свитами печенгского комплекса. Она образует внутреннюю дугу Печенгской структуры, обращенную выпуклой частью к северу, северо-востоку, и непрерывно прослеживается на протяжении 80 км от государственной границы с Норвегией до Кучин-тундры. Среди других свит печенгского комплекса, сложенных осадочными породами, ждановская наиболее представительна, отличается выдержанным залеганием и значительной мощностью. Скважина СГ-3 впервые пересекла ее пол-



Рис. 1.15. Горные породы пещинского комплекса:

1 — афанитовые диабазы в контакте с туфом алевритовым (г. 27,6 м); 2 — туфы агломератные (г. 771,3 м); 3 — филлиты и песчанники ритмичеслонные (г. 1266,4 м); 4 — эссексионные габбро (г. 1307,2 м); 5 — серпентиниты (г. 1639,3 м); 6 — габбро-диабазы (г. 2709,2 м); 7 — лавобрекчии актинолитизированных диабазов (г. 2977,8 м); 8 — шаровая огдельность в диобазах (г. 3489,5 м); 9 — актинолитизированные диабазы порфиорообластической структуры (г. 3912,6 м); 10 — андезит-дацитовые порфириты (г. 4743,9 м); 11 — песчанники доломитизированные (г. 4808,4 м); 12 — доломиты мраморизованные (г. 4811,0 м); 13 — метадезиты (г. 5489,9 м); 14 — доломиты тремолитизированные (г. 6203,8 м); 15 — хлорит-амфибол-плагноклазовые кристаллические сланцы (г. 6370,5 м); 16 — метаталесчанники (г. 6834,9 м)

ностью в центральной части. Вертикальная мощность вместе с насыщающими интрузиями (габбро, гипербазиты) составляет 1746 м, на долю туфогенно-осадочных пород приходится 930 м. Контакт кровли ждановской свиты с перекрывающей ее материнской проходит по нижней границе покрова диабазов с туфами и туффитами и четко фиксируется по резкому повышению электропроводимости и радиоактивности. Осадочные породы в контактовой зоне с диабазами милонитизированы. Подошва туфогенно-осадочной полосы залегает на покровах актинолитизированных диабазов заполярнинской свиты. На контакте отчетливо устанавливается повышение электрического сопротивления, плотности и уменьшение радиоактивности пород.

Ждановская свита сложена туфогенно-осадочными породами: филлитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, седиментогенной брекчий, туфами и туффитами. Изредка встречаются карбонатные породы. Незначительную роль в ее составе играют маломощные покровы диабазов. Туфогенно-осадочные породы повсеместно заражены сульфидной минерализацией (пирротином, реже пиритом и халькопиритом) и углеродистым веществом, что обусловило их низкое электрическое сопротивление.

По разрезу скв. СГ-3 в составе свиты выделено девять пачек, каждая из которых образует ритм осадконакопления. В нижних частях ритмов преобладают седиментогенные брекчии, песчаники или гравелиты, иногда конгломераты, а в верхних — алевролиты, филлиты. Эти ритмы подразделяются на ритмы низших порядков. Туфогенно-осадочные породы слоисты. Наиболее характерна тонкая ритмичная слоистость с образованием двух- или трехчленных ритмов (песчаник—алевролит, алевролит-филлит, песчаник—алевролит—филлит) с мощностью слоёв от 1 мм до 5 см. Нередко в алевролитах и песчаниках встречается косая слоистость преимущественно в верхах толщи. В нижней подсвите присутствует перекрестная и мульдобразная слоистость, встречаются знаки ряби. В алевролитах характерно широкое развитие подводнооползневых текстур. На границе ритмов распространены следы мелких размывов, взмучивания, катуны. В отдельных прослоях встречены редкие мелкие конкреции карбонатного состава. Подобные текстуры указывают на развитие водных потоков в мелководных, а частично и в прибрежных условиях.

В верхней части свиты значительная роль принадлежит туфогенному материалу. Наибольшее количество его (около 50 %) отмечено в самой верхней пачке. Широко развиты филлиты, алевролиты. В этой подсвите накопление обломочного материала в целом отражает трансгрессивный характер осадкообразования, осложненный локальными регрессиями, связанными с местными поднятиями. Заканчивается разрез подсвиты продуктами вулканической деятельности.

В нижней части резко возрастает количество терригенной составляющей. Породы в целом становятся более грубообломочными, широко развиты песчаники и гравелиты, конгломераты. В отличие от верхней части, характер осадконакопления здесь является регрессивным, что выражается в уменьшении снизу вверх по разрезу пелитового материала и резком увеличении доли псефитовой и псаммитовой фракций пород. Процесс завершается образованием конгломератов, приуроченных к верхней части разреза подсвиты.

Необходимо отметить, что регрессивный макроритм существенно терригенного осадконакопления ждановской свиты прерывается в связи с активизацией вулканической деятельности. При этом происходит смена регрессивного характера осадконакопления трансгрессивным.

Об активизации вулканизма свидетельствует появление туфогенных пород и маломощных покровов диабазов в центральной части ждановской свиты. Выделенная по скв. СГ-3 маркирующая пачка в настоя-

шее время благодаря детальным картировочным работам прослежена в центральной части Печенгского рудного поля. Непосредственно выше ее пересечены рудоносные интрузии гипербазитов.

Породы ждановской свиты метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фациях. Причем осадочные породы метаморфизованы слабее вулканических образований.

Таким образом, установлено, что:

1) туфогенно-осадочные породы ждановской свиты в разрезе скв. СГ-3 четко стратифицированы и подразделены на две подсвиты, различающиеся по составу и характеру осадконакопления;

2) вертикальная мощность так называемой продуктивной толщи составляет 1764 м; первоначальное представление об уменьшении ее мощности на глубине, основанное на сейсмических данных, не подтвердилось, в разрезе скв. СГ-3, по крайней мере, до глубины 3000 м она сохраняется неизменной;

3) состав туфогенно-осадочных пород, степень их метаморфизма, характер залегания на глубине аналогичны таковым приповерхностных частей разреза;

4) сложенная метаморфизованными туфогенно-осадочными породами ждановская свита и на глубине содержит многочисленные пластовые интрузии габбро, габбро-диабазов и рудоносных гипербазитов; суммарная мощность этих интрузий в разрезе составляет 800 м (45 % мощности продуктивной толщи);

6) постоянство состава, высокая насыщенность базитовыми и гипербазитовыми никеленосными интрузиями однозначно свидетельствуют о значительных перспективах Печенгского рудного поля на глубоких горизонтах.

Заполяринская свита (2805—4673 м) протягивается дугообразной полосой на 70 км между двумя осадочными свитами: подстилающей лучломпольской и перекрывающей ждановской. Ширина ее развития на поверхности меняется от 4 км (западнее профиля скв. СГ-3) до 500—800 м (в восточной части Печенгской структуры). Соответственно, истинная мощность пород изменяется от 1,5—2 км до 300—400 м. Они погружаются в южном направлении под углами от 30 до 40°.

Как на поверхности, так и в разрезе скв. СГ-3 свита представлена актинолитизированными покровами диабазов массивных и шаровых лав. Мощность покровов колеблется от метров до нескольких десятков метров. Незначительно развиты метаморфизованные туфогенно-осадочные породы: туффиты, туфогенные алевролиты. Диабазы имеют одиотипное строение. Их краевые части сложены криптокристаллическими или мелкозернистыми разновидностями, часто с миндалекаменной текстурой, а центральные — среднезернистыми и крупнозернистыми породами, нередко с порфиروبластической структурой. В шаровых лавах наиболее распространены шары с диаметром в несколько десятков сантиметров. Шары плотно прилегают друг к другу. Цементало, он представлен туфогенным или туфогенно-карбонатным материалом. Шаровые лавы иногда переходят в туфо- и лавобрекчии. Метаморфизованные основные туфы, туффиты и туфо-алевролиты в средней части слагают слои мощностью до 20 м. Они имеют ритмичное строение с преобладанием грубозернистого материала в подошве ритмов.

Свита в целом также имеет ритмичное строение. Каждый из ритмов начинается образованием покровов массивных лав и завершается формированием покровов шаровых лав, а иногда слоев туфов. Образование пород происходило в мелководном бассейне.

С учетом различий в соотношениях покровов массивных и шаровых лав и слоев туфов заполяринская свита расчленена на 7 пачек. В отдельных участках породы ее рассланцованы, а начиная с глубины 4300 м, они почти сплошь представлены сланцеватыми разноста-

ми. Приподошвенные части превращены в зеленые сланцы. При этом устанавливаются постепенные переходы актинолитизированных диабазов в рассланцованные актинолитизированные диабазы, а затем в карбонат-актинолит-хлоритовые сланцы. Следует отметить, что в подошве свиты обнаружены тальк-хлоритовые сланцы, образованные по ультраосновным породам.

В целом породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации метаморфизма (актинолитовая зона). В самой же нижней части, в зоне милонитизации, они метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации.

Рассматривая заполярнинскую свиту, следует подчеркнуть, что основные вулканогенные породы ее отличаются однообразием состава; все различие между ними в большей части разреза сводится к структурно-текстурным особенностям, зависящим от массивного или шарового облика покровов, которых в скважине насчитывается более 100. Свита разделяется на две равные по мощности части пачкой осадочно-туфогенных пород, перемежающихся с покровами актинолитизированных диабазов. Маломощные горизонты этой пачки удивительно выдержаны по характеру залегания и по составу. Скважиной она прослежена на 6 км по падению (от коренных выходов на поверхности до глубины 3782 м); этот факт, а также однообразный состав свиты свидетельствуют о высокой стабильности условий тектоно-вулканической деятельности во время ее формирования.

Лучломпольская свита (4673—4884 м) протягивается узкой полосой от оз. Тулпъявр до оз. Куэтсарви. По сравнению со ждановской, она имеет небольшую мощность, колеблющуюся на поверхности от 50 до 300 м. Вертикальная мощность ее по скв. СГ-3 составляет 111 м. В кровле этой свиты, на границе с заполярнинской свитой, залегает пластовое тело дацит-андезитовых порфиритов. В подошве развиты породы перебитой и переотложенной метаморфизованной коры выветривания нижележащей пирттиярвинской свиты.

В верхней части разреза лучломпольская свита сложена метаморфизованными песчанистами доломитами и доломитами. Среди карбонатов встречаются также марганцевый карбонат. В породах хорошо выражена ритмичная слоистость нескольких порядков. В отдельных прослоях наблюдается примесь углеродистого вещества. Содержание примеси терригенного материала в карбонатных породах в целом возрастает вниз по разрезу. Нижняя часть образована метаморфизованными аркозовыми песчаниками с прослоями гравелитов. В песчаниках развита параллельная и перекрестная слоистость с мощностью слоев, изменяющейся от первых сантиметров до 15 см. Отличительной чертой аркозовых песчаников является их обогащенность гематитом и магнетитом, на границе с породами подстилающей пирттиярвинской свиты находятся мелкозернистые светлые серицитовые сланцы с магнетитом, в отдельных прослоях содержащие окатанные обломки кварца. Эти породы рассматриваются как частично переотложенная метаморфизованная кора выветривания нижележащих основных вулканогенных пород. В составе свиты, в отличие от ждановской, значительная роль принадлежит карбонатному материалу (около 40 %). Практически отсутствуют туфовый материал и филлиты.

Породы лучломпольской свиты в целом образуют трансгрессивный макроритм осадконакопления; они рассланцованы. Сланцеватость совпадает с параллельной слоистостью и образует с осью зерна угол $60-70^\circ$.

Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Контакт между лучломпольской и заполярнинской свитами осложнен крупным внутриформационным разломом. Характерно, что этот разлом, зафиксированный сначала по скважине, а затем и на поверхности (Лучломпольский разлом), подобно Порьташскому разлому южного крыла Печенг-

ской структуры, на значительном протяжении трассируется гипабиссальными интрузиями андезитовых порфиритов. Зона разлома четко фиксируется рассланцеванием и милонитизацией пород, резким возрастанием кавернозности ствола, локальным повышением газо- и водопроявления и температуры.

Луостаринская серия

Луостаринская осадочно-вулканогенная серия, подстилающая никельскую, сравнительно неширокой полосой обнажается на дневной поверхности в северной и северо-восточной части Печенгской структуры. Вертикальная мощность ее по скважине составляет 1958 м. Эта серия также четко расчленяется на осадочные и вулканогенные свиты.

Пирттиярвинская свита (4884—5642 м) на поверхности простирается в виде полосы протяженностью около 70 км между двумя свитами, сложенными осадочными породами. Ширина полосы меняется от 2,5 км в северо-западной части до 100—200 м на востоке. Породы имеют падение в южных румбах под углами 20—30°. Свита представлена вулканическими дифференциатами преимущественно основного и среднего состава, переслаивающимися между собой. Доля пирокластического материала в этой толще незначительна.

В верхней и нижней части она сложена аподиабазовыми магнетит-плагноклаз-амфиболовыми сланцами, в средней — апоандезитовыми магнетит-биотит-плагноклазовыми сланцами, в центральной — апотрахиаандезитовыми. В кровле ее выявлены магнетит-биотит-серицитовые сланцы мощностью около 4 м, богатые слюдой, которые являются метаморфизованной корой выветривания диабазов.

Несмотря на метаморфизм пород в эпидот-амфиболитовой фации и их интенсивное рассланцевание, в них сохранились реликты первичных структур и текстур, позволяющие восстановить их вулканическую природу и выделить многочисленные покровы вулканических излияний. Краевые части покровов представлены мелкозернистыми разновидностями, местами с миндалекаменной, лавобрекчиевой, флюидалной текстурой. Большая же часть сложена массивными лавами. Реликты шаровых лав встречаются лишь в низах разреза. Те и другие сланцы имеют черный цвет за счет тонкорассеянной примеси магнетита. Сланцеватость, как правило, образует с осью зерна угол около 70—80°, что совпадает с направлением слоистости подстилающих осадочных пород. В многочисленных зонах катаклаза вдоль трещин породы осветлены на расстоянии 1—2 мм и подверглись диафторезу в условиях зеленосланцевой фации.

Пирттиярвинская свита отличается от свит печенгского комплекса, сложенных вулканическими породами, наличием дифференцированных разностей основного и среднего состава, со щелочным уклоном. Излияния начинались основными, сменялись образованиями среднего состава и завершались снова породами основного состава.

Высокая для печенгского комплекса напряженность магнитного поля пород (до 20 А/м) обусловлена насыщенностью их тонкорассеянным магнетитом.

В отличие от массивных разностей, развитых на поверхности, породы в разрезе скважины сланцеваты, местами милонитизированы. На сланцеватость во многих интервалах наложен катаклаз. Повсеместно развитая на глубине сланцеватость, видимо, и обуславливает достаточно резкие изменения физических свойств, зафиксированные в этих породах по скважине, в частности понижение скорости распространения продольных и поперечных упругих волн.

Соотношение истинных мощностей, рассчитанных в разрезах на поверхности и по скважине, указывает на явную тенденцию к уменьшению мощности этой свиты по падению к центру Печенгской структуры.

Кувернеринийокская свита (5642—5717 м) образует на поверхности полосу, прослеживаемую от оз. Куэтсарви до оз. Гусино. Вертикальная мощность ее по скв. СГ-3 составляет 75 м. Она залегает между вулканогенными породами пиртиярвинской и маярвинской свит. Непосредственные контакты по скв. СГ-3 разбурены, но отчетливо устанавливаются по геофизическим данным. Свита выдержана по составу на всем протяжении. В плоскости падения она прослежена на расстоянии 9 км от коренных выходов на поверхности. Сложена метаморфизованными карбонатными породами (40 %) в верхней части разреза и терригенными — в нижней. Соответственно, выделены две пачки: верхняя, представленная кальцитовыми и кальцит-доломитовыми мраморами, талько-тремолитовыми мраморами, тремолитовыми и антофиллит-тремолитовыми сланцами, и нижняя, где преобладают кварц-слюдисто-карбонатные породы и кварц-слюдястые сланцы, переслаивающиеся с метаморфизованными кварцитами и песчаниками. Характерно, что песчаники местами обогащены алланитом. Сланцеватость пород совпадает со слоистостью и образует с осью керны угол около $65-70^\circ$.

Породы в разрезе метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Они отличаются от пород, выходящих на поверхность, более высокой степенью метаморфизма. По скважине именно здесь, на больших глубинах, впервые в Печенгской структуре установлены тремолитовые мраморы.

Кувернеринийокская свита сходна с лучломпольской. Обе имеют идентичный источник сноса и формировались в прибрежно-морских условиях, в обстановке повышенной солености вод.

Маярвинская свита (5717—6823 м) начинается вулканогенные породы печенгского комплекса и залегает на базальных конгломератах, гравелитах и песчаниках. Она слагает дугообразную полосу шириной в плане от 1 до 2—2,5 км и даже до 5 км (в северо-западной части Печенгской структуры). Падение пород центриклинальное, в южных направлениях под углами от 20 до 30° . На поверхности представлена массивными хлоритизированными и актинолитизированными диабазами с широко развитыми миндалекаменными текстурами.

Однако в разрезе скв. СГ-3 маярвинская свита сложена однородными аподиабазовыми амфибол-плагноклазовыми и биотит-амфибол-плагноклазовыми сланцами. Несмотря на метаморфизм пород в эпидот-амфиболитовой фации и рассланцевание, в них сохранились реликтовые текстуры первичных пород. Это позволило установить в толще отдельные покровы основных вулканических пород, которых насчитывается более 50. Мощность покровов изменяется от первых до нескольких десятков метров. Все они являются покровами массивных лав. Кроме указанных, в средней части разреза наблюдаются своеобразные меланократовые метаморфические плагноклаз-амфиболовые породы. Это покровы основных вулканических пород повышенной основности, а возможно, и пластовые интрузии. Местами породы слабо микроклинизированы, биотитизированы, в одном из участков установлена зона флогопитизации небольшой мощности. В зонах катаклаза (до 20—30 м) породы диафорически изменены с образованием в них минеральных ассоциаций зеленосланцевой фации.

Для аподиабазовых амфибол-плагноклазовых и биотит-амфибол-плагноклазовых сланцев характерны сланцеватые и линзовидно-сланцеватые метаморфогенные текстуры. Сланцеватость с осью керны образует угол $70-80^\circ$.

Необходимо подчеркнуть, что мощность маярвинской свиты с глубиной практически не изменяется и, в отличие от выходов на поверхности, породы ее на глубине рассланцованы, достаточно высоко метаморфизованы (эпидот-амфиболитовая фация) и на отдельных участках подверглись микроклинизации.

Телевинская свита (6823—6842 м) представлена базальными образованиями печенгского комплекса. Она залегает на волнистой, размытой поверхности архейских гнейсов и с севера очерчивает дугу Печенгской грабен-синклинали. По простирацию на поверхности прослежена в отдельных разрозненных выходах и пересечена двумя поисковыми скважинами. Мощность ее крайне невыдержанная: от 10 до 200 м. Породы падают в южных направлениях под углами от 20 до 30°.

Свита сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками. Она имеет ритмичное строение трансгрессивного типа. Ритмы двух- и трехчленные, их мощность достигает нескольких метров. Слоистость пород параллельная, волнистая. Местами устанавливается косая слоистость, однонаправленная, потокового типа, а также знаки ряби. Состав пород определяется составом размываемых архейских образований. Наиболее распространены конгломераты и галечники с галькой гнейсовидных плагиогранитов, гранитов и гнейсов. Менее развиты конгломераты и галечники с галькой амфиболитизированных габбро. Такие породы вскрыты скважинами ПГО «Севзапгеология» в районе горы Генеральской. Цемент конгломератов и галечников кварц-плагиоклаз-слюдистый, изредка слюдисто-амфиболовый. Песчаники большей частью аркозовые. Размерность кластогенного материала уменьшается вверх по разрезу. Все эти породы слабо метаморфизованы (не выше зеленосланцевой фации).

Телевинскую свиту скв. СГ-3 подсекла по падению на расстоянии более чем 10 км от выходов ее на дневную поверхность. Из-за низкого выноса керна полного разреза здесь получить не удалось. Но геофизическими исследованиями кровля отбита четко. Свита перекрывается аподиабазовыми амфибол-плагиоклазовыми сланцами маярвинской толщи и подстилается архейскими гнейсами с высокоглиноземистыми минералами, содержащими прослойки амфиболитов.

Представленная в кернах скважины телевинская свита сложена метаморфизованными песчаниками, гравелитами. Породы ритмично-слоисты, с образованием трехчленных ритмов с мощностью слоев от 0,5 до 3 см. Мощность ритмов достигает 10 см. Направленность ритмов трансгрессивная. Обломки — кварц, микроклин, плагиоклаз. Цемент — биотит и мусковит. В отдельных прослоях находится амфибол. Слоистость пород образует с осью керна угол 60—70°. С ней совпадает сланцеватость. Породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации. Однако несмотря на их перекристаллизацию с образованием гранолепидобластовой структуры, первичные текстуры и структуры осадочных пород в них хорошо устанавливаются и «просвечивают» сквозь новообразованные метаморфогенные структуры.

Интрузивные образования

Среди осадочных и вулканогенных пород печенгского комплекса залегают интрузии габбро-верлитов, габбро-диабазов, дацит-андезитовых порфиритов. Из пород дайкового комплекса наиболее широко распространены дайки диабазов, габбро-порфиритов.

Большая часть интрузий габбро-верлитов залегает в целом согласно со структурой туфогенно-осадочных пород ждановской свиты. Интрузии подверглись складчатости совместно с вмещающей толщей. В краевых частях они рассланцованы. Контакты тел с вмещающими

породами обычно согласные, реже секущие. Наблюдаются тектонические контакты.

Массивы в большинстве своем состоят из отдельных дифференциатов: верлитов, пироксенитов, габбро. Крупные интрузии дифференцированы от верлитов (в подошве) до габбро (в кровле).

В разрезе скв. СГ-3 гипербазиты встречаются на глубинах 1541—1808 м. Все они залегают в верхней части ждановской свиты. Самый крупный массив находится в интервале 1541—1680 м. Более мелкие тела имеют мощность от 10 до 30 м. Контакты гипербазитов с вмещающими породами четкие. В экзоконтактах находятся лейкоксен-хлоритовые породы. Как в экзо-, так и в эндоконтактах породы рассланцованы. Тела гипербазитов имеют асимметрично-зональное строение, которое обусловлено как первичной их неоднородностью, так и различной вторичной измененностью. Богатые вкрапленные медно-никелевые руды приурочены к лежащему эндоконтакту наиболее крупного гипербазитового тела. Центральная часть его мощностью около 90 м представлена серпентинизированными перидотитами, которые к висячему и лежащему контактам сменяются серпентинитами (мощность 10 м). В контактовых зонах мощностью 13—16 м серпентиниты оталькованы, хлоритизированы, амфиболизированы и образуют зоны серпентин-хлорит-тальковых, хлорит-тремолитовых и хлорит-тальк-тремолитовых пород.

В разрезе вскрыты тела габбро и габбро-диабазов. Большая их часть залегает в породах ждановской свиты. Несколько мелких тел находятся в аподиабазовых амфибол-плагноклазовых сланцах маярвинской свиты. Тела пластовые, однотипны и близки по составу и строению. Мощность их достигает 200 м. Породы всех тел изменены. Характер изменения зависит от положения в разрезе скв. СГ-3: габбро и габбро-диабазы в верхней части разреза эпидотизированы, хлоритизированы и скаполитизированы, в средней части интенсивно хлоритизированы, актинолитизированы, в нижней части превращены в плагноклаз-амфиболовые породы.

Дациит-андезитовые порфириты слагают пластовые интрузии. Наиболее крупные из них приурочены к зонам Порыташского и Лучломпольского разломов. Тело, находящееся в зоне Лучломпольского разлома, вскрыто скважиной на глубине 4673 м. Его вертикальная мощность 111 м. Оно залегает на границе заполярнинской и лучломпольской свит. Так же, как и вмещающие породы, дацит-андезитовые порфириты интенсивно рассланцованы, особенно в краевых частях тела.

АРХЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС

В разрезе скв. СГ-3 архейский комплекс представлен кольской серией, которая сложена мусковит-биотит-плагноклазовыми и биотит-плагноклазовыми гнейсами с высокоглиноземистыми минералами, реже биотит-амфибол-плагноклазовыми гнейсами (рис. I.16). В согласии и теснейшей ассоциации с ними находятся многочисленные пласты амфиболитов и редкие маломощные пропластки метаультрамафитов. Породы серии неоднократно метаморфизованы, в различной степени подвергались региональной гранитизации с образованием плагิโอгранитов, гранитов, пегматитов, аплит-пегматитов и сопряженных с ними базификатов: биотититов и флогопититов.

В верхах серии, как и предполагалось, выделяется толща биотит-плагноклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами (6842—7622 м), ниже сменяемая мощной толщей биотит-плагноклазовых гнейсов. Но и далее вниз по разрезу с глубины 9456 м подобная перемежаемость глиноземистых гнейсов с биотит-плагноклазовыми продолжается с той лишь разницей, что смена толщ учащается и, соответственно, мощность их уменьшается по сравнению с двумя верхними толщами.

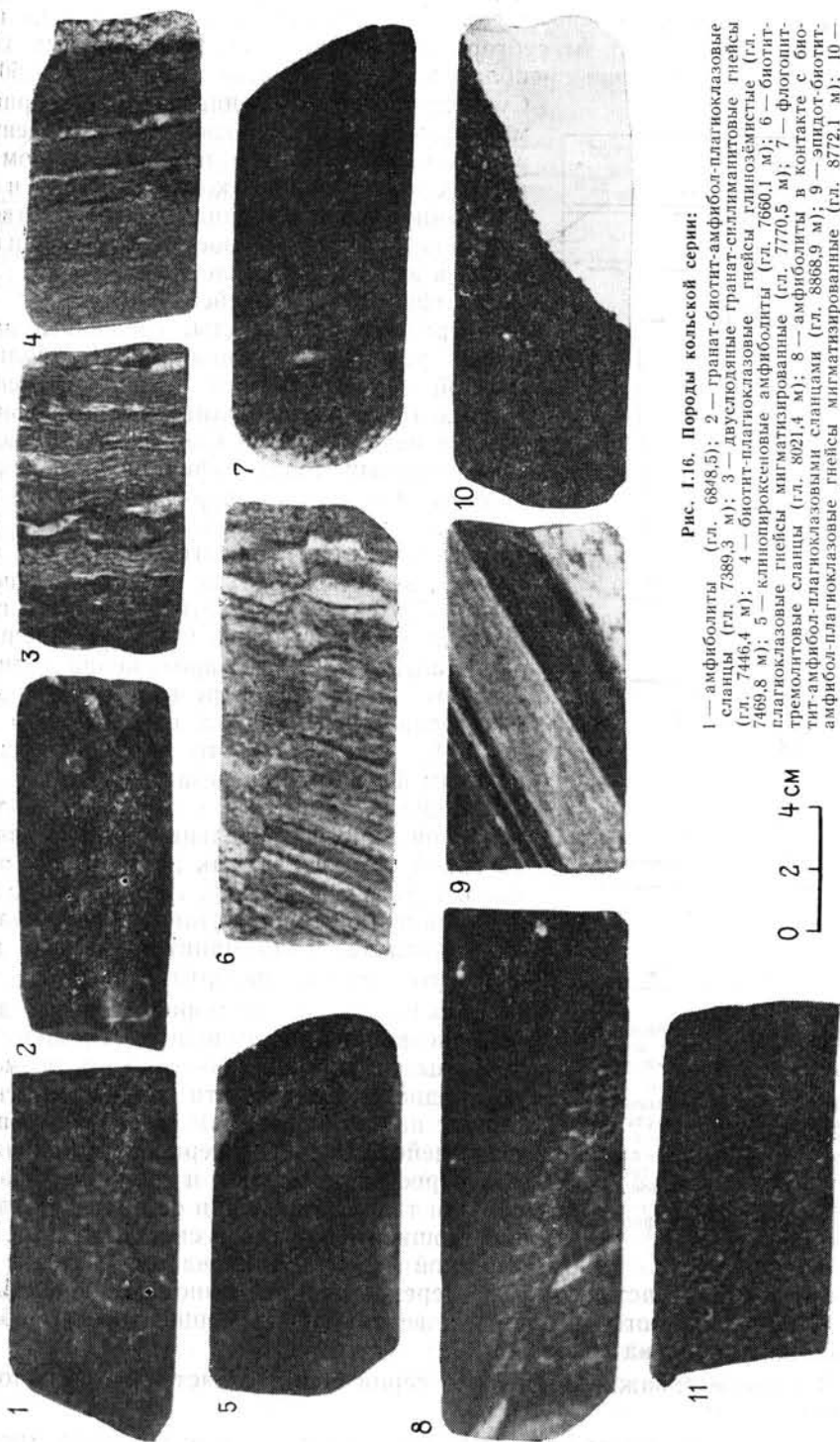


Рис. 1.16. Горные породы кольской серии:

1 — амфиболиты (гл. 6848,5); 2 — гранат-биотит-амфибол-плагноклазовые сланцы (гл. 7389,3 м); 3 — двуслойные гранат-силлиманитовые гнейсы (гл. 7446,4 м); 4 — биотит-плагноклазовые гнейсы глинозёмистые (гл. 7469,8 м); 5 — клинопироксеновые амфиболиты (гл. 7660,1 м); 6 — биотит-плагноклазовые гнейсы мигматизированные (гл. 7770,5 м); 7 — флюгелит-тремолитовые сланцы (гл. 8021,4 м); 8 — амфиболиты в контакте с биотит-амфибол-плагноклазовыми сланцами (гл. 8868,9 м); 9 — эндит-биотит-амфибол-плагноклазовые гнейсы мигматизированные (гл. 8772,1 м); 10 — аплит в контакте с амфиболитом (гл. 9061,3 м); 11 — магнетит-эндит-биотит-плагноклазовые сланцы (гл. 9651,3 м)

Не подтверждается предположение о «замыкании» складчатых структур в районе скважины на глубинах 7—8 км. Элементы залегания пород по скважине не выдержаны, углы их падения, как и на поверхности, изменяются от субгоризонтальных до субвертикальных. Однако в целом для серии преобладают средние углы падения (40—60°).

Судя по немногочисленным трехвекторным магнитным замерам, позволяющим ориентировать в пространстве пласты высокомагнитных пород, гнейсы кольской серии и на этих уникальных глубинах преимущественно имеют северо-западное простирание и падение в южных направлениях.

Амфиболиты в гнейсах по своему составу разнотипны, пласты, сложенные ими, имеют различные мощности. Какой-либо строгой закономерности в распределении разных типов амфиболитов в отдельных толщах не отмечается. Степень насыщенности гнейсовых толщ амфиболитами, как и степень гранитизации пород разреза, не показательны для дробного расчленения. Но при этом следует обратить внимание, что только в самых верхах разреза гнейсов (6840—7270 м) присутствие амфиболитов незначительно, не более 6—8 % от мощности. Далее же на всем протяжении количественные соотношения резко изменяются и базитовая составляющая возрастает от 25 до 40 % (рис. 1.17), что является весьма важным фактором разреза скв. СГ-3.

Ведущим критерием для расчленения кольской серии на отдельные толщи является такой показатель, как наличие или полное отсутствие в гнейсах своеобразных минералов-индикаторов: ставролита, андалузита, кианита, силлиманита, граната или таких минералов, как ортит, эпидот.

По наземным сейсморазведочным данным, позволившим выделить сейсмические границы на глубине 12,5—13,5 км, возможно предположить, что эти границы соответствуют нижним границам развития типичных гнейсов кольской серии и что скважиной пересечены верхняя и срединная части ее. При таком допущении общая вертикальная мощность серии по скв. СГ-3 под Пенчгской грабен-синклиналью составит не

менее 6 км. На участках же, не перекрытых осадочно-вулканогенными породами печенгского комплекса, вертикальная мощность ее, вполне возможно, увеличена вдвое.

В разрезе скважины кольская серия подразделяется на семь толщ (сверху вниз):

- 1) мусковит-биотит-плагноклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами (андалузит, ставролит, силлиманит, гранат);
- 2) биотит-плагноклазовые гнейсы и амфиболиты;
- 3) мусковит-биотит-плагноклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами (силлиманит, гранат);

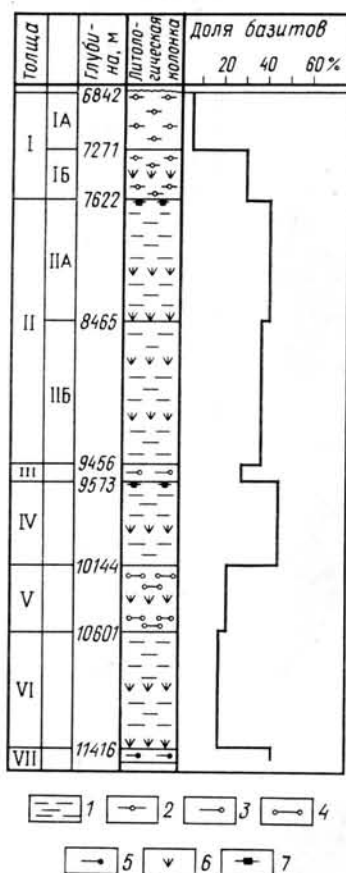


Рис. 1.17. Распространенность амфиболитов в кольской серии из разреза скв. СГ-3:

1 — биотит-плагноклазовые гнейсы; 2 — с высокоглиноземистыми минералами (андалузит, ставролит, силлиманит, гранат), 3 — с силлиманитом и гранатом, 4 — с кианитом, силлиманитом и гранатом; 5 — гранат-биотит-плагноклазовые гнейсы с силлиманитом; 6 — амфиболиты; 7 — магнетит-амфиболовые сланцы

- 4) биотит-плагиоклазовые, биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты;
- 5) мусковит-биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами (кианит, силлиманит, гранат);
- 6) биотит-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты;
- 7) биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами (силлиманит, ставролит, гранат).

Две верхние, наиболее представительные, коррелируются с толщами кольской серии, выходящими на дневную поверхность в северо-западной части Кольского полуострова. Остальные, вскрытые скв. СГ-3, наращивают разрез снизу, их стратиграфические аналоги, вероятно, не выходят на дневную поверхность региона.

Толща мусковит-биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами (андалузит, ставролит, силлиманит, гранат) в разрезе скважины (интервал 6842—7622 м) непосредственно подстилает печенгский комплекс. Контакт гнейсов с перекрывающими породами печенгского комплекса разбурен. Он установлен по резко возрастающему фону радиоактивности, свойственному породам гнейсового комплекса. Следует отметить, что в контактовой зоне слоистость в гравелитистых песчаниках телевинской свиты протерозойского комплекса и слоистость и гнейсовидность в подстилающих гнейсах архея одинаково ориентированы к оси керна, т. е. по скв. СГ-3 не отмечено угловых несогласий между этими двумя важнейшими комплексами докембрия.

Для гнейсов характерно чередование лейкократовых, богатых кварцем и плагиоклазом, и меланократовых, обогащенных биотитом слоев. Их мощность варьирует от миллиметров до 2—7 см. Слойки образуют двучленные ритмы, которые, в свою очередь, группируются в ритмы больших порядков, образуя пласты меланократовых, лейкократовых и мезократовых гнейсов. Высокоглиноземистые минералы приурочены главным образом к частям ритмов, обогащенных слюдой. Породы гнейсовидны. Их гнейсовидность, обусловленная ориентированным расположением чешуек биотита, зерен кварца и плагиоклаза, совпадает со слоистостью. Местами породы линзовидно-полосчатые и полосчатые. Полосчатость также совпадает со слоистостью и образует с осью керна угол 40—60°. Согласно тела амфиболитов, залегающие среди гнейсов, имеют мощность от первых метров до 25 м. Они сланцеваты, обычно биотитизированы. Местами в них наблюдается пятнистая текстура. Среди мусковит-биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами встречаются редкие маломощные (до нескольких метров) прослои биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов. Они тяготеют к приконтактовым частям амфиболитов. Гнейсы с высокоглиноземистыми минералами мусковитизированы. Характер насыщенности толщи амфиболитами придает ей некоторую неоднородность: в верхней части встречаются редкие пласты амфиболитов, общее количество которых не превышает 8 %; в нижней же части суммарное количество амфиболитов составляет около 30 %. В толще развиты амфиболиты, по химическому составу отвечающие преимущественно базальтам нормального ряда. Встречены также два незначительных тела метаультрамафитов, представленные флогопит-актинолитовыми сланцами.

Толща биотит-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов вниз по разрезу согласно сменяет вышележащую. Она вскрыта в интервале 7622—9456 м и является самой мощной. В верхнем контакте ее разбурен пласт кварц-магнетит-амфиболовых пород мощностью, по данным магнитометрии, около 15 м.

Толща представлена биотит-плагиоклазовыми гнейсами и чередующимися с ними телами амфиболитов, содержание которых составляет более 30 %. Гнейсы и амфиболиты залегают согласно и имеют между собой обычно четкие контакты. Мощность тел амфиболитов изменяется

от метров до десятков метров. Эти главные типы пород, многократно чередуясь, повторяются в разрезе, создавая слоистую его структуру. Подчиненную роль имеют пласты биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов и метазультрамафитов.

Биотит-плагиоклазовые гнейсы обычно нечетко полосчатые. Хорошо выраженная гнейсовидность и лишь местами встречающаяся полосчатость ориентированы согласно с контактами пород, как правило, под углами 40—60° к оси керна. Гнейсы мусковитизированы и биотитизированы, благодаря чему приобрели пятнистую серо-белую окраску. Они неравномерно гранитизированы с образованием полосчатых и темных мигматитов, местами переходящих в гнейсовидные плагиограниты.

Эти гнейсы — характерный, широко распространенный в архейских образованиях континентов тип пород. Они имеют и в разрезе скв. СГ-3 сравнительно простой минеральный состав: биотит, плагиоклаз, кварц и акцессорный ортит.

Амфиболиты в этой толще весьма разнообразны. По минеральному составу, соотношениям лейкократовой и меланократовой составляющих, а также по химическому составу выделяются среди них три типа.

Роговообманковые амфиболиты, или собственно амфиболиты, отвечают по составу базальтам нормального ряда. Они наиболее широко распространены, встречаются по всей толще на разных ее глубинах. В крупных телах наблюдается дифференциация, обуславливающая разделение пластов на лейкократовую и меланократовую их части.

Амфиболиты с куммингтонитом характеризуются повышенным содержанием глинозема и магния и отвечают химическому составу глиноземисто-магнезиальных базальтов (АМ-амфиболиты). Развита у них в верхней половине разреза, т. е. имеют некоторую стратиграфическую приуроченность.

Железистые амфиболиты (Fe-амфиболиты) — породы, богатые буроватой роговой обманкой. Они отличаются черным цветом, неравномерным распределением породообразующих минералов в пределах одного тела. Местами наблюдаются постепенные переходы амфиболитов в горнблендиты, т. е. в породы, почти полностью состоящие из роговой обманки. По химическому составу эти амфиболиты отвечают железистым базальтам. Они залегают в нижней части толщи.

Все типы амфиболитов неравномерно эпидотизированы, биотитизированы, местами пронизаны плагиоклазовыми прожилками. В краевых частях нередко отмечены биотитовые оторочки мощностью в несколько сантиметров. Наблюдаются также выделения магнетита, содержание которого изменяется от нескольких до 20 %. Как правило, это краевые части тел амфиболитов, в которых магнетит и кварц образуют псевдоморфозы по роговой обманке.

Актинолитовые и тальк-актинолитовые породы (метазультрамафиты) встречаются в виде маломощных (несколько метров) тел, согласных с залеганием гнейсов и амфиболитов. Более крупные из них имеют зональное строение: краевые части сложены актинолитовыми породами, а центральные — тальк-актинолитовыми. Мелкие тела образованы полностью актинолитовыми породами. К краевым частям приурочены флогопитовые оторочки мощностью в несколько десятков сантиметров.

Неравномерность в распределении главных типов пород в толще биотит-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов позволяет подразделить ее на две части: верхнюю, в которой широко развиты магнезиально-глиноземистые амфиболиты, и нижнюю, в которой биотит-плагиоклазовые гнейсы чередуются с железистыми амфиболитами.

Разрез Кольской скважины до глубины 9456 м характеризует строение двух архейских толщ, наиболее мощных и представительных

по набору минеральных ассоциаций и составу пород. Они приурочены к верхам кольской серии гнейсов и имеют достаточно широкое развитие на дневной поверхности, слагая гнейсовый фундамент, обрамляющий протерозойскую Печенгскую структуру. Ниже в интервале 9456—11 662 м скважиной пересечена, судя по сейсморазведочным данным, средняя часть кольской серии гнейсов. Она также представлена толщами биотит-плагиоклазовых, реже биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов, перемежающихся с толщами мусковит-биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами. Мощности срединной части значительно уступают двум верхним, поэтому частота смены различных толщ здесь увеличивается и создается впечатление, что средняя часть кольской серии более дифференцирована.

Состав гнейсовых образований этой части разреза в основном идентичен составу гнейсов верхних толщ, особенно это справедливо в отношении биотит-плагиоклазовых и биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов. Что же касается мусковит-биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами, то для отдельных толщ отмечается различный набор минералов-индикаторов: в третьей толще гнейсов встречаются только силлиманит и гранат, в пятой — силлиманит, кинит, гранат, в седьмой — силлиманит, ставролит, гранат.

Насыщенность гнейсовых толщ амфиболитами и здесь остается высокой. Мощности отдельных толщ на 30—35 % сложены пропластками мафических пород. Во всех без исключения толщах преобладают амфиболиты, отвечающие базальтам нормального состава. Мощность таких пропластков обычно не превышает 20—30 м. На различных гипсометрических уровнях, вне зависимости от состава гнейсов, встречаются отдельные пласты амфиболитов существенно железистого и магнезиально-глиноземистого состава, а также пропластки тальк-актинолитовых пород (метаультрамафитов). Если гнейсы по всему разрезу мигматизированы крайне неравномерно, то тела амфиболитов затронуты процессами мигматизации лишь частично, с образованием в контакте амфиболитовых тел своеобразной полосчатой текстуры (чередование полосок кварц-полевошпатовых с существенно амфиболитовыми). Чаше же амфиболитовые тела в контакте с гнейсами образуют оторочку, обогащенную биотитом. В контакте метаультрамафитов с гнейсами, как и в верхних толщах, преимущественно развивается флогопит.

Все разновидности амфиболитов залегают в большинстве согласно с гнейсами. Гнейсовидность, полосчатость, контактные поверхности, как правило, параллельны и образуют обычно с осью зерна углы около 40—60°, т. е. в гнейсовых толщах доминируют средние углы падения пород к горизонту. Исключением из этого правила является пятая толща гнейсов с высокоглиноземистыми минералами (глубина 10 144—10 601 м), где параллельно ориентированные текстуры пород образуют угол 70—80° с осью зерна, что свидетельствует о преимущественно субгоризонтальных элементах ее залегания. Причина такой угловой переориентировки неясна, можно только предполагать, что это связано со сложной проявленной в гнейсовой толще пликативной тектоникой.

Широко развиты в гнейсах кольской серии гнейсовидные плагиограниты и мигматиты. Переходы между гнейсами и мигматитами постепенные. Среди гнейсов в виде пятен появляются участки осветления породы, эти участки сливаются между собой, а более темные породы сохраняются лишь в виде теней. Возникают гнейсовидные плагиограниты с теньевыми текстурами. Местами теньевые текстуры полностью исчезают и наблюдаются сравнительно однородные гнейсовидные плагиограниты. При этом происходит увеличение размера зерен минералов. Гнейсовидность в плагиогранитах сохраняется без изменения ориентировки, наследуется от гнейсов. Такие переходы многократно повторяются по всему разрезу толщ. Однако преобладают все же гнейсы, за-

тронутые гранитизацией, а гнейсовидные плагиограниты удается выделить лишь местами и то с некоторой долей условности.

Кроме того в кольской серии вскрыты небольшие тела гранитов и многочисленные типы аплит-пегматитов. Граниты — биотитовые, однородные по составу породы образуют несколько самостоятельных тел мощностью 10—15 м и встречаются на глубине ниже 9600 м. Контакты их четкие; залегают они в гнейсовых толщах, как правило, согласно. Характеризуясь повышенной радиоактивностью, эти граниты идентичны порфировидным гранитам протерозойского комплекса, обнажающимся восточнее Печенгской структуры. Аплит-пегматиты залегают как согласно с гнейсовидностью вмещающих пород, так и несогласно по отношению к ней. Устанавливаются следующие переходы от гнейсов к телам аплит-пегматитов: в гнейсах появляются согласные с гнейсовидностью образования аплит-пегматитов с неравномерным распределением полос, которые затем сменяются зонами гнейсов с неоднородным, пятнистым распределением участков аплит-пегматитов, окруженных гнейсами с порфировидными плагиоклазами. К такого рода зонам примыкают аплит-пегматиты, в которых гнейсы сохраняются лишь в виде реликтов. Параллельно ориентированная текстура гнейсов прослеживается в аплит-пегматоидной породе в виде теней без изменения ориентировки. Аплит-пегматоидная порода сложена кварцем, плагиоклазом, мусковитом, акцессорные минералы — гранат, силлиманит. В небольшом количестве сохраняются реликты биотита. Размер зерен минералов неоднороден, их распределение неравномерно.

Амфиболиты жильных тел встречаются в гнейсовых толщах на различных глубинах, например, на отметках 7470, 9900, 10 050 м. Эти немногочисленные тела, секущие гнейсы и имеющие мощность 10—15 м, по возрасту сопоставимы с образованиями протерозойского комплекса. Наиболее крупные тела амфиболитов имеют зональное строение, в краевых частях они представлены мелкозернистыми темно-зелеными амфиболитами, в центральных — среднезернистыми «рябенькими» разностями, с отчетливой линейностью, ориентированной в субвертикальном направлении.

О ФИЗИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ПОРОД РАЗРЕЗА

Этот вопрос будет специально рассмотрен во втором разделе работы. Здесь же кратко остановимся на геологических особенностях разреза, определивших физические и физико-механические свойства пород.

Верхняя часть печенгского комплекса, состоящая на 70 % из изверженных, слабо измененных пород массивной текстуры, отличается наивысшей плотностью (колебания средних значений от 2,88 до 3,01 г/см³), незначительной пористостью и проницаемостью. Благодаря наличию крайне неравномерно распределенных в породах сульфидов и магнетита, а также обилию графита в осадках, по электромагнитным свойствам разрез в этой части резко дифференцирован. Удельные электрические сопротивления пород, например, колеблются в необычайно широком диапазоне: от $1 \cdot 10^{-6}$ до $1 \cdot 10^{-9}$ Ом·м. Достаточно широко колебания и магнитных свойств, особенно на участках развития габбро-верлитов с оруденением. Естественная радиоактивность изверженных пород по данным гамма-каротажа (ГК) в этом интервале наиболее низкая, она колеблется в пределах 0,3—1,2 нКл/кг·ч, увеличиваясь в осадочных породах ждановской серии. Разрез в основном сложен упруго-пластичными породами высокой прочности и абразивности, что и предопределило нормальную овальность ствола скважины в сечении, близкую к размеру бурового долота.

Для этой части разреза характерны наибольшие скорости распространения упругих колебаний в породах, в отдельных пластах дости-

гающие 7 км/с. По данным сейсмо-акустических исследований средняя скорость распространения упругих волн в целом составляет 6,4—6,6 км/с. Такие высокие скоростные характеристики пород верхней части разреза, свойственные «базальтовому» слою земной коры, находят логичное объяснение: они обусловлены слабо измененными массивными толент-базальтами, излившимися на заключительных стадиях становления Печенгской грабен-синклинали.

Нижняя часть печенгского комплекса сложена трахиандезит-базальтами (80 %). Характерно, что они метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации и преимущественно представлены сланцеватыми разностями. Соответственно, эти породы существенно уступают в плотности вышележащим. Средние плотности здесь составляют 2,78—2,89 г/см³, незначительно увеличивается открытая пористость и проницаемость. По электрическим параметрам разрез характеризуется слабой дифференциацией и сравнительно высоким удельным сопротивлением. По магнитным свойствам заметно выделяется толща метавулканитов субщелочного петрохимического типа с обильной вкрапленностью гематита и магнетита, что обусловило высокую магнитную восприимчивость пород. Радиоактивность здесь более дифференцирована и по данным ГК хотя и невысокая (до 2,2 нКл/кг·ч), но почти в два раза превышает такие значения в вулканитах верхней толщи. Характерно, что с ростом прогрессивного метаморфизма в осадочных толщах наблюдается резкое уменьшение радиоактивности. Например, во второй осадочной толще, представленной кварцито-песчаниками и мраморизованными доломитами, радиоактивность, по данным ГК, колеблется всего лишь от 0,3 до 0,9 нКл/кг·ч.

Нижний, архейский этаж отличается высокой дифференцированностью пород. В толщах наблюдается наибольший диапазон изменения плотности пород; для гнейсов они составляют 2,69 г/см³, для амфиболитов — 2,93 г/см³. В породах несколько увеличивается открытая пористость (в среднем до 1 %) и проницаемость. Разрез характеризуется высокими данными удельных сопротивлений и практически не дифференцирован по электрическим свойствам. Магнитная восприимчивость архейского комплекса в целом понижена по отношению к раннепротерозойскому. С глубиной, с нарастанием степени метаморфизма, сопровождаемой, видимо, разрушением магнитных минералов, сглаживается разница между средними значениями магнитной восприимчивости изверженных и осадочных пород. Но в то же время следует отметить, что среди слабо магнитных пород в архейских толщах встречены пласты железисто-силикатных образований с максимальными для всего разреза значениями магнитной восприимчивости — 50—80/4 п.

В этих толщах наблюдается повышенный радиоактивный фон: от средних значений 2 нКл/кг·ч в амфиболитах до 7,8 нКл/кг·ч и более в пегматитах и микроклиновых гранитах. Достаточно четкая дифференцированность архейских образований по содержанию радиоактивных элементов выдвигает радиоактивные каротаж на передний план при литологическом расчленении архейских толщ.

Гнейсовидность, высокая неоднородность разреза по прочностным свойствам пород обусловили увеличение диаметра ствола на 20—30 % по сравнению с номиналом, при этом ствол приобрел еще большую овальность (на многих интервалах соотношение меньшего диаметра к большему составляет 1 : 2 и даже 1 : 3).

По упругим свойствам трехслойное строение разреза выявляется еще более четко, чем по другим физическим параметрам. Нижняя часть, представленная породами так называемого гранитно-метаморфического слоя земной коры, по скорости распространения упругих волн в скважине, вопреки ожиданиям, не уступает вышележащему, значительно более однородному «слою» развития андезит-базальтов. Средняя ско-

рость в гнейсовых толщах архея достаточно высокая и соответствует условной нижней границе скоростей «базальтового» слоя земной коры, что в какой-то степени можно объяснить широким развитием амфиболитов (до 35 %) в разрезе скважины. По всей вероятности, на достигнутых глубинах при расчете скоростных характеристик пород необходимо учитывать влияние температуры и литостатического давления горных пластов.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПОРОД РАЗРЕЗА

Исследования осадочно-вулканогенных толщ Печенгской грабен-синклинали в разрезе скв. СГ-3 позволяют существенно уточнить стратиграфическую схему печенгского комплекса.

В целом этот комплекс по фациально-литологическому составу пород, магматизму и тектоническому развитию подразделяется на два мегаритма, каждый из которых соответствует определенному этапу развития Печенгского прогиба. С первым мегаритмом связано образование полимиктовых (базальных) конгломератов, кварцитов, карбонатных пород и вулканогенных пород трахиандезит-базальтового ряда. Во втором мегаритме формировались аркозовые, граувакковые песчаники, алевролиты, филлиты со значительной примесью туфогенного материала и вулканогенные породы толеит-базальтового ряда. Развитие пород каждого мегаритма начиналось в условиях более активного тектонического режима и образования грубообломочных конгломерато-песчаных осадочных толщ, который затем сменялся спокойной тектонической обстановкой с развитием алевролитов-глинистых и карбонатных пород. Формирование этих двух мегаритмов разделено длительным перерывом, о чем свидетельствуют коры выветривания, наличие местных угловых несогласий и крупной межслоевой тектонической зоны, зафиксированной по скв. СГ-3 и на поверхности (Лучломпольский разлом).

В составе печенгского комплекса выделяются две серии: никельская и луостаринская, каждая из которых соответствует определенному этапу (мегаритму) развития Печенгской структуры. Серии четко подразделяются на свиты, сложенные либо осадочными, либо вулканогенными породами.

Выделенные в свитах пачки по характеру ритмичности, литологическому составу, зернистости и т. д. отличаются от смежных по разрезу пачек, но прослеживание их по падению и простиранию из-за плохой обнаженности и сложной дизъюнктивной тектоники весьма затруднительно.

Образования печенгского комплекса по своему стратиграфическому уровню и объему соответствуют раннепротерозойским комплексам карельской эпохи диастрофизма. Конгломераты, залегающие в основании, имеют сходство с сариольскими образованиями Карелии, нижняя часть разреза — с сегозерской и онежской сериями Карелии, а верхняя часть сопоставима с суйсарской (песчано-глинисто-пикрито-диабазовой) серией.

Что же касается мощностей отдельных свит, серий и всего печенгского комплекса в целом, то благодаря данным по скв. СГ-3 представляется возможным перейти от свободной интерпретации геолого-геофизических данных к конкретным цифрам (табл. 1.1). Поскольку скважина задана в центральной части Печенгской структуры, то, вероятно, истинные мощности свит и серий, рассчитанные по ней, соответствуют средней мощности этих стратиграфических подразделений центральной части Печенгского прогиба. Исключение составляет самая верхняя, материнская свита, поскольку скважина задана в приподошвенной ее части. Данные скв. СГ-3 указывают на удивительно выдержанный как по составу, так и по мощности характер развития осадочных толщ.

Вулканогенные же толщи комплекса менее выдержаны. Горизонтальные мощности их по простиранию и вертикальные по падению изменяются в значительных пределах. Существует обоснованное предположение, что вторая вулканогенная толща вообще выклинивается в восточном и южном направлениях.

ТАБЛИЦА 1.1
СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА
(НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ) ПО РАЗРЕЗУ СКВ. СГ-3

Серия	Свита	Интервал бурения, м	Характеристика пород	Вертикальная мощность, м
Никельская	Матертинская (<i>mt</i>)	9—1059	Диабазы шаровых и массивных лав с подчиненными прослоями туфов, пикритовых и пироксеновых порфиров	1050
	Ждановская (<i>gd</i>)	1059—2805	Тонкоритмичные алевролиты, филлиты с прослоями туфов и песчаников. Олигомиктовые и полимиктовые песчаники с прослоями конгломератов, филлитов и алевролитов	1746
	Заполяринская (<i>zp</i>)	2805—4673	Актинолитизированные диабазы шаровых и массивных лав с подчиненными прослоями туфогенных пород	1868
	Лучломпольская (<i>lz</i>)	4673—4884	Доломиты, доломитовые песчаники, аркозовые песчаники с прослоями алевролитов	211
Луостаринская	Пирттиярвинская (<i>pr</i>)	4884—5642	Метадиабазы, метаандезиты, сланцы по диабазам и андезитам, в т. ч. полосчатым лавам	758
	Кувернерийюкская (<i>kw</i>)	5642—5717	Тремолит-карбонатные сланцы, мраморизованные известняки, кварцито-песчаники	75
	Маярвинская (<i>ma</i>)	5717—6823	Амфибол-плагиоклазовые и биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы (по диабазам)	1106
	Телевинская (<i>tlw</i>)	6823—6842	Метапесчаники и метагравелиты	19

В разрезе Кольской сверхглубокой скважины, в отличие от нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных пород, стратифицированность гнейсовых образований неотчетлива. Здесь практически отсутствуют характерные маркирующие горизонты или четко выраженные контактные зоны между отдельными толщами. Такие критерии, как мигматизация — гранитизация отдельных толщ, насыщенность их разнотипными амфиболитовыми прослоями, являются «сквозными» для всей серии.

И все же в разрезе скв. СГ-3 удалось выделить толщи, сложенные либо биотит-плагиоклазовыми гнейсами со ставролитом, силлиманитом, кианитом, андалузитом, гранатом, либо биотит-плагиоклазовыми и биотит-амфибол-плагиоклазовыми гнейсами, в которых вместо глиноземистых минералов встречаются ортит и эпидот (табл. 1.2). Наиболее мощная и представительная по разнообразию высокоглиноземистых минералов толща встречена в верхах кольской серии (глубина 6842—7622 м), но подобные толщи присутствуют в разрезе в интервале 9456—9573, 10 144—10 601 и ниже 11 416 м. Эти факты опровергают существующие мнения о приуроченности толщ гнейсов с высокоглиноземистыми минералами только к верхам кольской серии.

ВОЗРАСТ ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА И КОЛЬСКОЙ СЕРИИ

Микропалеонтологические определения, геохронологические исследования пород и процессов метаморфизма по разрезу Кольской сверхглубокой скважины проводились при активной поддержке К. О. Кратца и Э. К. Герлинга, осуществлявших научное руководство.

ТАБЛИЦА 1.2
СХЕМА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ КОЛЬСКОЙ СЕРИИ
(АРХЕЙ) ПО РАЗРЕЗУ СКВ. СГ-3

№ толщи	Интервал бурения, м	Характеристика толщ	Вертикальная мощность, м
I	6842—7622	Мусковит-биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВГМ (андалузит, ставролит, силлиманит, гранат)	780
	6842—7271	Верхняя часть толщи — мусковит-биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВГМ	430
	7271—7622	Нижняя часть толщи — мусковит-биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВГМ и телами амфиболитов	350
II	7622—9456	Биотит-плагиоклазовые и биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты	1830
	7622—8465	Верхняя часть толщи — биотит-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты преимущественно с куммингтонитом	840
	8465—9456	Нижняя часть толщи — биотит-плагиоклазовые, биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты	990
III	9456—9573	Мусковит-биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВГМ (силлиманит, гранат)	120
IV	9573—10 144	Биотит-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты	570
V	10144—10301	Мусковит-биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВГМ (кианит, силлиманит, гранат)	460
VI	10601—11416	Биотит-плагиоклазовые гнейсы	820
VII	11416—11662	Биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВГМ (гранат, силлиманит) и амфиболитов с гранатом	250

Для микропалеонтологической характеристики печенгского комплекса Б. В. Тимофеевым [86] было исследовано более 90 образцов пород, отобранных преимущественно из метаосадочных пород. По разрезу скважины установлена эволюция родов, видов микрофоссилий, главным образом сфероморфид. Самые глубокие горизонты (кувернеринг-окская свита) изучены в интервале 5710—5687 м (6 обр.). Здесь обнаружены сфероморфиды *Protosphaeridium rigidulum* Tim., *Trematosphaeridium* sp., *Synplassosphaeridium* sp.

В интервале 4884—4793 м (лучломпольская свита) исследовано 16 образцов. В них выявлены сфероморфиды *Protosphaeridium tuberculiferum* Tim., *Protosphaeridium* sp., *Orygmato-sphaeridium* sp., *Gloeocapsomorpha* sp. Подобный комплекс микрофоссилий сопоставим с обнаруженным в нижней и отчасти в средней свитах криворожской и курской серий.

Из интервала 3882—3759 м (средняя часть разреза заполяринской серии) изучено 10 образцов. В них найдены сфероморфиды *Protosphaeridium laccatum* Tim., *P. tuberculiferum* Tim., *P. densum* Tim., *P. flexuosum* Tim., *P. aciss* Tim., *P. rigidulum* Tim., *Orygmato-sphaeridium* sp., *Gloeocapsomorpha priscata* Tim., *Gloeocapsomorpha* sp., *Synplassosphaeridium* sp., *Synsphaeridium* sp.

На глубине 3755 м обнаружен вид *Protosphaeridium aciss* Tim., в состоянии деления. Это первая находка эукариота (вид *Nucellossphae-*

ridium minutum Tim.) ранее, в 1966 г., описанная Б. В. Тимофеевым из бесовецкой свиты района Петрозаводска.

В интервале 2805—2172 м (ждановская свита) исследовано 28 образцов пород. В этой части разреза найдены сфероморфиды *Protosphaeridium rigidulum* Tim., *P. aciss* Tim., *P. tuberculiferum* Tim., *P. densum* Tim., *P. flexuosum* Tim., *P. planum* Tim., *Protosphaeridium* sp., *Ocridosphaeridium* sp., *Orygmato-sphaeridium distributum* Tim., *Trematosphaeridium* sp., *Trachysphaeridium laminaritum* Tim., *Gloeocapsomorpha* sp., *Synsphaeridium* sp. Из самой верхней части разреза ждановской свиты — области развития осадочно-метаморфических пород (метаалевролиты, метаалевропелиты и филлитовые сланцы) в интервале 1981—1000 м исследовано 30 образцов. Здесь встречен наиболее разнообразный комплекс растительных остатков. В 13 образцах выявлены сфероморфиды *Protosphaeridium flexuosum* Tim., *P. tuberculiferum* Tim., *P. rigidulum* Tim., *P. laccatum* Tim., *P. patelliforme* Tim., *P. asaphum* Tim., *P. planum* Tim., *P. aciss* Tim., *Protosphaeridium* sp., *Stichosphaeridium implexum* Tim., *S. sinapticuleferum* Tim., *Orygmato-sphaeridium* sp., *Trematosphaeridium* sp., *Gloeocapsomorpha* sp., *Pterospermopsimorpha* sp., *Trachysphaeridium laminaritum* Tim., *Zonosphaeridium* sp., *Ethmosphaeridium* sp.

Анализ эволюционного развития сфероморфид (снизу вверх по разрезу) позволяет сделать следующие выводы:

1) на глубине свыше 4700 м (интервал 5800—4700 м исследования микрофосилий из второй и третьей осадочных толщ) развиты породы джатулия (нижний протерозой, по К. О. Кратцу), что позволяет коррелировать по возрасту осадконакопления вышеуказанные и более низкие части разреза печенгского комплекса с тунгудской серией восточной Карелии, большеозерской серией западной и южной Карелии, хивинаволоксской серией северной Карелии, а также с курской и криво-рожской сериями КМА;

2) от поверхности Земли до глубины 4700 м развиты породы ятулия и суйсария (средний протерозой, по К. О. Кратцу), при этом ятулийские образования (терригенно-вулканогенный разрез сегозерского типа) слагают самые низы этой части разреза (интервал глубин 4670—2800 м).

Особого внимания заслуживает древнейшая находка эукариота (вид *Nucellosphaeridium minutum* Tim.), сделанная в интервале глубин 3882—3759 м, аналогичная таковой, ранее описанной Б. В. Тимофеевым из бесовецкой свиты (район Петрозаводска), датируемый ютием (верхний протерозой, по К. О. Кратцу). Сам факт присутствия такого вида сфероморфид в туфогенно-осадочных толщах третьего (снизу вверх) покрова печенгского комплекса, т. е. среди ятулийских образований, позволяет предполагать чешуйчато-надвиговое строение (аллохтон?), по крайней мере, верхних частей разреза Печенгской структуры. В связи с этим становится понятной столь значительная мощность (около 4000 м) верхних карелид (ятулий, суйсарий) в Печенгской зоне, в два-три раза превышающая мощность аналогичных образований Карелии, где выделены их стратотипы.

Результаты микропалеофитологических исследований по разрезу Кольской скважины подтверждают сделанные ранее выводы [40], о присутствии в составе печенгского комплекса разновозрастных и разнотипных формаций: джатулийских в низах разреза с возрастом седиментации и вулканизма от 2,3—2,4 до 2,2 млрд. лет, и более молодых с возрастом 2,2—1,8 млрд. лет.

Действительно, по данным К. О. Кратца, О. А. Левченкова и др., нижняя граница ятулия может быть определена по возрасту кварцевых порфиров Лехты (Карелия), на которых она располагается с корой выветривания в основании, равному 2455 млн. лет. При этом возраст

габбро-диабазов, прорывающих ятулийский осадочный комплекс Карелии, по U-Pb изохронному методу, определяется 2180 ± 60 млн. лет. Более ранние определения финских геологов дают для ятулия значение 2050—2100 млн. лет. По данным А. И. Тугаринова и др., возраст базальных конгломератов курской серии определен в 2180—2200 млн. лет. Особый интерес представляет верхний возрастной предел накопления иотийских отложений — не моложе 1700 млн. лет, судя по возрасту прорывающих их даек диабазов — 1670 млн. лет [87].

В связи с вышесказанным граница «4700—4800 м» по разрезу Кольской скважины приобретает особый смысл. Не случайно ниже этого уровня обнаружены разуплотненные породы, на этой границе наблюдается переход от высокотемпературной зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации, отмечается смена андезит-базальтового магматизма пикрит-базальтовым и выявлен крупный межслоевый разлом надвиговой природы. Именно по этому глубинному уровню ранее, в соответствии с сейсмическими данными, определяли подошву печенгского комплекса. И, наконец, закономерен и тот факт, что именно с интервалом глубин 4700—5700 м связаны все аномальные цифры абсолютного возраста, показывающие нереальный (ложный) геологический возраст [27]. В настоящей монографии все это положено в основу выделения двух крупных мегаритмов вулканической деятельности (никельская и луостаринская серии по разрезу Кольской скважины).

Определение изотопного возраста осадочно-вулканогенных пород печенгского комплекса по разрезу Кольской скв. СГ-3 проводилось преимущественно К-Аг методом, являющимся самым чувствительным индикатором наложенных процессов. Не случайно поэтому вся сложность и длительность структурно-метаморфической эволюции пород нашла отражение в широком спектре К-Аг значений возраста, полученных по амфиболом, биотитам, плагиоклазам, мусковитам и другим минералам, а также по породе в целом.

При определении К-Аг методом возраста минералов и пород по разрезу Кольской скважины аргон измерялся в основном объемным методом, а начиная с глубины 7768 м, был применен метод изотопного разбавления с трассером ^{38}Ar . Для вычисления возраста использовались константы распада изотопа ^{40}K : $\lambda_k = 0,581 \times 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4,962 \times 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$; количество ^{40}K вычислялось по формуле: $^{40}\text{K} = K_{\text{общ.}} \times 1,167 \times 10^{-4} \text{ г/г}$.

Средняя квадратичная ошибка (σ) определения возраста складывалась из соответствующих ошибок определения калия и аргона. Для объемного метода она равна 3—5 %, а для метода изотопного разбавления 2—3 %. Для возраста в пределах от 1400—2000 млн. лет при объемном методе средняя квадратичная ошибка равна 40—50 млн. лет (биотиты, мусковиты) и 70—100 млн. лет (амфиболы, плагиоклазы), а при методе изотопного разбавления — 30—40 и 70—80 млн. лет соответственно. Для возраста 600—1000 млн. лет ошибка составила не более 20—30 млн. лет для амфиболов, плагиоклазов и валовых проб.

К-Аг определение возраста корректировались данными, полученными другими методами. В результате изучения керна скв. СГ-3 установлен широкий диапазон значений К-Аг радиологического возраста минералов и пород, варьирующий от 600 до 2100 млн. лет. Возрастные К-Аг значения в зависимости от глубины почти не изменяются.

На основании выявленных К-Аг методом статистических максимумов возрастов и с учетом Rb-Sr изохронных [34], Pb-изотопных данных по сульфидам ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) [21], полученные возрастные датировки печенгского комплекса разделяются на три группы:

I группа — от 2100 до 1500 млн. лет;

II группа (омоложенные) — от 1100 до 600 млн. лет;

III группа (аномально древние) — от 2300 млн. лет до 13 млрд. лет, показывающие нереальный, ложный возраст вследствие локального избытка аргона.

Выявленные по разрезу Кольской скважины в интервале глубин 0—6842 м К-Аг методом значения возраста (I и II группы) достаточно хорошо согласуются с известными геохронологическими датировками в пределах всей восточной части Балтийского щита [73, 87] и отражают преимущественно время метаморфических преобразований печенгского комплекса.

В интервале глубин 4700—5700 м К-Аг методом получены завышенные значения возраста, доходящие до аномальных (13 млрд. лет) и превышающие возраст Солнечной системы в $5 \cdot 10^9$ лет. Аномальные значения установлены в интенсивно рассланцованных метабазах, метаандезитах, метапесчаниках и мраморах, которые слагают крупную, проницаемую для флюидов, зону разломов в основании заполярной части — верхней части маярвинской свит. При этом, возраст по U-Не методу, полученный для хлорита, карбоната, турмалина и тремолита дает либо совпадающие, либо даже еще большие значения. Это завышение истинного возраста объясняется избыточным количеством аргона и гелия в изученных минералах. Происхождение избыточных количеств аргона и гелия в минералах представляет общий интерес; на примере печенгского комплекса оно рассмотрено в одной из работ [27].

Для датирования возраста кольской серии в интервале 6842—10315 м использовались как К-Аг, так и Pb-Pb методы (см. табл. I.3 и I.16). К-Аг метод, фиксирующий свекофенскую (карельскую) структурно-метаморфическую перестройку пород кольской серии, недостаточен для определения абсолютного возраста пород фундамента, поэтому пришлось обратиться к другим радиохронологическим методам. С этой целью нами были отобраны семь серий цирконов из биотит-мусковит-эпидотовых мигматизированных гнейсов с интервалов глубин 7150—10315 м (табл. I.3). Первые две серии были взяты с глубины 7150—7200 и 7600—7656 м. Цирконы мелкие (0,1 мм), прозрачные, розовые, без включений, хорошо ограненные. Такие цирконы вообще характерны для кольских гнейсов. Получены результаты: 2700 ± 20 млн. лет.

Три другие серии цирконов, отобранные соответственно с интервалов 7973—7980, 9745—9754, 10301—10315 м, показали 2620 ± 20 млн. лет. При этом цирконы с возрастом 2640 ± 15 млн. лет по своей морфологии сходны с ранее описанными в первых двух сериях, а цирконы двух других проб плохо ограненные, иногда сильно окатанные, с включениями и сильно замутненные.

Так как проанализированные породы, судя по геологическим и петрологическим данным, представляют собой диафориты карельского возраста по породам гранулитовой фации, выявленные возрасты следует относить только к гранулитовой стадии метаморфизма, при этом наиболее достоверным представляется возраст 2,7—2,8 млрд. лет.

Близким возрастом датируется время проявления гранулитового метаморфизма кольских гнейсов в Кольско-Норвежской зоне (см. табл. I.3), выявленное Rb-Sr изохронным методом [32, 34]. Согласно И. М. Горохову и др., Rb-Sr модельный изохронный возраст гранитоидов, синхронных с гранулитовым метаморфизмом, равен 2830 ± 100 млн. лет (районы ст. Кица и нижнего течения р. Печенга). Данные по этим семи сериям цирконов хорошо согласуются с данными по возрасту цирконов из пород кольской серии, полученными Е. В. Бибиковой и др. [14] по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а также с U-Pb изохронными определениями по энтербитам — 2830 ± 15 млн. лет [73].

Таким образом, созданный 2,7—2,8 млрд. лет назад кратон Балтийского щита в дальнейшем выступает уже только как стабилизиро-

ванный блок с односторонне направленным поднятием и активной денудацией. Более поздний магматизм платформенного типа, развивающийся по зонам глубинных разломов, характеризуется становлением расслоенных интрузий основного состава и чарнокитов, внедрявшихся около 2,4 млрд. лет назад [87].

ТАБЛИЦА 1.3

РАДИОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ ГРАНУЛИТОВОГО ЭТАПА МЕТАМОРФИЗМА КОЛЬСКОЙ СЕРИИ

Разрез скв. СГ-3			Кольско-Норвежская и Беломорско-Лапландская зоны (поверхность)		
Глубина, м	Метод (минерал)	Возраст, млн. лет	Метод (минерал)	Возраст, млн. лет	Литературные источники
Биотитовые плагиогнейсы, в том числе с высокоглиноземистыми минералами			Гнейсы и амфиболиты кольской серии		
7150—7200	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (циркон)	2704±27	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, изохронный	3150±50	[80]
То же	То же	2725±22	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (циркон)	2700	[87]
7600—7656	" "	2785±21	Rb-Sr (валовая проба)	2700	[23]
То же	" "	2800±12	Rb-Sr, изохронный	2660±40	[32]
9745—9755	" "	2640±15	K-Ar (роговая обманка, плагиоклаз)	3430—2460	
10301—10315	" "	2650±20			
Амфиболиты и амфиболовые сланцы			Гранитоиды нижнего течения р. Печенги		
7973—7980	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (циркон)	2620±20	Rb-Sr, модельный	2830±100	[32]
7967	K-Ar (роговая обманка)	2340±80			
8409	K-Ar (роговая обманка)	2280±70			
	Гнейсо-плагиограниты				
6900	K-Ar (плагиоклаз)	2770±70	Габбро-анортозиты, эндербиты		
			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (циркон)	2750	[87]
			U-Pb, изохронный	2830±15	[73]

Примечание. Определения радиологического возраста цирконов методом термоядерной эмиссии выполнены В. Г. Заславским, роговой обманки и плагиоклаза K-Ar методом — Т. В. Кольцовой.

ПОРОДЫ И ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Изучение пород и минералов позволяет выделить по разрезу скв. СГ-3 разнотипные, в различной степени метаморфизованные вулканогенные, осадочные, интрузивные породы; метаморфические и ультраметаморфические породы¹. В верхней части разреза они представлены протерозойским метаморфизованным осадочно-вулканогенным комплексом, а в нижней части разреза — архейским полиметаморфическим комплексом.

¹ В петрографо-минералогических исследованиях также принимали участие М. И. Хотина, Б. К. Касатов, К. П. Соколова, К. С. Мищенко, В. С. Қозлов, Л. Г. Кузнецова, В. Н. Куранова.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА

В составе печенгского комплекса на долю вулканических пород приходится более 70 %, остальное составляют туфогенно-осадочные породы. Среди вулканических пород наиболее развиты основные породы, прослеживаемые по всему разрезу печенгского комплекса. Меньше распространены вулканические породы среднего состава, приуроченные к нижней части разреза. Еще менее распространены вулканические породы ультраосновного состава, находящиеся главным образом в верхней части разреза печенгского комплекса. Среди туфогенно-осадочных пород развиты туфы, туфолавобрекчии основного состава, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевриты, пелиты, карбонатные породы. Породы регионально метаморфизованы. Их метаморфизм возрастает с глубиной по разрезу скв. СГ-3 от пренит-пумпеллиитовой до эпидот-амфиболитовой и локально проявленной амфиболитовой фации.

Вулканогенные породы

Вулканогенные породы основного состава почти полностью составляют матертинскую, заполярнинскую и маярвинскую свиты. Они широко развиты в составе пирттиярвинской свиты, образуют отдельные маломощные покровы в ждановской свите. В верхней части разреза это диабазы, среди которых, особенно в краевых частях отдельных покровов, сохраняются реликтовые участки базальтов (матертинская свита). Глубже по разрезу диабазы интенсивно сосюритизированы и хлоритизированы (ждановская свита). Еще ниже они представлены актинолитизированными диабазам (заполярнинская свита). В интервале 4884—5642 м вулканы сложены аподиабазовыми магнетит-амфибол-плагноклазовыми сланцами (пирттиярвинская свита). И, наконец, в нижней части разреза они представлены аподиабазовыми амфибол-плагноклазовыми сланцами (маярвинская свита). Все эти породы различаются между собой как по текстурно-структурным признакам, так и по минеральному составу. В зависимости от положения в геологических телах, выделяются мелкозернистые диабазы и аподиабазовые породы с размером зерен 0,1 мм и менее. Они составляют краевые части крупных покровов, либо маломощные покровы. Среднезернистые разности пород с размером зерен 0,1—1 мм составляют большую часть покровов. Крупнозернистые диабазы и аподиабазовые породы с размером зерен более 1 мм обычно приурочены к центральным частям наиболее крупных покровов. Для краевых частей покровов и шаров диабазов характерно наличие миндалекаменной текстуры. Эта закономерность в распределении пород по величине зерна в пределах геологических тел сохраняется и в аподиабазовых амфибол-плагноклазовых сланцах маярвинской свиты, что позволяет даже среди глубоко метаморфизованных пород выделять их отдельные покровы.

Для вулканических пород верхней части разреза характерно наличие магматогенных структур и минералов. В породах средних частей разреза наблюдается сочетание признаков первичных магматических и новообразованных метаморфических структур и минералов. В породах нижней части разреза преимущественное развитие имеют новообразованные метаморфогенные минералы, структуры и текстуры, а признаки первичных пород сохраняются лишь в виде реликтов.

Базальты представлены мелкозернистыми либо стекловатыми разновидностями. Они сложены моноклинным пироксеном-авгитом и слабо и неравномерно раскристаллизованным вулканическим стеклом. Иногда в основной массе встречаются тончайшие лейсты альбитизированного плагноклаза.

Диабазы образованы моноклинным пироксеном-авгитом и салитом (50—40 %), плагиоклазом (30—20 %); встречаются также редкие зерна бурой роговой обманки и кварца. Незначительный объем приходится на долю хлорита, соссюрита, эпидота, пренита, пумпеллиита, кальцита, скаполита, аксинита. Акцессорные минералы — сфен, лейкоксен, количество которых колеблется от 1 до 6 %. В протолочках отмечаются редкие зерна апатита, циркона, оливина, флюорита.

Рудные минералы, в количестве обычно 1—5 %, представлены пирротинном с мелкими вростками халькопирита. Встречается сфалерит, пирит. В диабазах наиболее широко распространены диабазовая, пойкилоофитовая и порфиоровая структуры.

В базальтах устанавливается микролито-стекловатая, вариолито-стекловатая, радиально-лучистая, а также спинифекс структуры. Текстура пород — массивная или миндалекаменная. Миндалины выполнены хлоритом, кварцем, кальцитом, пренитом.

Актинолитизированные диабазы состоят из актинолита (50—70 %), плагиоклаза, соссюрита, эпидота, хлорита, иногда присутствует кальцит. Встречаются реликты салита. С глубины 3700 м в породах появляется биотит и сине-зеленая роговая обманка, замещающая актинолит. Из акцессорных минералов присутствует сфен и лейкоксен. Рудные минералы, в количестве 1—5 %, представлены пирротинном, халькопиритом, пиритом, сфалеритом, пентландитом. Преобладает пирротин. Породы имеют реликтовую, диабазовую и пойкилоофитовую структуры, в которых идиоморфные лейсты плагиоклаза (или псевдоморфозы соссюрита по плагиоклазу) сочетаются с псевдоморфными образованиями актинолита по пироксену или с эпидот-соссюрит-хлоритовой массой пород. Текстура актинолитизированных диабазов — массивная или миндалекаменная, но в нижней части заполяринской свиты в породах появляются сланцеватые текстуры и гранонематобластовые структуры. При этом миндалекаменная текстура первично магматических пород деформирована и миндалины имеют линзовидную форму.

Аподиабазовые магнетит-плагиоклаз-амфиболовые сланцы сложены плагиоклазом (30—50 %), сине-зеленой роговой обманкой (50—60 %). Магнетит, ильменит составляют от 5 до 15 %. Встречаются гематит, редкие зерна халькопирита, борнита, халькозина. В небольшом количестве наблюдаются кварц, эпидот, карбонат, биотит, хлорит. Для пород характерно сочетание магматогенных и метаморфогенных структур. Структура пород гранонематобластовая, местами с реликтами диабазовой. В отдельных участках структура пород порфиробластовая с гранонематобластовой структурой основной ткани породы. Порфиробласты представлены сине-зеленой роговой обманкой и биотитом. Текстура — сланцеватая с участками реликтовой миндалекаменной.

Аподиабазовые амфибол-плагиоклазовые сланцы имеют простой минеральный состав, они содержат около 50 % роговой обманки и около 50 % плагиоклаза. Местами в породах отмечены кварц, эпидот и биотит. В отдельных участках разреза породы неравномерно биотитизированы и микроклинизированы. В зонах катаклаза аподиабазовые амфибол-плагиоклазовые сланцы хлоритизированы с широким развитием карбоната, кварца, эпидота. Из акцессорных минералов характерен сфен. Рудные минералы составляют 1—5 %. Они представлены ильменитом, магнетитом, гематитом, пирротинном, халькопиритом, пиритом. Для пород характерна сланцеватая текстура и гранонематобластовая структура, сквозь которую местами «просвечивает» реликтовая диабазовая структура.

Вулканические породы среднего состава развиты в пирттиярвинской свите, где слагают ее среднюю часть. Они представлены магнетит-биотит-плагиоклазовыми апоандезитовыми сланцами. В состав пород входит около 50 % плагиоклаза, 20—30 % биотита, несколько процен-

тов кварца и до 10—20 % магнетита и ильменита. Иногда в породах наблюдаются зерна калиевого полевого шпата, кальцита, эпидота, цоизита. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен, циркон, апатит, лейкоксен. Размер зерен минералов — сотые доли миллиметра. Величина вкрапленников и порфиробластов достигает десятых долей миллиметра. Для пород характерны сочетания магматогенных и метаморфогенных текстур и структур: массивной, миндалекаменной, флюидалной текстур и порфировой, трахитовой, фельзитовой структур; сланцеватой, катакластической текстур и гранолепидобластовой, местами порфиробластовой структур. При этом магматогенные текстуры и структуры остаются в апоандезитовых магнетит-биотит-плагноклазовых сланцах в виде реликтовых.

Ультраосновные вулканические породы представлены пикритовыми порфиритами и находятся лишь в верхней части разреза в материнской свите. Они сложены идиоморфными зернами моноклинного пироксена авгита и салита, заключенными в существенно тальковой, тальк-хлоритовой и тальк-серпентин-хлоритовой волокнистой мелкозернистой основной массе породы. Эта тонковолокнистая масса, по-видимому, образовалась за счет вулканического стекла. В небольшом количестве в породах встречается бурая роговая обманка. Из аксессуарных и рудных минералов в породах наблюдаются редкие мелкие зерна пирита, сфена, ильменита, апатита. В оталькованных и серпентинизированных разновидностях пород — обилие магнетита в виде магнетитовой «пыли». Структура пород порфировая с микроволокнистой структурой основной массы.

Породообразующие минералы вулканических пород сверху вниз по разрезу скв. СГ-3 изменяются. Примеры их химических составов приведены в табл. I.4.

Моноклинный пироксен развит в диабазах и базальтах верхней части разреза. С глубины 3,5 км он в породах исчезает, полностью замещаясь амфиболом.

Моноклинный пироксен в базальтах представлен авгитом. В диабазах — авгитом и салитом, в хлоритизированных и сосюритизированных диабазах лишь салитом. Постепенно, с возрастанием степени метаморфизма пород авгит замещается салитом, а салит амфиболом. Авгит и салит при совместном нахождении образуют одни и те же зерна с пятнистой зональностью. Авгит буроватый, салит зеленоватый. Для авгита характерны: $Ng=1,736—1,719$; $Np=1,706—1,690$, $cNg=48—42^\circ$. Салит отличается меньшими значениями показателей преломления: $Ng=1,715—1,707$, $Np=1,687—1,680$, $cNg=40—38^\circ$. По данным силикатного химического анализа устанавливается состав моноклинного пироксена, как смеси авгита и салита (см. табл. I.4). Это субкальциевые авгито-салиты, которые характеризуются значительной примесью хрома, никеля и кобальта. С помощью микрозонда удалось установить разницу в составе авгита и салита. При переходе авгита в салит в составе минерала падает содержание титана и алюминия. Методом рентгеновского анализа также устанавливается сложный состав моноклинных пироксенов как субкальциевых авгито-салитов. Все они характеризуются недостатком кальция, близкими соотношениями железа и магния. Моноклинный пироксен из пикритовых порфиритов также является субкальциевым авгито-салитом, однако он отличается более высоким содержанием магния.

Амфибол в диабазах и сосюритизированных диабазах представлен преимущественно актинолитом. Он появляется лишь в виде редких зерен. Широкое развитие актинолит приобретает в актинолитизированных диабазах. Он замещает салит с образованием псевдоморфоз, а также в виде игольчатых зерен развивается в сосюрит-хлоритовой массе пород или образует крупные пойкилопорфиробласты. В нижней части разреза

актинолит замещается сине-зеленой роговой обманкой и почти полностью исчезает, появляясь снова в зонах катаклаза и диафтореза на регрессивной стадии процесса метаморфизма. С помощью микрозонда установлено, что при замещении салита актинолитом уменьшается содержание титана и кальция (рис. 1.18). Эти элементы тут же, в пере-

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ИЗ

Окислы	Диабаз		Диабаз актинолитизированный		
	Пренит-пумпеллиновая фация метаморфизма		Зеленосланцевая фация метаморфизма		
	обр. 2226	обр. 2305	обр. 9585	обр. 9508	обр. 9508
	Порода	Авгито-салит	Порода	Актинолит	Плагноклаз
SiO ₂	47,70	48,90	47,42	54,98	64,11
TiO ₂	1,36	0,92	0,83	0,07	0
Al ₂ O ₃	13,67	4,37	15,72	1,68	21,99
Fe ₂ O ₃	2,01	3,05	3,23	1,41	—
FeO	12,01	10,50	9,70	11,27	
MnO	0,20	0,25	0,17	0,18	Не обн.
MgO	7,00	14,66	7,00	15,97	"
CaO	6,30	16,20	9,50	12,84	3,13
Na ₂ O	1,66	0,40	1,08	Не обн.	9,86
K ₂ O	1,66	0,07	0,47	0,08	0,10
H ₂ O ⁻	0,22	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁺	Не опр.	0,82	Не опр.	2,13	" "
P ₂ O ₅	" "	Не опр.	0,10	Не опр.	" "
п. п. п.	5,22	" "	3,47	" "	" "
Сумма	99,01	100,14	98,69	100,61	99,19

Примечание. Аналитики: В. С. Белова, А. Б. Герман.

ходной зоне, образуют мелкие зерна сфена — лейкоксена (рис. 1.19). Увеличивается содержание железа и алюминия. Актинолит характеризуется слабо изменяющимися показателями преломления $Ng=1,650—1,660$, $Np=1,625—1,640$ в породах верхней части разреза, несколько возрастающими с глубиной до $Ng=1,660—1,678$, $Np=1,638—1,662$. По химическому составу (см. табл. 1.4) актинолит характеризуется средними величинами железистости. Методом термического анализа для актинолитов устанавливается эндотермический эффект при температуре около 1000 °С. Некоторое его смещение в сторону более высокой температуры происходит для актинолита с увеличением глубины по разрезу скважины. По данным инфракрасной спектроскопии установлено, что все изученные актинолиты близки между собой по составу. Некоторое возрастание железистости в минерале отмечается сверху вниз по разрезу, что проявляется в увеличении относительной интенсивности полосы поглощения в области 687—694 см⁻¹.

Сине-зеленая роговая обманка появляется в актинолитизированных диабазах с глубины 3700 м. Она развивается по актинолиту на прогрессивной стадии метаморфизма. Сине-зеленая роговая обманка наибольшее развитие имеет в аподиабазовых магнетит-амфибол-плагноклазовых сланцах (пирттиярвинская свита). Актинолит в ней сохраняется лишь в виде реликтовых участков. Она также широко развита и в нижней части разреза в аподиабазовых амфибол-плагноклазовых сланцах маярвинской свиты, где замещает зеленую роговую обманку на регрессивной стадии процесса метаморфизма. Замещение актинолита

сине-зеленой роговой обманкой сопровождается уменьшением железа и титана, возрастает содержание магния, кремния и алюминия (рис. 1.20). Высвободившееся железо тут же выпадает в породах в виде магнетитовой «пыли». Для сине-зеленой роговой обманки характерны показатели преломления, изменяющиеся в следующих пре-

ТАБЛИЦА 1.4

МЕТАБАЗИТОВ ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА

Аподиабазовая амфибол-плагноклазовая порода			Аподиабазовый амфибол-плагноклазовый сланец		
Эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма			Амфиболитовая фация метаморфизма		
обр. 22 115	обр. 19 663	обр. 19 663	обр. 21 704	обр. 21 704	обр. 20 194
Порода	Роговая обманка	Плагноклаз	Порода	Роговая обманка	Плагноклаз
49,49	49,25	62,56	54,04	47,70	58,61
0,79	0,48	Не обн.	0,86	0,48	Не обн.
12,54	6,52	24,06	14,01	8,52	25,59
6,66	3,16	—	1,15	4,09	Не обн.
8,91	14,59	—	9,05	13,02	—
0,17	0,35	—	0,15	0,30	—
6,62	10,66	—	5,72	11,03	—
9,65	11,11	5,32	9,23	11,88	7,49
2,73	0,77	8,69	2,52	0,81	7,21
0,97	0,47	0,16	1,27	0,60	0,19
Не обн.	—	Не опр.	—	—	Не опр.
Не опр.	2,02	Не обн.	—	—	—
0,76	Не опр.	—	0,12	Не опр.	—
1,16	—	—	2,10	1,90	—
100,45	99,45	100,77	100,22	100,33	99,09

делах: $Ng=1,690-1,677$; $Np=1,665-1,655$; $Ng-Np=0,025-0,021$, $cNg=16-18^\circ$ (до 22°).

По химическому составу (см. табл. 1.4) роговая обманка отличается от актинолита более высоким содержанием алюминия, натрия и окисного железа. По рентгенометрической характеристике она, по сравнению с актинолитом, имеет большие величины параметров элементарной ячейки. Изучение сине-зеленой роговой обманки методом инфракрасной спектроскопии показывает, что инфракрасные спектры этой роговой обманки носят промежуточный характер между инфракрасными спектрами актинолита и зеленой роговой обманки с буроватым оттенком. При этом, по виду спектров между этими амфиболами устанавливаются постепенные переходы. Разрушение сине-зеленой роговой обманки при ее нагревании происходит при температуре более высокой, чем актинолита, а именно, выше 1000°C , что устанавливается по эндотермическому эффекту на кривых нагревания. Зеленая роговая обманка с буроватым оттенком находится в аподиабазовых амфибол-плагноклазовых сланцах нижней части разреза печенгского комплекса. Она неравномерно без резких границ замещается сине-зеленой роговой обманкой. Для зеленой роговой обманки с буроватым оттенком характерна неровная окраска, показатели преломления, изменяющиеся в следующих пределах: $Ng=1,686-1,676$; $Nm=1,670-1,665$, $Np=1,660-1,648$; $Ng-Np=0,024-0,028$; $cNg=17-22^\circ$. По химическому составу (см. табл. 1.4) она отличается более высоким содержанием железа и алюминия. Значительная роль принадлежит алюминию, находящемуся

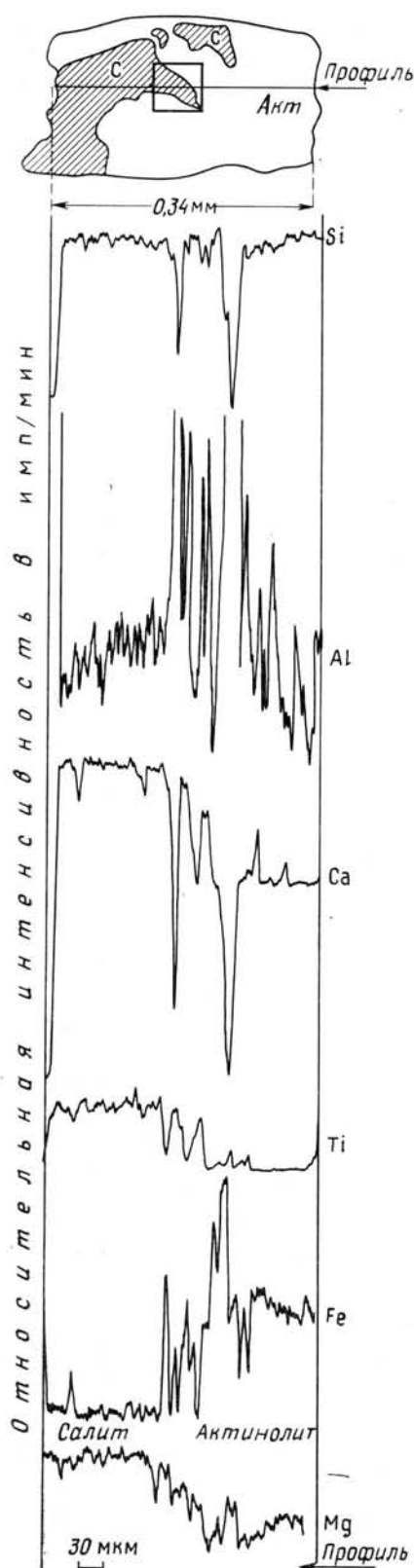


Рис. 1.18. Распределение элементов (K_{2+2}) по профилю при замещении салита (С) актинолитом (Акт), обр. 7729

в структуре минерала в шестерной координации. По данным рентгенометрического анализа эта роговая обманка характеризуется неоднородностью параметров элементарной ячейки, что отражает переменные соотношения в ее составе магния и железа, кремния и алюминия в четверной координации. Однако следует отметить, что объем элементарной ячейки в целом возрастает от 0,906 до 0,912 нм³ в амфиболах в направлении от актинолита к роговой обманке, т. е. с увеличением глубины по разрезу скв. СГ-3 (рис. 1.21).

Следует подчеркнуть, что в метаморфизованных основных вулканогенных породах в верхних и средних частях разреза скв. СГ-3 амфибол представлен преимущественно актинолитом (матертинская, ждановская, заполярнинская свиты). В нижних частях разреза — сине-зеленой роговой обманкой (пирттиярвинская свита) и зеленой роговой обманкой с буроватым оттенком (маярвинская свита) (рис. 1.22). Кроме того, в области развития зеленой роговой обманки с буроватым оттенком, в качестве диафорических, местами встречаются сине-зеленая роговая обманка и актинолит, а в единичных случаях — куммингтонит. В районе распространения сине-зеленой роговой обманки диафорическим минералом является актинолит.

Плагноклаз в диабазах находится в виде идиоморфных лейст, хлоритизированных, сосюритизированных и актинолитизированных. Иногда эти вторичные минералы образуют по плагноклазу псевдоморфозы. В аподиабазовых магнетит-амфибол-плагноклазовых магнетит-амфибол-плагноклазовых сланцах плагноклаз обычно находится в виде округлых, линзовидных ксеноморфных зерен. Среди них иногда сохраняется лейстовидная форма плагноклаза в качестве реликтовой. В породах верхней части разреза плагноклаз представлен альбитом с $Ng=1,538$, $Nm=1,533$, $Np=1,530$. Лишь изредка здесь сохраняется более основной плагноклаз состава олигноклаза

№ 30 с $Ng=1,550$, $Nm=1,546$, $Np=1,543$ или состава андезина № 32 с $Ng=1,552$, $Nm=1,548$, $Np=1,544$. Плагноклаз из аподиабазовых магнетит-амфибол-плагноклазовых сланцев имеет неоднородный состав, изменяющийся от альбита до олигоклаза в пределах отдельных участков

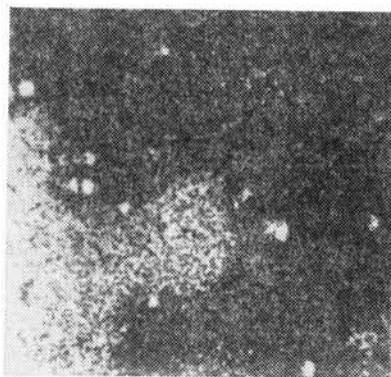


Рис. 1.19. Распределение линий характеристического рентгеновского излучения ($K_{\alpha_{1+2}}$) Ti в салите (светлое) и актинолите (темное).

Белые пятна — скопление Ti в лейкоксене. Снимок с площади 150×150 мкм, обр. 7660



Рис. 1.20. Распределение ($K_{\alpha_{1,2}}$) Al в роговой обманке (светлое) и актинолите (темное).

Видно обогащение роговой обманки Al. Снимок с площади 150×150 мкм, обр. 14 410

зерен. Для альбита характерны $Ng=1,536$, $Np=1,530$, для олигоклаза — $Ng=1,542$, $Np=1,535$. Плагноклаз из апоандезитовых магнетит-биотит-плагноклазовых сланцев того же состава. Плагноклаз из аподиабазовых амфибол-плагноклазовых сланцев также имеет переменный состав, изменяющийся от андезина до альбита неравномерно, в пределах одного зерна. Для андезина $Ng=1,554$, $Nm=1,551$, $Np=1,546$, для альбита $Ng=1,536$, $Nm=1,530$, $Np=1,528$. Однако при этом в протерозойском комплексе с глубиной по разрезу альбит заменяется андезином (см. табл. I.4, рис. I.23).

По данным рентгеновских исследований установлено, что в плагноклазах с глубиной увеличивается параметр $\Delta 2\theta_{131-1\bar{3}1}$ от 1,10 до 1,8, что свидетельствует об изменении распределения алюминия в октаэдрах T_1O , T_1M , T_2O , T_2M . Изменение содержания алюминия в плагноклазах с глубиной от 0,85 (рис. I.24) указывает на уменьшение степени структурной упорядоченности в плагноклазе.

Данные рентгеновского анализа изученных плагноклазов совместно со сведениями о составах плагноклазов позволяют заключить, что наиболее упорядоченными и низкотемпературными являются альбиты, более всего распространенные в верхней части разреза. Их степень упорядоченности составляет 100, а температура образования около 350°C .

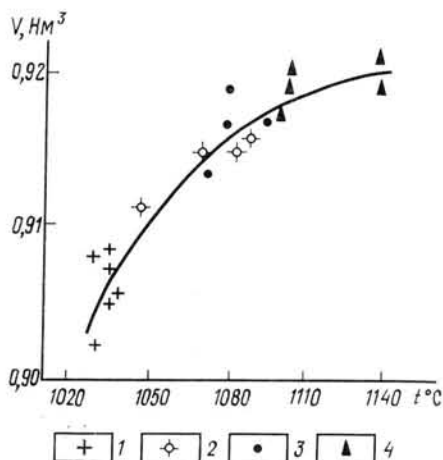


Рис. I.21. График зависимости объема элементарной ячейки от температуры максимума эндотермического эффекта амфиболов ряда актинолит—гастингсит.

Фации: 1 — зеленосланцевая; 2 — эпидот-амфиболитовая; 3 — амфиболитовая; 4 — гранулитовая

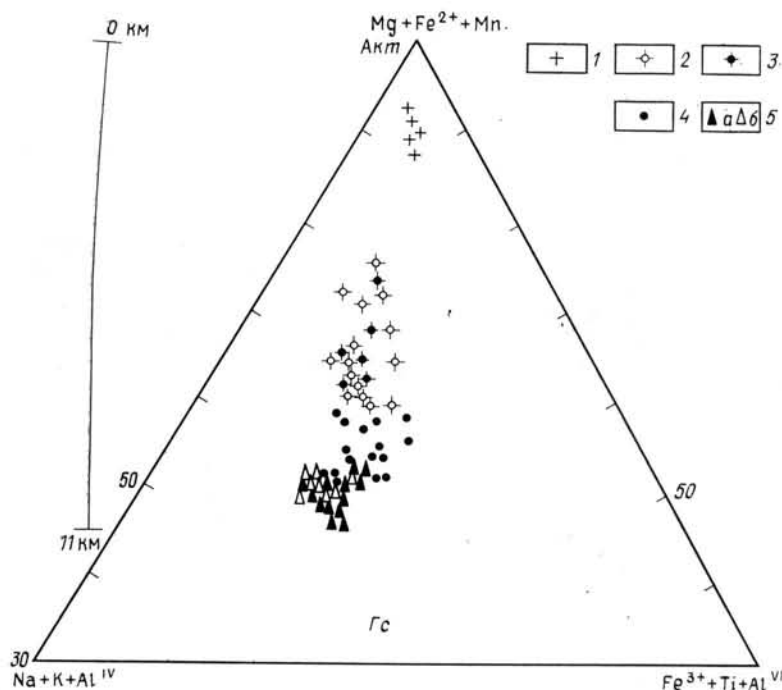


Рис. 1.22. Тренд изменения составов амфиболов ряда актинолит—гастингсит и метабазитов в глубинном вертикальном разрезе скв. СГ-3.

Протерозойский комплекс; фации: 1 — зеленосланцевая, 2 — эпидот-амфиболитовая. Архейский комплекс; фации: 3 — эпидот-амфиболитовая, 4 — амфиболитовая, 5 — гранулитовая (а — из скв. СГ-3; 6 — из района заложения скв. СГ-3)

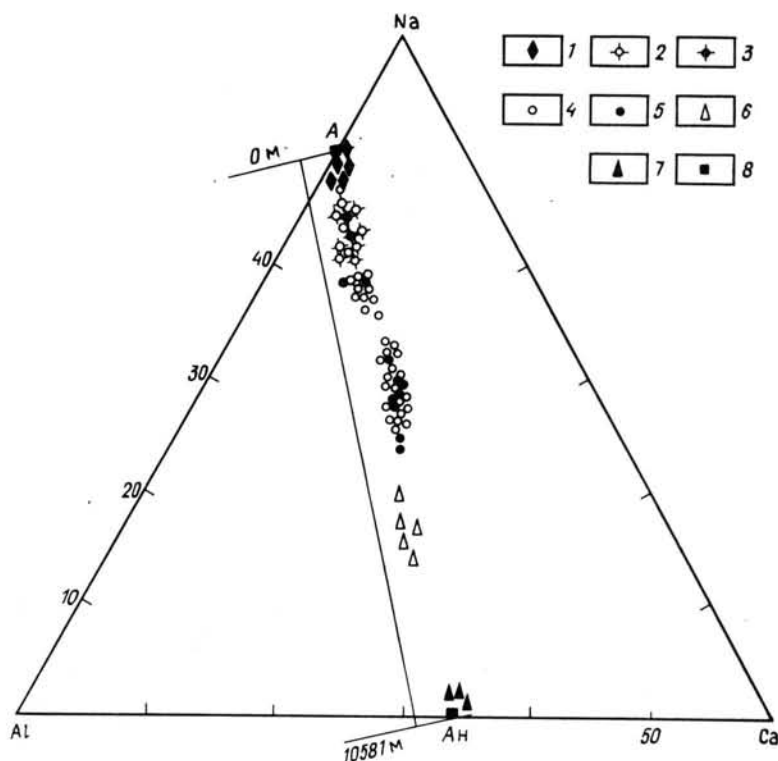


Рис. 1.23. Тренд изменения составов плагиоклазов (в формульных единицах) из метабазитов в глубинном вертикальном разрезе скв. СГ-3.

Протерозойский комплекс: 1 — диабазы (матертинская свита); 2 — актинолитизированные диабазы (заполяринская свита); 3 — аподиабазовые магнетит-амфибол-плагиоклазовые сланцы (пиртнярвинская свита); 4 — аподиабазовые амфибол-плагиоклазовые сланцы (маярвинская свита). Архейский комплекс: 5 — эпидотизированные амфиболиты; 6 — амфиболиты; 7 — гранатовые амфиболиты; 8 — номинальные составы альбита и анорита

Наименее упорядоченными являются более основные плагиоклазы, развитые преимущественно в породах нижней части разреза — аподиабазовых амфибол-плагиоклазовых сланцах. Температура их образования определяется в 500—550 °С.

Хлорит широко развит в диабазах. Он встречается в виде мелких чешуек в основной массе пород. Иногда вместе с соссюритом развивается по плагиоклазу. В актинолитизированных диабазах он находится в небольшом количестве. В этих породах хлорит представлен однообразной магнезиально-железистой разновидностью с $Ng=Nm=1,630—1,640$, с голубовато-серой аномальной интерференционной окраской.

По данным термического анализа, на кривых его нагревания во всех случаях устанавливается эндотермический эффект при температуре около 580—650°, связанный с разложением минерала.

В аподиабазовых магнетит-амфибол-плагиоклазовых и амфибол-плагиоклазовых сланцах хлорит находится в зонах катаклаза и развивается за счет амфиболов и биотита, являясь диафорическим. Он отличается меньшими показателями преломления — $Ng=Nm=1,612—1,626$, что свидетельствует о его меньшей железистости.

Соссюрит в виде микрозернистых агрегатов развивается по плагиоклазу, образуя псевдоморфозы, а также находится в основной массе диабазов. Эпидот и клиноцоизит тесно связаны с соссюритом и образуют идиоморфные зерна. Эпидот представлен богатой железом разновидностью с $Ng=1,770—1,778$, $Np=1,722—1,729$ и эндотермическим эффектом на кривых нагревания при температуре около 980 °С. В аподиабазовых магнетит-амфибол-плагиоклазовых сланцах минералы группы эпидота встречаются преимущественно в связи с зонами катаклаза пород.

Вулканические породы разреза скв. СГ-3 принадлежат двум мега-ритмам вулканической деятельности: нижнему трахиандезито-базальтовому, включающему породы маярвинской и пирттиярвинской свит; и верхнему — пикрито-базальтовому, объединяющему породы заполяринской и матертинской свит. Породы неравномерно метаморфизованы. Для них характерно сочетание признаков магматогенных и метаморфогенных пород, обычно неоднородность составов минералов. По разрезу с глубиной массивные разности пород сменяются сланцеватыми.

Судя по минеральным парагенезисам и составам минералов, степень прогрессивного регионального метаморфизма пород с глубиной по разрезу скв. СГ-3 возрастает от пренит-пумпеллиновой до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Осадочные породы

Среди туфогенно-осадочных пород выделяются: туфы, туфобрекчи, филлиты, алевролиты, песчаники, меньше развиты гравелиты, конгломераты, седиментогенные брекчи, карбонатные породы, лавобрекчи.

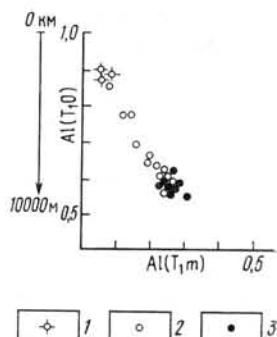


Рис. 1.24. Тренд изменения распределения Al в структуре плагиоклаза из метабазитов в глубинном вертикальном разрезе скв. СГ-3.

Протерозойский комплекс: 1 — диабазы (матертинская свита) и актинолитизированные диабазы (заполяринская свита); 2 — аподиабазовые магнетит-амфибол-плагиоклазовые сланцы (пирттиярвинская свита), аподиабазовые амфибол-плагиоклазовые сланцы (маярвинская свита). Архейский комплекс: 3 — амфиболиты. Количество Al, находящегося в кристаллической решетке плагиоклаза в тетраэдрах TiO и TiM

Туфы, туффиты и туфобрекчии широко распространены среди мартинской, реже встречаются в ждановской, заполяринской и пирттиярвинской свитах. Преобладают туфы основного состава. В пирттиярвинской свите развиты метаморфизованные туфы андезитового состава. По составу слагающих обломков различаются туфы: литокластические, литовитрокластические, кристаллокластические, кристалловитрокластические и витрокластические. По размеру обломков различаются: туфобрекчии (размер обломков 1—10 см), гравийно-псаммитовые (0,1—1 см), псаммитовые (0,01—0,1 см), алевро-пелитовые и пелитовые туфы (менее 0,01 см). Обломки, содержание которых достигает 70—80 %, представлены вулканическим стеклом, диабазами, диабазовыми порфиритами, кварцсодержащими диабазами, в туфах среднего состава — андезитовым порфиритом, разложенным вулканическим стеклом, обломками плагиоклаза, редко кварца. Основная ткань сложена разложенным пепловым материалом, часто хлоритизированным, актинолитизированным. В туффитах сортировка материала плохая, окатанность обломков слабая. Обломки представлены шахматным альбитом, диабазом, раскристаллизованным стеклом, плагиоклазом, кварцем, присутствуют лейкоксен, сульфиды. Цемент базального типа представлен разложенным пирокластическим и глинистым материалом так, что основная ткань туффитов напоминает хлоритовые филлиты и пепловые туфы.

Филлиты и филлитовидные сланцы широко развиты в ждановской свите. Макроскопически они представляют собой тонкозернистые, часто ритмично-слоистые темно-серые почти черные породы. Обычно в филлитах присутствуют сульфиды (пирит — пирротин и др.), которые выделяются в виде вкрапленников или слагают прожилки, гнездовидные скопления, желваки. Характерно присутствие углеродистого вещества (0,2—3,5 %). По величине обломков выделяются пелитовые, алевропелитовые и алевритовые разновидности. По минеральному составу среди них встречаются хлоритовые (наиболее распространенные), серицито-хлоритовые и серицитовые разновидности.

Алевролиты и песчаники различаются между собой по размерности терригенной составляющей. Присутствуют промежуточные разновидности — песчаные алевролиты и алевритистые песчаники. Обломки представлены преимущественно кварцем, плагиоклазом и микроклином, присутствуют редкие обломки амфибола, пироксена, граната. В породах ждановской свиты находятся обломки вулканического стекла, пепловый материал, угловатые лейстовидные обломки плагиоклаза, которые относятся к материалу, поступающему за счет пирокластических выбросов. Цемент в алевролитах и песчаниках обычно базального типа, реже соприкосновения или поровый. Он сходен по составу с филлитами, в них встречается цемент кварц-серицитового, карбонатного, хлорит-карбонатного, кремнистого состава. По составу обломочного материала песчаники и алевролиты различных свит отличаются друг от друга. Наибольшее развитие в верхней части ждановской свиты имеют туфогенные и кварц-плагиоклазовые разновидности, в нижней — кварц-полевошпатовые и олигомитовые разновидности. В лучломпольской свите широкое развитие приобретают аркозовые песчаники и алевролиты: в составе кувернериньокской свиты развиты кварциты и метаморфизованные кварцево-полевошпатовые песчаники и алевролиты. Различаются породы свит также и по составу рудных минералов. В ждановской свите рудные минералы, содержание которых иногда достигает 10—15 %, представлены сульфидами (пирит, пирротин и др.), присутствует сфен, лейкоксен. Аркозовые песчаники лучломпольской свиты обогащены магнетитом и гематитом. В кувернериньокской свите в слюдяно-кварцевых сланцах, развившихся по алевролитам в некоторых прослоях присутствует апатит (до 3—5 %) и эпидот.

Седиментогенные брекчии впервые были выделены по материалам скв. СГ-3. Они развиты в ждановской свите. Макроскопически это слоистые серые алевро-псаммитовые породы с линзовидными обломками пелитов часто с рваными концами. Основная ткань сложена туфоалевролитом, туфо-песчаником или туфогенными разновидностями последних. Вся совокупность наблюдений свидетельствует об образовании данных пород в период седиментогенеза. Благоприятными условиями для их возникновения являются мелководные и сильные донные течения. Карбонатные породы: известняки, доломиты, известковистые сланцы, песчанистые доломиты, карбонатные песчаники в ждановской свите имеют незначительное развитие, в лучломпольской и кувернериньинской свитах они слагают самостоятельные пачки. В лучломпольской свите чистые разновидности известняков и доломитов имеют ограниченное развитие. В большинстве разновидностей содержится то или иное количество терригенной примеси, представленной преимущественно кварцем, плагиоклазом и в меньшей степени — микроклином. В породах кувернериньинской свиты преобладают мраморы кальцитовые и доломитовые, часто содержащие тремолит, флогопит, иногда скаполит, тальк. Присутствуют тремолитовые, тремолит-карбонатные сланцы.

Гравелиты и конгломераты в ждановской свите залегают в виде прослоев в песчаниках в низах разреза. Они слагают нижние части ритмов. В лучломпольской свите они приурочены к пачке аркозовых песчаников.

Гравелиты имеют неравномернозернистое сложение. Размер терригенного материала обычно колеблется от 0,2 до 2—5 мм. В ждановской свите гравийные обломки размером до 5 мм хорошо окатаны и представлены преимущественно кварцем, в меньшей степени обломками филлитов и диабазов, в лучломпольской свите присутствуют гравийные обломки микроклина. Конгломераты телевинской свиты наиболее хорошо изучены в обнажениях. По размеру выделяются галечные, валунные и глыбовые разновидности. По составу они относятся к полимиктовым. Галька представлена породами фундамента: гранитоидами, амфиболитами, гнейсами, присутствует галька кварца, микроклина. Галька окатана слабо или средне. Цемент сложен песчаником.

В минеральном составе туфогенно-осадочных пород различных свит, наряду с общностью, наблюдается некоторое различие. В породах ждановской свиты главными породообразующими минералами являются: кварц, плагиоклаз, серицит, хлорит, карбонаты (преимущественно кальцит), встречается микроклин, характерно присутствие углеродистого вещества. Минералы тяжелой фракции протолок (от единичных знаков до 3 %) представлены актинолитом, роговой обманкой, гастингситом, эпидотом, моноклинным пироксеном (диопсид, салит, ферросалит, геденбергит, хром—диопсид, эгирин—диопсид, эгирин), ромбическим пироксеном (бронзит, гиперстен), альмандином, пиропом, гроссуляром, альмандином, ставролитом, пренитом, пумпеллином, оливином. Встречаются апатит, циркон, сфен, флюорит, турмалин, барит, корунд, мартит. Характерной чертой данных пород является постоянное наличие пирротина и, в меньшей степени, пирита, кроме того, были обнаружены халькопирит, ильменит, сфалерит, галенит, арсенопирит, гематит, лимонит.

Минеральный состав пород лучломпольской свиты по количественному соотношению минералов различается в разных частях разреза. Для верхней пачки характерен доломит, для пород нижней пачки — кварц, плагиоклаз, микроклин, кальцит. В тяжелой фракции протолок находятся следующие минералы: роговая обманка, гиперстен, автит, ферросалит, эгирин-диопсид, эгирин, альмандин, ставролит, эпидот, ангидрит, циркон, рутил, ортит (до 15,3 % от состава тяжелой

фракции), брукит, флюорит, турмалин, сфен, апатит, в песчаных доломитах — анатаз. Породы лучломпольской свиты обогащены гематитом и магнетитом, кроме которых присутствует мартит, лейкоксен, ильменит. Карбонатные породы по составу тяжелой фракции отличаются от песчаников и алевролитов. Они обогащены акцессорными минералами, турмалином, рутилом, анатазом, апатитом.

По минеральному составу породы лучломпольской свиты отличаются от пород ждановской свиты широким развитием доломита, из акцессорных минералов — наличием анатаза, из рудных минералов — почти полным отсутствием сульфидов и широким развитием гематита и магнетита. В составе тяжелой фракции в них уменьшается содержание эпидота, рутила, ильменита, актинолита, турмалина, отсутствуют пренит, пироп, хромит.

Минеральный состав кувернеринийокской свиты четко отличается от пород ждановской и лучломпольской свит: 1) в карбонатных породах наблюдается более разнообразный состав карбонатов, представленных кальцитом, доломитом, реже магнезитом и ферродоломитом, присутствует тремолит, антофиллит, флогопит; 2) терригенный материал представлен преимущественно кварцем; 3) тяжелая фракция характеризуется меньшим разнообразием минералов. В породах свиты имеются разновидности, обогащенные ортитом (в единичных случаях до 65 % от состава тяжелой фракции), незначительно содержание рудных минералов, среди которых наиболее развит магнетит, меньше — гематит, присутствует пирит, халькопирит, лимонит, марказит.

Главными минералами пород телевинской свиты являются плагиоклаз, кварц, микроклин, биотит, мусковит, кроме которых встречаются хлорит, эпидот. В составе тяжелой фракции были обнаружены: моноклинный пироксен, ставролит, альмандин, циркон, апатит, рутил, турмалин, из рудных минералов — пирротин, пирит, ильменит (преобладает), в редких знаках присутствуют лейкоксен, магнетит. Состав тяжелой фракции в породах телевинской свиты наиболее бедный.

Кварц является одним из наиболее широко распространенных минералов. Он имеет преимущественно обломочное происхождение. В процессе диагенеза имела место регенерация зерен кварца, в процессе метаморфизма — перекристаллизация.

Плагиоклаз по количеству не уступает кварцу. В породах ждановской свиты он встречается в виде обломков лейст или плохо окатанных зерен. В породах кувернеринийокской и телевинской свит зерна плагиоклаза часто округлой формы. Плагиоклаз серицитизирован и соссюризирован.

В породах ждановской свиты плагиоклаз представлен альбитом и олигоклазом (№ 3—27). Изредка встречается андезин (№ 35). В породах лучломпольской свиты состав плагиоклаза более однороден, преобладает олигоклаз (№ 18), в породах кувернеринийокской и телевинской свит развит олигоклаз и олигоклаз—андезин (№ 17—30), в породах телевинской свиты, кроме того присутствует андезин (№ 40).

Микроклин в небольшом количестве находится в отдельных разновидностях песчаников и алевролитов ждановской свиты. В большем количестве он присутствует в песчаниках лучломпольской и телевинской свит. Показатели преломления микроклина ($n_g = 1,527—1,529$, $n_p = 1,519—1,521$) из пород ждановской свиты более высокие, чем в микроклинах ($n_g = 1,522—1,526$, $n_p = 1,515—1,518$) нижележащих свит. Это связано с большей примесью натриевой составляющей (23—28 %) в микроклин из пород ждановской свиты. Микроклины из пород других туфогенно-осадочных свит обеднены натриевым компонентом, вплоть до полного его отсутствия. Для микроклина, лишенного примеси натриевого компонента, по данным рентгеновских исследований, опре-

делено $\Delta\rho=1,05$, что соответствует 100 % молярного содержания калиевой фазы. Эти же данные свидетельствуют о высокой степени упорядоченности данного микроклина и позволяют отнести его к максимальным микроклинам.

Хлорит является основной частью цемента осадочных пород ждановской и лучломпольской свит. В пределах кувернеринийокской и телевинской свит он уступает место слюдам. Развивается он по полевым шпатам, темноцветным минералам, пелитовому веществу, обломкам вулканических пород, по биотиту, встречаются сростания хлорита со слюдой. В породах ждановской свиты находятся два типа хлоритов: распространены железисто-магнезиальные хлориты ($Ng=Nm=1,620-1,642$, с высокой железистостью от 48 до 75 %), встречаются магнезиальные хлориты ($Ng=Nm=1,560-1,590$; железистость — 0—14 %). В породах лучломпольской, кувернеринийокской и телевинской свит присутствуют железисто-магнезиальные хлориты с железистостью 47—71 % ($Ng=Nm=1,625-1,645$).

Серицит широко распространен в цементе алевролитов, песчаников и в филлитах ждановской свиты, где он ассоциирует с хлоритом. Характерной чертой данных слюд являются высокие показатели преломления $Ng=1,614-1,616$. Эндотермические эффекты серицита находятся в интервале температур 700—750 °С, что позволило отнести их к фенгитам. Кроме того, в породах ждановской свиты иногда встречаются крупные пластинки бесцветной слюды, расположенные по трещинам кливажа. Они отличаются меньшими показателями преломления ($Ng=1,606$, $Nm=1,599$, $Np=1,558$) и свойственным мусковитам $T_{п. з.}=900$ °С.

Серицит из песчаников лучломпольской свиты имеет интенсивный эндотермический эффект при температуре около 850 °С, типичный для мусковита. Бесцветная слюда из пород кувернеринийокской и телевинской свит характеризуется низкими показателями преломления ($Ng=Nm=1,587-1,603$) и в кувернеринийокской свите ассоциирует со слюдами ядра флогопит—биотит. Таким образом, в туфогенно-осадочных породах сверху вниз по разрезу слюда типа гидромусковита, фенгита сменяется мусковитом, что связано с возрастанием степени метаморфизма.

Биотит в небольшом количестве находится в туфогенно-осадочных породах нижней части ждановской свиты. В значительном количестве он развит в нижележащих туфогенно-осадочных свитах. В сходных по составу породах различных свит (например, кварц-полевошпатовых песчаниках) биотит характеризуется несколько различными свойствами. В породах ждановской свиты темно-коричневый биотит имеет наиболее высокие показатели преломления ($Ng=Nm=1,645-1,671$) и высокую общую железистость (от 56 до 71 %). В породах лучломпольской свиты биотит имеет более светлую окраску (светло-бурый), уменьшаются его показатели преломления ($Ng=1,631-1,645$) и общая железистость (49—56 %). В породах кувернеринийокской свиты развита светлоокрашенная слюда серии флогопит—биотит, представленная двумя разновидностями: более железистой ($Ng=1,600-1,622$, общая железистость 31—42 %), развитой в песчаниках и алевролитах, и слабоокрашенной разновидностью — флогопитом ($Ng=1,587-1,597$, общая железистость 24—28 %), встречающейся в мраморизованных доломитовых известняках.

В песчаниках телевинской свиты, по сравнению с биотитом песчаников кувернеринийокской свиты, железистость биотитов (48—52 %) несколько возрастает, но остается ниже, чем в биотитах из песчаников лучломпольской свиты. Сопоставление железистости биотитов из однотипных пород разных свит показало, что она падает вниз по разрезу, что, по-видимому, отражает повышение температуры метаморфизма с глубиной.

Углеродистое вещество распространено в филлитах и алевролитах ждановской и в туфогенных породах материнской свит. В незначительном количестве углеродистое вещество присутствует в осадочных породах лучломпольской и кувернериньокской свит. Оно рассеяно в породах в виде пыли или мелких чешуек размером от 0,01 до 0,03 мм. Согласно данным термического анализа, вниз по разрезу, по мере увеличения степени метаморфизма пород, температура начала выгорания углеродистого вещества возрастает. В породах материнской свиты и в верхней части разреза ждановской свиты (до глубины примерно 1700 м) $S_{орг}$ представлено наименее метаморфизованной разновидностью с $T_{н.э.} = 480—520$ °С, причем минимальная температура (480 °С) характерна для $S_{орг}$ самой верхней части разреза. Глубже, в породах этой свиты преобладающее развитие имеет скрытокристаллический графит ($T_{н.э.} = 550—800$ °С). В туфогенно-осадочных породах заполярнинской и лучломпольской свит $S_{орг}$ представлено мелкочешуйчатым графитом ($T_{н.э.} = 650$ °С). Таким образом, вниз по разрезу скважины устанавливается постепенное возрастание степени упорядоченности углеродистого вещества. Карбонаты находятся в цементе песчаников, алевролитов. Они сложены известковистые сланцы, известняки, доломиты и мраморы. Наиболее распространен кальцит ($No = 1,658—1,662$), который определяется по данным термического анализа по наличию эндотермического эффекта при температуре около 820 °С. Второе место по распространенности занимает доломит ($No = 1,687—1,689$). На термограммах он дает эндотермические эффекты при температурах 820 и 920 °С. В незначительном количестве в составе мраморизованных известняков кувернериньокской свиты был встречен магнезит ($No = 1,689$) и ферродоломит.

Изучение минерального состава туфогенно-осадочных пород позволило сделать вывод об источнике сноса. Терригенный материал поступал за счет размыва гранитогнейсового основания печенгского комплекса и нижележащих толщ печенгского комплекса, главным образом, магматических пород, основного и субщелочного состава. Минералами, поступавшими из пород фундамента, являются: микроклин, окатанные обломки разложенного плагиоклаза, кварц, роговая обманка, гиперстен, диопсид, альмандин, ставролит, циркон, ортит, турмалин. Породы печенгского комплекса (основные и ультраосновные магматические образования) служили источником плагиоклаза (угловатые, полуугловатые обломки), титан-авгита, салита, ферросалита, геденбергита, хромдиопсида, ильменита, сфена, хромита, лейкоксена и минералов, образующихся за счет изменения полевых шпатов или вулканического стекла (пумпеллиита, пренита, частично хлорита). Часть материалов — угловатые обломки вулканического стекла, обломки лейст плагиоклаза, пепловый материал — поступали за счет пирокластических выбросов. Субщелочные и щелочные породы служили источником эгирина, эгириндиопсида, гастингсита. В двух нижних толщах источником терригенного материала служили породы фундамента, часть материала поступала при пирокластических выбросах. В двух верхних толщах набор терригенного материала более разнообразен. Он поступал как за счет размыва пород основания, так и нижележащих толщ печенгского комплекса и субщелочных пород. Количество материала, поступающего от размыва толщ печенгского комплекса, возрастает вверх по разрезу, и в верхней части ждановской свиты он является преобладающим. Здесь же возрастает роль вещества, поступившего за счет пирокластических выбросов.

В туфогенно-осадочных породах близкого состава (в песчаниках и алевролитах) по мере увеличения степени метаморфизма наблюдается падение железистости в группе биотита; гидрослюда (через промежуточную разновидность — фенгит) уступает место мусковиту. По мере

усиления метаморфизма, слабо метаморфизованные разновидности $C_{орг}$ через скрыто-кристаллический графит уступают место мелкочешуйчатому графиту.

Интрузивные породы

Интрузивные породы в разрезе скв. СГ-3 представлены гипербазитами, габбро-диабазами и дацито-андезитовыми порфиритами. Тела гипербазитов скв. СГ-3 являются по составу верлитами, сложенными нацело серпентинизированным оливином (50—70 %) и моноклинным пироксеном (30—40 %). Верлиты скв. СГ-3 в той или иной степени серпентинизированы, оталькованы, хлоритизированы и амфиболизированы. Наименее измененными из гипербазитов скв. СГ-3 являются серпентинизированные перидотиты (верлиты), состоящие из моноклинного пироксена, серпентина, роговой обманки, иногда в них присутствуют тремолит и биотит, постоянно — сульфиды: пирротин, пентландит, халькопирит, пирит; аксессуарные — магнетит, ильменит, апатит, гранат, хромит. Структура пород — реликтовая пойкилитовая. В телах гипербазитов выявлено сульфидное медно-никелевое оруденение (см. «Рудная минерализация»).

Серпентиниты представляют собой измененные верлиты, где первичные оливины и пироксены почти нацело серпентинизированы. Порода состоит из серпентина, хлорита (около 60 %), талька (до 20 %) и тремолита (до 10 %). Из первичных минералов иногда встречаются реликты пироксенов и роговой обманки; аксессуарные минералы и сульфиды те же, что и в предыдущей группе. Структура пород петельчатая, на отдельных участках сидеронитовая, где сульфиды выполняют промежутки между псевдоморфозами по оливину и моноклинному пироксену. Сильно измененные оталькованные, хлоритизированные и амфиболизированные перидотиты, где почти не сохраняются первичные минералы и структуры, названы по наличию и преобладанию тех или иных вторичных минералов. В разрезе скв. СГ-3 они представлены серпентин-хлорит-тальковыми, хлорит-тремолит-тальковыми, серпентин или хлорит-карбонат-тальковыми, хлорит-тремолитовыми и роговообманково-тремолитовыми породами.

Структуры пород различаются в зависимости от минерального состава; в разновидностях, где преобладает тальк — микролепидобластовая с участками нематобластовой, где наблюдаются новообразования тремолита и актинолита.

Моноклинный пироксен представлен двумя разновидностями, различающимися по цвету и показателям преломления. Наиболее широко распространенным является розовато-бурый пироксен ($Ng=1,725—1,728$, $Np=1,697—1,701$), в резко подчиненном количестве присутствует буровато-зеленый пироксен ($Ng=1,717—1,722$, $Np=1,688—1,695$). Моноклинные пироксены гипербазитов скв. СГ-3 по оптическим и морфологическим данным очень похожи на пироксены гипербазитов Ждановского массива. Моноклинные пироксены принадлежат к ряду собственно авгитов. От подошвы массива к кровле в пироксенах наблюдается закономерное возрастание содержания железа, титана, алюминия и натрия и уменьшение магния, никеля, кобальта и хрома.

Оливин в верлитах скв. СГ-3 нацело серпентинизирован. В верлитах Ждановского массива он представлен хризолитом — Fa_{20-25} ($Ng=1,714$, $Nm=1,696$, $Np=1,674$), иногда Fa_{10} .

Бурая роговая обманка встречается в виде единичных зерен в серпентинизированных верлитах и серпентинитах скв. СГ-3. Железистость ее колеблется от 25 до 40 % ($Ng=1,696—1,679$, $Np=1,688—1,655$, $cNg=12—18^\circ$). Серпентин является наиболее широко распространенным

вторичным минералом верлитов, образующим псевдоморфозы по оливи-ну и пироксену. Он представлен антигоритом, пластинчатым, реже мел-кочешуйчатым, бледно-зеленой окраски ($2V=30^\circ$), $Ng=1,570-1,580$, $Np=1,561-1,570$. Эндотермический пик его на кривых нагревания на-ходится в интервале температур $780-800^\circ\text{C}$.

Габбро-диабазы в разрезе скв. СГ-3 встречаются в интервале глу-бин $93,3-2754$ м, образуя шесть тел мощностью от 50 до 150 м среди диабазов матертинской свиты и туфогенно-осадочных пород жданов-ской свиты. Среди аподиабазов маярвинской свиты встречено несколь-ко мелких тел измененных габбро-диабазов, представленных мелано-кратовыми амфибол-плагноклазовыми породами. Контакты тел четкие и резкие, иногда в экзоконтактах алевролиты и филлиты превращены в узловатые сланцы. Тела имеют однотипное строение и близки по со-ставу. Краевые их части сложены мелкозернистыми разностями, цен-тральные — крупно- и среднезернистыми; отчетливо выражена трахи-тоидная структура. Крупные тела характеризуются дифференцирован-ным строением: верхние части сложены лейкократовыми кварцевыми габбро-диабазами, вниз по разрезу сменяющимися бескварцевыми, а ближе к подошве тел — меланократовыми пироксеновыми разностями. Иногда к верхам тел приурочены эссекситовые габбро-диабазы. Ха-рактер вторичных изменений габбро-диабазов зависит от положения их в разрезе: в верхних частях разреза они эпидотизированы, хлоритизи-рованы и скаполитизированы; в средней части разреза — интенсивно хлоритизированы; в нижней части — превращены в плагноклаз-амфи-боловые породы.

В составе лейкократовых разновидностей преобладает плагноклаз (около 60%), меланократовых — моноклинный пироксен (около 60%), хлорит, сосюрит, карбонат (составляют 30%) небольшое количество кварца, калиевого полевого шпата, актинолита, роговой обманки; из аксессуарных и рудных — апатит, лейкоксенизированный сфен и ильме-нит, сульфиды: пирротин, пирит, халькопирит — в единичных зернах. Плагноклаз почти нацело сосюритизирован и представлен альбитом — $8-10\%$ Ан ($Ng=1,539$, $Np=1,526$).

Пироксен — авгит буроватый или бледно-зеленый ($Ng=1,733-1,727$, $Np=1,699-1,698$), по показателям преломления близок к пирок-сену диабазов. Роговая обманка двух разновидностей — зеленовато-бу-рая ($Ng=1,684$, $Np=1,672$), и синеовато-зеленая ($Ng=1,705-1,700$, $Np=1,675-1,673$, $f=70\%$), замещающая первую.

Актинолит развивается по всем первичным минералам: $Ng=1,645$. Для всех тел габбро-диабазов характерна стабильная рудная ассоциа-ция, представленная вкрапленностью сульфидов, магнетита и ильмени-та. Минеральный состав: пирротин — $40-60\%$, халькопирит — $35-60\%$, пирит — $5-10\%$, магнетит — $10-15\%$, ильменит — $5-25\%$. В целом содержания рудных элементов в габбро-диабазе близки их значениям в вулканогенных породах и характеризуются преобладани-ем меди ($0,02\%$) над никелем ($0,01\%$), а также повышенным содер-жанием титана ($0,7\%$) и низким хрома ($0,02\%$) и ванадия ($0,03\%$).

Андезито-дацитовые порфиры встречаются на глубине $4673-4784$ м среди магнетит-серицит-хлоритовых сланцев и известняков лучломполь-ской свиты.

Порода содержит вкрапленники плагноклаза и кварца ($20-30\%$) и тонкозернистую основную массу, состоящую из кварца, альбит-олиго-клаза, серицита, хлорита, биотита и кальцита. Структура пород порфи-ровая с микрофельзитовой и лепидобластовой структурами основной массы.

Породы печенгского комплекса метаморфизованы. Их метаморфизм с глубиной по скв. СГ-3 возрастает от пренит-пумпеллиитовой до ам-

фибrolитовой фации с образованием зонального метаморфического комплекса умеренных давлений. Метаморфизм осадочных пород несколько отстает от метаморфизма магматических пород и внизу разреза не превышает эпидот-амфиболитовой фации. Специально метаморфизм рассмотрен ниже (см. «Зональность и возраст метаморфизма»).

ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ АРХЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

В архейском комплексе, вскрытом по скв. СГ-3, начиная с глубины 6842 м, выявлены следующие образования: кольская серия, представленная мусковит-биотит-плагиоклазовыми гнейсами с высокоглинозёмистыми минералами, биотит-плагиоклазовыми гнейсами, биотит-амфибол-плагиоклазовыми гнейсами, амфиболитами, метаультрамафитами, гранитизированными гнейсами и амфиболитами; с гранитизированными гнейсами связаны тела гнейсовидных плагиогранитов, гранитов, аплитов-пегматитов и пегматитов; на глубине около 9600 м пересечены небольшие интрузии гранитов; в контактовых зонах метаультрамафитов и амфиболитов с гнейсами развиты флогопитовые породы.

Гнейсы и гранитизированные гнейсы

Гнейсы составляют большую часть архейского разреза скв. СГ-3. Среди них установлены мусковит-биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглинозёмистыми минералами, биотит-плагиоклазовые гнейсы и биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы.

Мусковит-биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглинозёмистыми минералами развиты на четырех стратиграфических уровнях разреза. Они состоят из биотита (20—30 %), частично замещенного мусковитом, кварца (30—40 %), плагиоклаза (около 30 %). Повсеместно находится мусковит. Из высокоглинозёмистых минералов в гнейсах верхней части разреза присутствуют андалузит, ставролит, силлиманит, гранат. Они в сумме составляют не более 3—5 % от минерального состава пород. В гнейсах средней части разреза находятся только силлиманит (фибролит) и гранат, а в гнейсах нижней части разреза — силлиманит, кианит и гранат. Из аксессуарных минералов встречаются зерна апатита, магнетита, ильменита, циркона. Распределение породообразующих минералов неравномерно благодаря ритмично-слоистому строению пород. Полосчатость, обусловленная обогащением слоев меланократовыми или лейкократавыми минералами, совпадает со слоистостью. Местами полосчатость осложнена линзовидным обособлением минералов. Наряду с полосчатостью, породы гнейсовидны. Гнейсовидность также совпадает со слоистостью и полосчатостью. Размер зерен минералов неравномерен и колеблется от десятых долей до нескольких миллиметров. Структура пород — гранобластовая, гетеробластовая, лепидо-гранобластовая, порфиробластовая.

Четко-полосчатые мусковит-биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглинозёмистыми минералами преобладают в верхней толще разреза скв. СГ-3. В средней и нижней толщах эти гнейсы имеют более однородное распределение минералов. Указанные текстурные особенности гнейсов определяют для этого типа пород наличие трех групп: меланократовых, лейкократавых и мезократовых мусковит-биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглинозёмистыми минералами. Мусковитизированные биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглинозёмистыми минералами связаны постепенными переходами с биотит-плагиоклазовыми гнейсами с высокоглинозёмистыми минералами, выражающимися в неравномерном осветлении пород и увеличении размера их зерен. В них

появляется до 15 % мусковита, 2—3 % эпидота, до нескольких процентов микроклина. Наиболее осветленные и перекристаллизованные разновидности пород представляют собой уже плагиограниты, местами переходящие в граниты, где содержание калиевого полевого шпата в породах составляет 20—30 %.

При мусковитизации выше указанных пород исчезают высокоглинозёмистые минералы. Текстура пород — гнейсовидная, структура — лепидогетеробластовая, местами порфиروبластовая. Характерны реакционные соотношения между многими минералами (мусковитом и биотитом, мусковитом и плагиоклазом, мусковитом и ставролитом) с образованием симплектитов. Аплито-пегматоидные породы местами появляются в этих гнейсах. Они также связаны постепенными переходами с гнейсами. При этом происходят осветление гнейса, увеличение размера зерен плагиоклаза и кварца. Появляется микроклин и мусковит, замещающий биотит. Исчезают ставролит и андалузит, которые сначала замещаются мусковитом, а затем кварцем, плагиоклазом и микроклином. Встречается немного биотита. Все перечисленные минералы имеют размеры зерна, изменяющиеся от десятых долей миллиметра до нескольких сантиметров. Структура пород — гетеробластовая.

Биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглинозёмистыми минералами, мусковитизированные их разновидности, гнейсовидные плагиограниты, граниты и аплито-пегматоидные породы связаны между собой пространственно, по минеральному составу и генетически, поэтому породообразующие минералы этих пород рассматриваются совместно.

Биотит в биотит-плагиоклазовых гнейсах с высокоглинозёмистыми минералами представлен коричневой разновидностью с красноватым оттенком (первая генерация), переходящей в бурую и светло-бурую (по Ng). При этом показатель преломления $Ng = Nm$ биотита изменяется от 1,637 до 1,627. Соответственно уменьшается его железистость от 40 до 35 %, в связи с его флогопитизацией, которая предшествует процессу мусковитизации биотита. Термические исследования свидетельствуют о наличии более железистого биотита с температурой максимума эндотермического эффекта около 1160 °C. По данным химического анализа (табл. 1.5), для всех биотитов из рассматриваемых пород характерно повышенное содержание Al_2O_3 . Отмечается незначительная примесь Cr_2O_3 , SrO , BaO . Содержание F довольно постоянно. В этих гнейсах устанавливаются три генерации биотита: первичный красноватый биотит, характеризующийся высоким содержанием титана, замещающий его бурый, зеленовато-бурый менее железистый и менее титанистый биотит второй генерации и магнезиальный — биотит третьей генерации. Первый мы рассматриваем как биотит, сформировавшийся в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Он обнаружен в гнейсах с глубины 10 220 м. Второй появляется в условиях амфиболитовой фации и встречается практически на всех глубинах разреза в этих породах. Третий образовался в условиях эпидот-амфиболитовой фации и наиболее широко распространен, особенно в верхней части разреза (рис. 1.25).

Биотит замещается мусковитом, который часто образует псевдоморфозы по биотиту. При этом фиксируются мелкие пылевидные зерна магнетита, титаномagnetита и ильменита. В ряде участков по биотиту развивается силлиманит. Местами биотит замещается хлоритом. Мусковит замещает также ставролит и андалузит. Характерны образования симплектитов мусковита с кварцем в качестве реакционных кайм. Кроме того, мусковит находится в виде самостоятельных порфиروبластов, чешуек или их скоплений. Показатели преломления мусковита изменяются иногда в пределах одного зерна. Установлены мусковиты с Ng около 1,608—1,606 и мусковиты с Ng около 1,600, что свидетельствует о неоднородности их составов. По данным термического анализа

Оксиды	Амфиболитовая фация				Эпидот-амфиболитовая фация							
	Амфиболит				Бютит-плагноклазовый гнейс с ВГМ				Бютит-плагноклазовый гнейс			
	Гранат 24 945	Роговая обманка 24 945	Бютит 24 945	Плагноклаз 24 945	Гранат 23 900	Бютит 23 900	Плагно- клаз 23 900	Гранат 24 630	Бютит 26 467	Плагно- клаз 26 399	Роговая обманка 37 849	Амфиболит
SiO ₂	38,21	44,70	34,74	59,85	37,00	37,58	62,23	36,92	38,86	66,03	48,51	37,84
TiO ₂	0,17	0,83	2,45	Не обн.	Не обн.	1,68	Не обн.	Не обн.	0,75	Не обн.	0,55	2,49
Al ₂ O ₃	21,03	10,79	19,50	24,81	20,99	16,18	23,21	20,90	17,02	21,44	7,79	17,53
Fe ₂ O ₃	0,85	4,60	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,90	Не обн.	4,14	Не обн.
FeO	23,95	13,98	Не обн.	Не обн.	32,33	Не обн.	" "	30,90	10,96	" "	9,70	" "
Σ FeO			19,72			12,32						13,51
MnO	0,58	0,27	0,04	Не обн.	5,80	0,31	Не обн.	8,23	0,09	Не обн.	0,19	Не обн.
MgO	3,96	9,74	10,31	" "	2,04	17,99	" "	1,75	16,15	Не обн.	13,71	15,07
CaO	10,98	11,59	0,36	7,06	1,85	0,23	4,54	1,37	0,09	Не обн.	12,66	0,50
Na ₂ O	Не обн.	1,33	0,20	7,72	Не обн.	0,91	8,98	Не обн.	0,19	Не обн.	0,40	0,17
K ₂ O	" "	0,48	9,19	Не обн.	" "	9,07	0,08	Не обн.	10,00	0,04	0,26	9,80
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,64	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁺	" "	2,01	3,23	" "	" "	3,85	" "	" "	2,80	" "	2,07	2,57
п. п. п.	" "	" "	" "	" "	" "	Не обн.	" "	" "	Не обн.	" "	Не обн.	Не обн.
P ₂ O ₅	" "	Не обн.	" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
F	" "	0,05	" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Сумма	" "	100,37	" "	" "	" "	" "	" "	" "	99,72	" "	" "	" "
-O=2F	" "	0,02	" "	" "	" "	" "	" "	" "	0,07	" "	" "	" "
Сумма	99,73	100,35	99,74	99,44	100,01	100,12	99,04	100,07	99,65	99,98	99,98	99,48
												60,36
												Не обн.
												24,58
												Не обн.
												" "
												" "
												Не обн.
												" "
												" "
												6,32
												7,40
												0,93
												Не обн.
												" "
												" "
												" "
												" "
												99,59

Примечание. Аналитики А. Б. Герман, К. К. Гумбар, Г. Ф. Петрова.

* Номер образца.

многократно в пределах одного зерна, что придает плагиоклазу пятнистое строение. По рентгенометрическим данным более основной плагиоклаз имеет невысокий индекс структурной упорядоченности и большую температуру образования (около 550 °C), в то время, как более кислая его разновидность характеризуется более высоким индексом структурной упорядоченности и меньшей температурой образования (450 °C).

Кварц составляет в породе около 30 %. Он находится в виде округлых и удлиненных в направлении гнейсовидности зерен, размером от десятых долей до нескольких миллиметров. Местами он образует линзовидные скопления зерен. Термолюминесценция кварца этих пород начинается с 200 °C и достигает максимума при температуре 350—380 °C. Интенсивность термолюминесценции составляет 25—35 усл. ед. По этим свойствам кварц из архейских гнейсов отличается от кварца из пород вышележащего более молодого комплекса, для которого термолюминесцентные свойства имеют меньшие значения. Кварц из этих и других гнейсов архейского комплекса отличается от кварца из пород печенгского комплекса большим значением инфракрасноспектроскопической величины (отношение оптических плотностей полос поглощения с частотой 800 и 1100 см⁻¹), которая составляет 2,2; 2,0. Ставролит наблюдается в породах лишь местами, только в верхней толще. Он образует крупные, размером до нескольких миллиметров, пойкилобласты. Края зерен минералов неровные. Он замещается мусковитом. Пойкилитовые вроски в ставролите представлены кварцем. Ставролит имеет постоянный состав с $Ng=1,750$, $Nm=1,744$, $Np=1,738$. Его плеохроизм по Ng — желтый, по Np — почти бесцветный. Андалузит встречается в породах еще реже, чем ставролит и также только в верхней толще. Он находится в виде крупных (до нескольких миллиметров) пойкилопорфириобластов с корродированными краями зерен, замещаемых мусковитом и фибролитом. Андалузит — бесцветный с $Ng=1,638$; $Nm=1,633$; $Np=1,628$. Гранат наблюдается в породах в двух генерациях: в виде редких пойкилопорфириобластов, рассеянных в породе (первая генерация), в виде обособленных зерен в кварц-полевошпатовых линзочках или кайм вокруг зерен граната первой генерации (вторая генерация). Гранат первой генерации — альмандин довольно богатый пироповой (11 %) иgrossуляровой (30 %) составляющими. Его образование мы связываем с амфиболитовой фацией метаморфизма. Гранат второй генерации беднее пироповой (8—9 %) составляющей и богаче спессартиновой (5—6 %). Его появление связано с диафторезом гнейсов в условиях эпидот-амфиболитовой фации (см. табл. I.5 и рис. I.26).

Силлиманит встречается в породах преимущественно в виде игольчатых скоплений, развивающихся по плагиоклазу и биотиту. В верхней толще он находится в парагенезисе с андалузитом, ставролитом и гранатом, в средней толще с гранатом, а в нижней толще с кинанитом.

Биотит-плагиоклазовые гнейсы по разрезу скв. СГ-3 широко развиты в толщах, чередующихся с толщами мусковит-биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами. Это сравнительно однородные серые, среднезернистые породы. Для них характерна гнейсовидная текстура и лепидогранобластовая структура. В подчиненном количестве встречаются породы с линзовидно-полосчатой и полосчатой текстурами. Мощность полос достигает нескольких миллиметров. Размер зерен минералов составляет доли миллиметра. Они распределены в породе обычно сравнительно равномерно, лишь местами образуют мономинеральные линзовидные обособления, мощностью до 1 см, удлиненные согласно с гнейсовидностью. Минеральный состав пород прост: плагиоклаз-андезин, олигоклаз около 40 %, кварц 30—40 %, биотит 20 %, эпидот. Из акцессорных минералов характерны ортит, сфен.

Встречаются апатит, циркон, ильменит, магнетит, сульфиды: пирротин, пирит. Однако для плагиоклаза и биотита характерна изменчивость химического состава.

Биотит-плагиоклазовые гнейсы представляют особый петрохимический тип пород андезито-дацитового или тоналитового состава. Гранитизированные биотит-плагиоклазовые гнейсы тесно связаны с биотит-плагиоклазовыми гнейсами постепенными переходами и развиты по разрезу совместно с биотит-плагиоклазовыми гнейсами, как сказано ранее. Они отличаются от биотит-плагиоклазовых гнейсов появлением мусковита, преимущественным содержанием олигоклаза, значительным количеством эпидота (до 10 %). Характерна неравномерная величина зерен минералов, что обусловило наличие гетеробластовых структур. Обычны коррозионные соотношения минералов, встречаются симплектитовые сростки минералов, обусловленные их реакционными соотношениями, например, сростки эпидота и кварца, мусковита и кварца. Типично также неравномерное распределение минералов. Гнейсовидная текстура наблюдается в этих породах как унаследованная. Местами гранитизированные биотит-плагиоклазовые гнейсы постепенно переходят в гнейсовидные плагиограниты, а с появлением микроклина — и в гнейсовидные граниты. И те, и другие, в отличие от биотит-плагиоклазовых гнейсов, являются более крупнозернистыми породами, а в отличие от гранитизированных биотит-плагиоклазовых гнейсов — более равномернозернистыми и однородными.

Биотит-плагиоклазовые гнейсы, гранитизированные гнейсы местами хлоритизированы. В зонах катаклаза пород вдоль тончайших трещинок плагиоклаз пелитизирован. В крупных трещинках пород встречаются кальцит, пренит, цеолиты, хлорит, эпидот.

Плагиоклаз находится в биотит-плагиоклазовых гнейсах и гранитизированных их разновидностях в виде мелких зерен, размером в десятые доли миллиметра, и крупных порфиробластов с величиной зерен в несколько миллиметров. Границы его зерен неровные. Состав плагиоклаза неоднороден и участками в виде пятен в пределах одного зерна изменяется от андезина до олигоклаза, в редких случаях до альбита. Преобладающее развитие имеет плагиоклаз с $Ng=1,547-1,542$. Он, как правило, слагает краевые части зерен и порфиробласты.

Подчиненное развитие имеет более основной плагиоклаз с $Ng=1,553$; $Np=1,545$. Он выполняет мелкие зерна в основной массе породы или слагает центральные части крупных зерен и характерен для негранитизированных биотит-плагиоклазовых гнейсов. Двойники в плагиоклазах этих пород развиты мало, триады отсутствуют. В гранитизированных гнейсах наблюдается плагиоклаз—антипертит. В нем содержатся мелкие вроски калиевого полевого шпата. Обычно в ассоциации с плагиоклазом—антипертитом в породах находятся зерна микроклина, замещающего плагиоклаз. Кроме того, по плагиоклазу развиваются мусковит и эпидот. В отдельных участках разреза скв. СГ-3 плагиоклаз пелитизирован. Химический состав плагиоклазов приведен в табл. I.5.

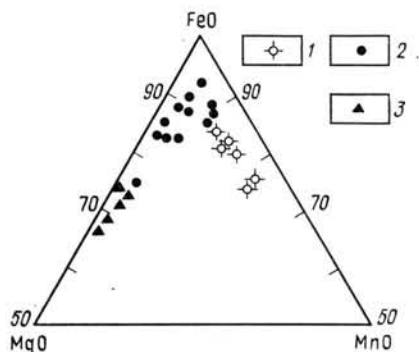


Рис. 1.26. Диаграмма составов гранатов из метаморфических пород разреза скв. СГ-3 и района ее заложения (в %):

1 — биотит-плагиоклазовые гнейсы, биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВГМ, эпидот-амфиболитовая фация; 2 — амфиболиты, биотит-плагиоклазовые гнейсы, биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВГМ, гранат-биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы, амфиболитовая фация; 3 — гранат-биотит-плагиоклазовые породы, гранулитовая фация (район р. Ноты)

Калиевый полевой шпат — микроклин находится в гранитизированных гнейсах в незначительном количестве. Он образует ксеноморфные зерна, корродирует плагиоклаз, «проникает» вдоль плоскостей спайности плагиоклаза, формируя в нем антипертитовые вроски. Для микроклина $Ng=1,524$; $Np=1,518$. В химическом составе микроклина устанавливается примесь альбитовой составляющей. По данным рентгенометрических исследований установлено, что в гранитизированных биотит-плагиоклазовых гнейсах присутствуют две структурных модификации калиевых полевых шпатов. Первая — моноклинная разновидность по структурному состоянию отвечает высокому ортоклазу и характеризуется неупорядоченным распределением Al в кристаллической решетке ($AlT_1 \simeq AlT_2$; $\Delta\rho=0-0,2$). Она составляет не более 25 % массы калиевополевошпатовой фазы и представляет реликты зерен, по которым развивается микроклин. Вторая триклинная генерация калиевого полевого шпата представлена низким микроклином и по структурному состоянию соответствует максимально упорядоченной модификации ($AlT_1=0,97-1,00$; $\Delta\rho=0,95-0,99$). Учитывая то, что основным фактором, влияющим на состояние «порядок—беспорядок» в структуре калиевых полевых шпатов метаморфических пород является температурный режим, образование калиевых полевых шпатов рассматриваемых пород произошло в две стадии. В раннюю высокотемпературную стадию формировался неупорядоченный ортоклаз в условиях гранулитовой фации. В позднюю низкотемпературную стадию образовался более распространенный в породах упорядоченный микроклин. Таким образом, в гранитизированных биотит-плагиоклазовых гнейсах устанавливаются реликты гранулитовой фации по характеру калиевого полевого шпата.

Биотит находится в виде отдельных субпараллельно ориентированных чешуек или их линзовидных скоплений. Он представлен в средних толщах разреза красновато-коричневой разновидностью с $Ng=Nm=1,645$ (вторая генерация). В гнейсах нижних толщ, начиная с глубины 9600 м, находится темный, красновато-коричневый биотит с $Ng=Nm=1,654$ (первая генерация). Повсеместно биотит флогопитизирован с изменением окраски по Ng до бурой и уменьшением показателей преломления $Ng=Nm$ до 1,630 (третья генерация). Данные термического изучения биотита свидетельствуют о разложении минерала при температуре около 1170 °C (первая генерация) и около 1160 °C (вторая и третья генерации). По химическому составу местами выделяются высокотитанистые и высокожелезистые биотиты (первая генерация) и биотиты более магнезиальные (вторая и третья генерации) (см. табл. 1.5). По приведенным характеристикам, биотит из биотит-плагиоклазовых гнейсов близок биотиту из биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглинозёмистыми минералами. Биотит первой генерации отвечает составам, характерным для биотитов гранулитовой фации (см. рис. 1.25), а биотит второй генерации является биотитом амфиболитовой фации, биотит третьей генерации — эпидот-амфиболитовой фации. Таким образом, в биотит-плагиоклазовых гнейсах устанавливаются биотиты — реликты гранулитовой фации. Биотит второй и третьей генерации замещается мусковитом. Мусковит находится в породах в виде образований, замещающих биотит, в виде чешуек, развитых по плагиоклазу, и в виде крупных порфиробластов, имеющих по границам с плагиоклазом реакционные каймы с образованием симплектитов типа «кружев». Содержание мусковита составляет 1—5 %. При этом намечается некоторое уменьшение его содержания с глубиной по разрезу скв. СГ-3. Для мусковита, тесно связанного с биотитом, характерны показатели преломления $Ng=Nm=1,606-1,608$; $Np=1,568$. Показатели преломления мусковита, развивающегося за счет плагиоклаза, несколько ниже: $Ng=1,600$; $Np=1,564$.

На кривых нагревания богатых мусковитом пород и чистых мусковитов также устанавливаются два типа мусковита. Один эндотермический эффект для мусковитов отвечает температуре 880 °С, второй — температуре 1000 °С или около 1170 °С. В мусковитах первого типа, связанных с биотитом, $\Delta t = t_3 - t_2 = 230^\circ$; в мусковитах второго типа $\Delta t = 130^\circ$ (t_3 — температура максимума высокотемпературного эндотермического эффекта на кривых нагревания мусковита; t_2 — температура максимума низкотемпературного эндотермического эффекта на кривой нагревания мусковита). Иными словами, разновидность мусковита, переходная от биотита к мусковиту, имеет второй эндотермический эффект на кривых нагревания минерала при температуре, близкой температуре эндотермического эффекта биотита.

Кварц находится в породах в ксеноморфных зернах различных размеров или их линзовидных скоплениях, что также придает породе гетерогенную структуру.

Эпидот является характерным минералом биотит-плагиоклазовых и гранитизированных биотит-плагиоклазовых гнейсов. В гранитизированных разновидностях пород его количество заметно больше. Он образует отдельные зерна и порфиробласты сложного строения и представлен двумя генерациями. Эпидот первой генерации находится в центре зерен и отличается более высокими показателями преломления $N_g = 1,750$; $N_p = 1,724$. Эпидот второй генерации «обрастает», эпидот первой генерации образует «кружевную» кайму симплектитовых сростаний эпидота и альбита. Эта реакционная кайма находится на границе эпидота первой генерации и плагиоклаза андезинового и олигоклазового состава. Для эпидота второй генерации характерны меньшие показатели преломления: $N_g = 1,737$; $N_p = 1,722$.

Нередко внутри кристаллов эпидота сложного строения находятся зерна ортита с плеохроизмом и зеленой окраской по N_g . Его показатели преломления достигают: $N_g = 1,761$; $N_p = 1,750$. В химическом составе ортита установлено высокое содержание лантана (4 %) и церия (13,5 %).

Сфен находится в породах в виде редких разобщенных зерен. Для него установлены две генерации. Более темноокрашенная находится внутри зерен с показателями преломления: $N_g > 2$; $N_p = 1,890$. Темная разновидность обрастает каймой более светлого цвета с меньшими показателями преломления. Местами сфен в виде каймы обрастает редкие зерна титано-магнетита, находящиеся в породах. По химическому составу сфен первой генерации богат титаном.

Амфиболиты

В архейском комплексе разреза скв. СГ-3 установлено три типа амфиболитов: роговообманковые, отвечающие составу базальтов щелочноземельного ряда; куммингтонит-роговообманковые (глинозёмистые амфиболиты), химический состав которых соответствует богатым магнием глинозёмистым базальтам, и амфиболиты, переходящие в горн-блендиты, с химическим составом соответствующим железистым базальтам (железистые амфиболиты). Эти типы амфиболитов различаются по минеральному составу, акцессорной минерализации, структурам и химическому составу.

Роговообманковые амфиболиты широко распространены по всему разрезу архейской толщи на разных глубинах по скв. СГ-3. Они имеют темно-зеленую окраску и простой минеральный состав: около 70 % роговой обманки, 30 % плагиоклаза, немного биотита. В единичных случаях встречены зерна моноклинного пироксена — салита, а в протоочках — зерна гиперстена. Изредка отмечаются зерна кварца, местами наблюдается немного граната. Типичные акцессорные минералы — сфен,

содержание которого достигает 5 %, апатит, магнетит, ильменит, сульфиды: пирротин, пирит, халькопирит. В пирротине иногда наблюдаются редкие вросстки пентландита. Содержание рудных минералов не превышает 1 %. Из вторичных минералов находится эпидот. В отдельных участках немного хлорита и кварца. В зонах катаклаза по трещинкам в амфиболитах выделяются пренит, кальцит, цеолиты; плагиоклаз пелитизирован. Для этих амфиболитов характерна линейная текстура. Местами устанавливается полосчатая текстура, обусловленная чередованием существенно плагиоклазовых и амфиболовых полос мощностью до 1 см. Нередко наблюдается линзовидно-полосчатая текстура с мощностью линзочек до 1—2 мм. Структура пород гранонематобластовая.

Куммингтонит-роговообманковые амфиболиты (АМ-амфиболиты) приурочены преимущественно к толще биотит-плагиоклазовых гнейсов и глинозёмистых амфиболитов, хотя в виде редких тел встречаются и на других уровнях разреза. Эти породы характеризуются серовато-зеленой окраской. От роговообманковых амфиболитов они отличаются более лейкократовым характером. В куммингтонит-роговообманковых амфиболитах содержится около 50 % плагиоклаза. Роговая обманка и замещающий ее куммингтонит также составляют около 50 %. В породах присутствует немного биотита. Акцессорные минералы составляют менее 1 %. Они представлены сульфидами: пирротин с вростками пентландита, пиритом, халькопиритом. Встречается в незначительном количестве ильменит. Структура куммингтонит-роговообманковых амфиболитов — нематогранобластовая.

Амфиболиты и горнблендиты (железистые амфиболиты) отмечаются начиная с глубины 8465 м. От рассмотренных двух типов амфиболитов они отличаются черной окраской. Содержание роговой обманки в них составляет от 70 до 90 %, остальное приходится главным образом на долю плагиоклаза. Встречается немного биотита и кварца. Акцессорные минералы — сфен, магнетит и ильменит (до 3 %), сульфиды: пирротин с вростками пентландита, пирит, халькопирит. Структура пород гранонематобластовая. На глубинах более 10 000 м в телах железистых амфиболитов появился гранат. Кроме того, в них находятся кварц, биотит, магнетит, ильменит, а местами наблюдаются переходы к биотит-гранат-кварц-амфибол-плагиоклазовой породе с ильменитом. Здесь амфибол замещается биотитом и гранатом и сохраняется лишь в виде реликтов. Эти породы приобретают порфировластовую структуру с гранобластовой основной тканью.

Амфибол в амфиболитах представлен главным образом роговой обманкой. Она находится в виде идиоморфных шестоватых зерен, как правило, параллельно ориентированных в породе. Роговая обманка приобретает коррозионные очертания и более светлую окраску в эпидотизированных, хлоритизированных и окварцованных породах. Роговая обманка имеет зеленую окраску по Ng , реже буровато-зеленую или синевато-зеленую. Нередко окраска ее неоднородна и в пределах одного зерна изменяется от более темных тонов до светлых с неравномерным пятнистым распределением окраски, что происходит при замещении темного амфибола более светлым при диафторезе. Соответственно колеблются показатели преломления роговой обманки. Самые высокие показатели преломления ($Ng=1,689$; $Nm=1,675$; $Np=1,663$) имеет буровато-зеленая по Ng роговая обманка. Несколько меньше — $Ng=1,680$; $Nm=1,670$; $Np=1,658$ — характерны для зеленой роговой обманки по Ng . Еще более низкими они становятся у синевато-зеленой и светло-зеленой роговой обманки. Местами роговая обманка замещается бледно-зеленым актинолитом с $Ng=1,660$; $Np=1,637$. Все это свидетельствует о неоднородности состава амфибола и его изменении с уменьшением интенсивности окраски, показателей преломления и железистости. Однако преобладающей в этих породах является густоокрашенная зеленая

роговая обманка. Для нее характерно довольно высокое содержание железа и алюминия (см. табл. I.5). Химический состав более светлых роговых обманок, замещающих густоокрашенную зеленую, отличается меньшей железистостью, большим содержанием кремния.

Буроватая роговая обманка отличается малым содержанием кремния и высоким содержанием титана и отвечает составу магнезиальной гастингситовой роговой обманки — по классификации Б. Е. Лика [102]. Ее роль в породах возрастает с глубиной по скв. СГ-3. Состав этой роговой обманки свидетельствует о ее образовании в условиях гранулитовой фации. На диаграмме составов (см. рис. I.22) она попадает в поле роговых обманок, взятых для сравнения из метабазитов гранулитовой фации района заложения скв. СГ-3.

По данным рентгеновского анализа эта гастингситовая роговая обманка характеризуется параметрами элементарной ячейки, типичными для роговых обманок из гранулитовой фации (см. рис. I.23). О ее образовании в условиях гранулитовой фации свидетельствуют и данные термического анализа. По характеру эндотермической реакции она попадает в группу роговых обманок из пород гранулитовой фации района заложения скв. СГ-3. По данным термического анализа, зеленая роговая обманка разрушается при температуре около 1080 °С. Более светлая роговая обманка, замещающая зеленую, отличается меньшей температурой максимума эндотермического эффекта на кривых нагревания, составляющей около 1060 °С.

Кроме роговой обманки, в куммингтонитизированных амфиболитах встречаются куммингтонит в качестве минерала, замещающего роговую обманку. Он образует идиоморфные бесцветные зерна с полисинтетическими двойниками. Его содержание в породах составляет 5—10 %. Для куммингтонита определено $Ng=1,673$, $Np=1,664$. По химическому составу куммингтонит характеризуется средними величинами железистости. На кривых его нагревания устанавливается типичный для куммингтонита эндотермический эффект при температуре 1000 °С.

Плагноклаз образует округлые или удлинённые ксеноморфные зерна, обычно лишенные двойников. Он имеет неоднородный состав, что выражается слабой зональностью строения. Центральные части зерен характеризуются, как правило, более основным составом, а краевые — более кислым. Местами плагноклаз имеет пятнистую зональность с чередованием участков минерала более кислого и основного составов. Его состав изменяется от андезина с $Ng=1,553$; $Np=1,545$ до олигоклаза с $Ng=1,549$; $Np=1,542$. Иногда встречается лабрадор с $Ng=1,568$; $Np=1,561$ и новообразованный альбит с $Ng=1,540$; $Np=1,530$. В рассматриваемых амфиболитах преобладает андезин. Он сосуществует с зеленой роговой обманкой. Олигоклаз развивается по андезину параллельно с образованием сине-зеленой роговой обманки за счет зеленой.

Плагноклаз, как правило, не замутнен, свеж. Однако в некоторых участках пород, обычно в зонах катаклаза, он интенсивно пелитизирован вдоль тончайших трещинок, что свидетельствует о проявлении здесь процессов типа гипергенеза. По данным химических анализов (см. табл. I.5) в породах устанавливаются андезин и лабрадор, в редких случаях анортит (см. рис. I.23).

С учетом рентгенометрических данных лабрадор определяется как плагноклаз с невысоким значением индекса структурной упорядоченности, а андезин — с большей величиной индекса структурной упорядоченности. Таким образом, в процессе деанортитизации плагноклаза происходит некоторое упорядочение в его структуре (см. рис. I.24).

Биотит находится в амфиболитах повсеместно в небольшом количестве. Он образует чешуйки, замещающие амфибол. Окраска биотита по Ng изменяется от красновато-бурой до бурой и светло-бурой. Такие

колебания иногда наблюдаются в пределах одного зерна. Соответственно изменяются и показатели преломления $Ng=Nm$ от 1,640 до 1,630. В наиболее светлоокрашенной слюде они опускаются до 1,623 и изредка до 1,612. Это изменение связано с понижением железистости при флогопитизации биотита. По данным химического анализа (см. табл. 1.5) также устанавливается варьирующий состав биотита. Здесь выделяются биотиты с высокими, средними величинами железистости и биотиты, богатые магнием, приближающиеся по составу к флогопиту. Биотит из амфиболитов характеризуется эндотермическим эффектом при температуре около 1150—1170° и близок биотиту из биотит-плагноклазовых гнейсов. Флогопитизация биотита в амфиболитах протекала параллельно с актинолитизацией роговой обманки. И в том, и в другом случаях падает железистость этих феррических минералов.

Моноклинный пироксен встречается в амфиболитах в единичных случаях. Он представлен салитом. Зерна ксеноморфны, замещаются амфиболом. В единичных случаях в амфиболитах на глубине около 9600 м в протоочках встречается гиперстен. Гиперстен и салит из амфиболитов скв. СГ-3 по химическому составу аналогичны соответствующим минералам из двупироксен-амфибол-плагноклазовых кристаллических сланцев гранулитовой фации, развитых на поверхности — к северо-востоку от скв. СГ-3 в районе Лиинахамари. Сфен является типичным аксессуарным минералом амфиболитов. Он образует линзовидные гроздевидные скопления зерен, удлинённых согласно с простиранием линейности пород. Местами в сфене встречаются зерна магнетита, которыми он обрастает и образует с ними сростки типа симплектиковых. В случаях, где в породах за счет светлоокрашенной роговой обманки развивается более светлая, вокруг зерен сфена находятся оторочки магнетита и ильменита.

Ильменит находится в амфиболитах в двух генерациях: в виде мелких зерен, обрастаемых сфеном, и в виде пылевидных зерен, рассеянных в породе, или оторочек вокруг зерен сфена в тех породах, где сравнительно железистая роговая обманка замещается менее железистым амфиболом.

Метаультрамафиты

Метаультрамафиты представлены актинолитовыми и тальк-актинолитовыми породами.

Все мелкие тела сложены актинолитовыми породами. Внутри более крупных тел находятся тальк-актинолитовые породы. Актинолитовые породы содержат 80—85 % актинолита и 15—20 % флогопита. Размер зерен минералов 0,1—0,2 мм. Структура пород спутанно-волокнистая. Тальк-актинолитовые породы отличаются наличием (до 30 %) талька. Аксессуарные минералы: ильменит, пирротин с вросками пентландита, халькопирит, пирит.

Актинолит образует игольчатые идиоморфные зерна со слабым плеохроизмом в бледно-зеленых тонах. Его показатели преломления изменяются по Ng от 1,658 до 1,645. Наиболее распространен актинолит ($Ng=1,645-1,648$). Железистость минерала составляет 22—23 %. Актинолит из тальк-актинолитовых пород имеет еще большую железистость.

Флогопит образует в породах отдельные чешуйки или их скопления. Он замещает актинолит, развиваясь с краев его зерен или проникая вдоль плоскостей спайности минерала. Флогопит из актинолитовых пород имеет $Ng=Nm$, изменяющиеся от 1,620 до 1,607. Колебания показателей преломления происходят в пределах одного зерна. Соответственно железистость снижается от 25 до 15 %. Флогопит из тальк-актинолитовых пород имеет несколько меньшую железистость.

Тальк находится в мелких чешуйках и их скоплениях с $Ng=1,596$; $Np=1,548$. На кривых нагревания для талька устанавливается эндотермический эффект при температуре 970°C . Тальк-актинолитовые и актинолитовые породы являются метаморфизованными ультраосновными породами—пикритами, которые возникли скорее всего за счет метаморфизма вулканического стекла, судя по типичным для этих пород спутанно-волокнутой и чешуйчато-волокнутой структурам.

Флогопитовые породы приурочены к контактам амфиболитов и метаультрамафитов с гнейсами. В зависимости от этого, они несколько различаются по минеральному составу. В их составе наблюдается 80—100 % флогопита, присутствует актинолит. В породах, связанных с амфиболитами, имеется плагиоклаз. Иногда во флогопитовых породах находится мусковит, замещающий флогопит. Из акцессорных минералов здесь присутствуют: магнетит, рутил, ортит, апатит, графит, изредка хромит. Размер зерен минералов — от десятых долей до первых миллиметров. Текстура пород чешуйчатая, структура — лепидобластовая. Флогопит представлен сравнительно идиоморфными чешуйками. Местами в них наблюдаются пылевидные включения магнетита и ортита. Устанавливаются замещения флогопитом актинолита.

Для флогопита характерно $Ng=Nm$, изменяющиеся от 1,608 до 1,620, что свидетельствует о наличии в породах как слабо железистого, так и железистого флогопита. Более железистые флогопиты характерны для эндоконтактных зон в амфиболитах. По данным химического анализа (см. рис. 1.25) также устанавливается два типа флогопита: слабо железистого и железистого. В железистом флогопите находится небольшая примесь титана.

Изменения пород в полиметаморфическом комплексе

В породах архейского комплекса, вскрытых скв. СГ-3 были выявлены следующие главные процессы: 1) метаморфизм гранулитовой фации; 2) региональный метаморфизм, одновременный со складчатостью в амфиболитовой фации; 3) регрессивный региональный метаморфизм в эпидот-амфиболитовой фации; 4) региональная гранитизация в условиях эпидот-амфиболитовой фации; 5) локально проявленный вдоль зон разломов диафорез в зеленосланцевой фации; 6) локально проявленный вдоль зон катаклаза процесс низкотемпературного метаморфизма.

В биотит-плагиоклазовых гнейсах с высокоглинозёмистыми минералами из реликтовых минералов гранулитовой фации встречен высокожелезистый и высокотитанистый красновато-коричневый биотит (см. табл. 1.5). Наиболее ранней из широко распространенных метаморфических минеральных ассоциаций этих пород является $\text{Пл}_{35} + \text{Кв} + \text{Би}_{f=45-60} + \text{Гр}$. Эта минеральная ассоциация отвечает метаморфизму амфиболитовой фации. Затем в этих породах одновременно с деанортитизацией плагиоклаза и флогопитизацией биотита появляются ставролит и андалузит. Минеральная ассоциация приобретает вид $\text{Пл}_{21} + \text{Кв} + \text{Би}_{f=35} + \text{Гр} + \text{Ств} \pm \text{Анд}$ и знаменует начало регрессивного процесса эпидот-амфиболитовой фации. Вслед за указанными изменениями произошла мусковитизация пород. Мусковит развивается по биотиту с выделением мелких зерен магнетита, по ставролиту и андалузиту. Продолжается деанортитизация плагиоклаза, появляется микроклин, происходит перекристаллизация пород с укрупнением зерен минералов. Образуется следующая минеральная ассоциация: $\text{Пл}_{17} + \text{Кв} + \text{Би}_{f=35-22} + \text{Гр} + \text{Му} + \text{Мт} + \text{Мк}$.

В итоге андалузит и ставролит полностью исчезают при интенсивном развитии в породах мусковита, плагиоклаза и микроклина. Вместо гнейсов образуются гнейсовидные плагиограниты и граниты. Этот про-

цесс мы рассматриваем как процесс региональной гранитизации, при котором породы обогащаются Na, K, Si и обедняются Mg, Fe, Ca. Учитывая тот факт, что в породах наблюдаются замещения одних минералов другими с образованием псевдоморфоз и унаследованностью параллельно ориентированной текстуры, можно сделать вывод, что гранитизация протекала метасоматическим путем. Характерной особенностью изменения пород этого этапа является мусковитизация, которая представляет начало процесса гранитизации. Минеральные ассоциации всех трех этапов изменения пород нередко встречаются в одной породе. При этом более ранние минеральные ассоциации находятся среди более поздних в виде реликтовых.

В биотит-плагноклазовых гнейсах гранулитовая фация в породах представлена реликтами сильно железистого и титанистого биотита (см. табл. I.5). Самой ранней из широко распространенных минеральных ассоциаций в биотит-плагноклазовых гнейсах является $Пл_{35-40} + Кв + Би_{f=42-60} \pm Гр$. Она отнесена к амфиболитовой фации метаморфизма. Позже образуется минеральная ассоциация $Пл_{21-25} + Кв + Би_{f=25-20} + Эп_1 + Мт_1 + Сф_1$.

Ее появление определяет регрессивный региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. С этим этапом метаморфизма связана флогопитизация биотита, происходит деанортитизация плагноклаза, появляются эпидот, магнетит и сфен первой генерации. За указанной минеральной ассоциацией образуется следующая: $Пл_{17-20} + Кв + Би + Му + Эп_2 + Мт_2 + Сф_2 \pm Мк$.

Преобразование минералов в рассматриваемый этап начинается мусковитизацией, которая сопровождается продолжающейся деанортитизацией плагноклаза. Образуются эпидот, сфен, магнетит второй генерации. Появляется микроклин. Этап изменения пород представляет собой гранитизацию в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Началом гранитизации является процесс мусковитизации. Постепенные изменения составов породообразующих минералов, наличие псевдоморфоз новообразованных минералов, реакционных кайм между минералами, обогащение пород Na, K, Si и их обеднение Mg, Ca, Fe позволяет рассматривать процесс изменения пород этой стадии как процесс метасоматической гранитизации.

В амфиболитах из реликтовых минералов гранулитовой фации (начиная с глубины 9600 м) выявлены: гастингситовая роговая обманка, диопсид, гиперстен, высокожелезистый и титанистый биотит, анортит (см. табл. I.5). Последующей минеральной ассоциацией амфиболитовой фации является: $Пл_{52-43} + РО_{f=40-35} + Би_{f=40-60}$. За метаморфизмом амфиболитовой фации следовал метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации, в результате которого образовалась минеральная ассоциация: $Пл_{28-33} + РО_{f=38-30} + Би_{f=38-28} + Эп_1 + Мт_1 + Сф_1$.

Амфиболиты усложнились по минеральному составу и структуре. В них, кроме зеленой роговой обманки, появилась сине-зеленая, замещающая зеленую. Уменьшилась железистость амфибола, а также биотита. Местами она упала до 18 % и, по существу, произошел переход биотита в флогопит. Этап регрессивного метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации ознаменовался проявлением процесса флогопитизации.

Метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации сменился гранитизацией в условиях эпидот-амфиболитовой фации. При этом произошли биотитизация и флогопитизация амфиболитов, деанортитизация плагноклаза, местами увеличилось содержания плагноклаза и кварца. В некоторых случаях в породах обнаружен микроклин. Гранитизация проявилась неравномерно и способствовала дифференциации вещества. При этом, в одних случаях приконтактные части тел амфиболитов обогащались биотитом и флогопитом, в других они осветлялись с возникно-

ванием амфибол-плагноклазовых гнейсов. При гранитизации амфиболитов образовались два типа минеральных ассоциаций: 1) $\text{Пл} + \text{РО}$; 2) $\text{Пл}_{17-20} + \text{РО} + \text{Би} + \text{Кв} + \text{Эп}_2 + \text{Мт}_2 + \text{Сф}_2$.

Следовательно, можно заключить, что процесс флогопитизации амфиболитов начался при регрессивном метаморфизме в эпидот-амфиболитовой фации, однако рудогенерирующим он стал лишь с привносом в породы калия при их гранитизации.

Таким образом, в главных типах пород, различного химического состава, слагающих архейскую структуру, по разрезу скв. СГ-3 проявились одни и те же процессы метаморфизма и метасоматизма: метаморфизм гранулитовой фации, сменивший его метаморфизм амфиболитовой фации, метаморфизм в эпидот-амфиболитовой фации, гранитизация в условиях эпидот-амфиболитовой фации (табл. 1.6). Метаморфические процессы, протекающие без существенного изменения химического состава пород, переросли в процесс метасоматический с привносом и выносом вещества в процессе гранитизации. В результате образовался сложный архейский полиметаморфический комплекс.

О температуре метаморфизма

В полиметаморфических породах разреза скв. СГ-3 минералы более ранние почти везде сохраняются в виде реликтов среди минеральных парагенезисов более поздних. Такая полифациальность парагенетических минералов в пределах одной породы свидетельствует о том, что процессы метаморфических преобразований протекали не до конца. Это требует осторожного подхода к оценке температур метаморфизма пород при выделении равновесных минеральных парагенезисов. Для оценки температур метаморфизма пород скв. СГ-3 были использованы следующие равновесные пары минералов: амфибол—плагноклаз, амфибол—биотит, гранат—биотит, мусковит—биотит, плагноклаз-калиевый полевой шпат (см. табл. 1.6) и геотермометры В. А. Глебовича [29], Л. Л. Перчука [70]. Однако здесь надо сказать об относительности полученных температурных оценок.

Температуры метаморфизма оценивались для минеральных парагенезисов из биотит-плагноклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами, биотит-плагноклазовых гнейсов и амфиболитов. Наиболее благоприятными породами для температурных оценок метаморфизма являются метабазальты, представленные в архейской части разреза скв. СГ-3 амфиболитами. Они сложены преимущественно двумя минералами переменного состава — амфиболом и плагноклазом, чутко реагирующими на изменение температур метаморфизма. Процесс метаморфизма в интервале от зеленосланцевой до гранулитовой фации реализуется в последовательной смене актинолита, равновесного с кислым плагноклазом, актинолитовой (сине-зеленой) роговой обманкой с олигоклазом, магнезиальной (обыкновенной) роговой обманкой с андезитом—лабрадором, гастингситовой роговой обманки с лабрадор-анортитом [68].

Наиболее высокотемпературная минеральная ассоциация представлена гиперстеном, диопсидом, гастингситовой роговой обманкой, лабрадор-анортитом, температура образования которой достигает 1000—1200 °С (диопсид-роговообманковый и гиперстен-роговообманковый геотермометры [70]). Иногда присутствуют альмандин и биотит. Определение температуры образования этой минеральной ассоциации на основании изучения характера распределения кальция между плагноклазом и роговой обманкой показало, что региональный метаморфизм пород первично базальтового состава происходил в условиях амфиболитовой фации при температуре 700—750 °С (амфибол-плагноклазовый геотермометр [70]). При температуре 750 °С образовалась гранат-био-

ТАБЛИЦА 1.6

**ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ МЕТАМОРФИЗМА,
ОПРЕДЕЛЕННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ ГЕОТЕРМОМЕТРАМ**

Породы	№ обр.	Равновесная парагенетическая ассоциация минералов	Процессы преобразования пород	Температура, °C
Биотит-плагноклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами	23 908	Гранат—биотит $K_{Mg}^{Gr} = 0,15; K_{Mg}^{Би} = 0,49$	Региональный метаморфизм. Эпидот-амфиболитовая фация	600
	—, —	—, —	То же	600
	24 271	Гранат—биотит $K_{Mg}^{Gr} = 0,10; K_{Mg}^{Би} = 0,50$	Регрессивный региональный метаморфизм. Эпидот-амфиболитовая фация	550
	24 287	$K_{Mg}^{Gr} = 0,08; K_{Mg}^{Би} = 0,49$	То же	550
	22 730	Мусковит—биотит $K_{Na}^{Му} = 19; K_{Na}^{Би} = 5$	Гранитизация	650
Биотит-плагноклазовые гнейсы	26 431	Гранат ₁ —биотит ₁ $K_{Mg}^{Gr} = 0,35; K_{Mg}^{Би} = 0,62$	Региональный метаморфизм; амфиболитовая фация	800
	—, —	—, —	То же	700
	26 339	Гранат ₂ —биотит ₂ $K_{Mg}^{Gr} = 0,08; K_{Mg}^{Би} = 0,56$	Регрессивный метаморфизм; эпидот-амфиболитовая фация	500
	24 301	Мусковит—биотит $K_{Na}^{Му} = 22; K_{Na}^{Би} = 9$	Гранитизация	650
Гранат-биотит-амфибол-плагноклазовые гнейсы	23 873	Гранат ₁ —биотит ₁ $K_{Mg}^{Gr} = 0,25; K_{Mg}^{Би} = 0,54$	Региональный метаморфизм; амфиболитовая фация	750
Пироксенсодержащие амфиболиты (реликты двупироксен-амфибол-плагноклазовых кристаллических сланцев)	36 045	Салит—роговая обманка $K_{Mg}^{PO} = 0,54; K_{Mg}^C = 0,80$	Региональный метаморфизм; гранулитовая фация	1200
		Гиперстен—роговая обманка $K_{Mg}^{Гип} = 0,70; K_{Mg}^{PO} = 0,54$		1100
Куммингтонитсодержащие амфиболиты	38 166	Анортит—роговая обманка $K_{Ca}^{Пл} = 0,97; K_{Ca}^{PO} = 0,82$	Региональный метаморфизм, гранулитовая фация	1000
Пироксенсодержащие амфиболиты	37 615	Салит—роговая обманка $K_{Mg}^C = 0,66; K_{Mg}^{PO} = 0,43$	Региональный метаморфизм; гранулитовая фация	900
Амфиболиты	24 945	Гранат—биотит $K_{Mg}^{Gr} = 0,22; K_{Mg}^{Би} = 0,43$	Региональный метаморфизм. Амфиболитовая фация	800
	26 176	Роговая обманка—плагноклаз $K_{Mg}^{PO} = 0,67; K_{Ca}^{Пл} = 0,57$	То же	800
	38 133	Роговая обманка—плагноклаз $K_{Ca}^{PO} = 0,79; K_{Ca}^{Пл} = 0,28$	Регрессивный метаморфизм, эпидот-амфиболитовая фация	500

титовая ассоциация (гранат-биотитовый геотермометр [29]). Минеральная ассоциация, синие-зеленая роговая обманка и олигоклаз формировались при температуре около 650 °С. При такой же температуре протекал процесс флогопитизации биотита. Температура образования более позднего актинолита в этих породах соответствует 500—550 °С.

Применение амфиболового геотермометра, основанного на изменении свойств амфиболов в ряду актинолит—гастингсит из метабазитов различных метаморфических фаций [67], позволяет оценить температуру образования гастингситовой роговой обманки изученных метабазитов разреза скв. СГ-3 приблизительно в 1000 °С.

Использование различных минералогических термометров для определения температур формирования полиметаморфического архейского комплекса приводит к выводу о том, что этот комплекс образовался в условиях большого интервала температур. Температурный режим метаморфизма оценивается: около 1000—1200 °С — гранулитовая фация; 800—650 °С — амфиболитовая фация; 650—500 °С — эпидот-амфиболитовая фация; 650—600 °С — гранитизация в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ В ГЛУБИННОМ ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ

Породообразующие минералы метаморфических пород докембрийского разреза скв. СГ-3 — амфиболы, плагиоклазы, биотиты, гранаты — представляют собой филогенетические ряды, состав и свойства минералов в которых эволюционировали во времени. Для изученного разреза древней земной коры, вскрытого скв. СГ-3 от 0 до 11 662 м, характерно развитие пород, возраст которых составляет от 1,6 до 2,8 млрд. лет и более. Как установлено, метаморфизм пород протерозойского комплекса возрастает с глубиной от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фаций с образованием зонального метаморфического комплекса умеренных давлений. Метаморфизм пород подстилающего архейского комплекса носит полиметаморфический характер, в котором выявлены минеральные ассоциации гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций¹. При этом определено, что по разрезу скв. СГ-3 с глубиной падает роль минеральных ассоциаций эпидот-амфиболитовой фации и большое значение приобретают реликты минералов гранулитовой фации метаморфизма. Таким образом, в целом по вертикальному разрезу докембрийской земной коры по скв. СГ-3 установлены метаморфические образования, изменяющиеся с глубиной от пренит-пумпеллиитовой до гранулитовой фаций. При этом, чем древнее породы и глубже по разрезу, тем большее значение приобретают проявления высоких ступеней метаморфизма. Проследим изменение главных породообразующих минералов в метабазитах изохимического состава, развитых на всех глубинах разреза скв. СГ-3.

Са-амфиболы представляют собой ряд переменного состава, изменяющегося от гастингситовой роговой обманки до актинолитовой роговой обманки и актинолита от древних к более молодым метабазитам и от более глубинных к менее глубинным (см. рис. 1.22). Для процесса эволюции ряда выявлены следующие особенности химического и структурного изменения амфиболов. В химическом составе амфиболов этого ряда от гастингситовой роговой обманки к актинолитовой происходит увеличение содержания SiO_2 , MgO и уменьшение количества Al_2O_3 (преимущественно Al^{IV}), TiO_2 , F и щелочей, уменьшение степени окисленности железа от 1/3 до 1/5.

¹ Локально, в зонах катаклаза развиты минеральные ассоциации низких ступеней.

В рентгеноструктурной характеристике амфиболов этого ряда от гастингситовой роговой обманки до актинолита уменьшается объем элементарной ячейки (средние значения, нм³): от 0,92580 (для гранулитовой фации) до 0,91540 (для амфиболитовой фации), до 0,91190 (для эпидот-амфиболитовой фации) и до 0,90560 (для зелено-сланцевой фации). Эти величины связаны прямопропорциональной зависимостью с

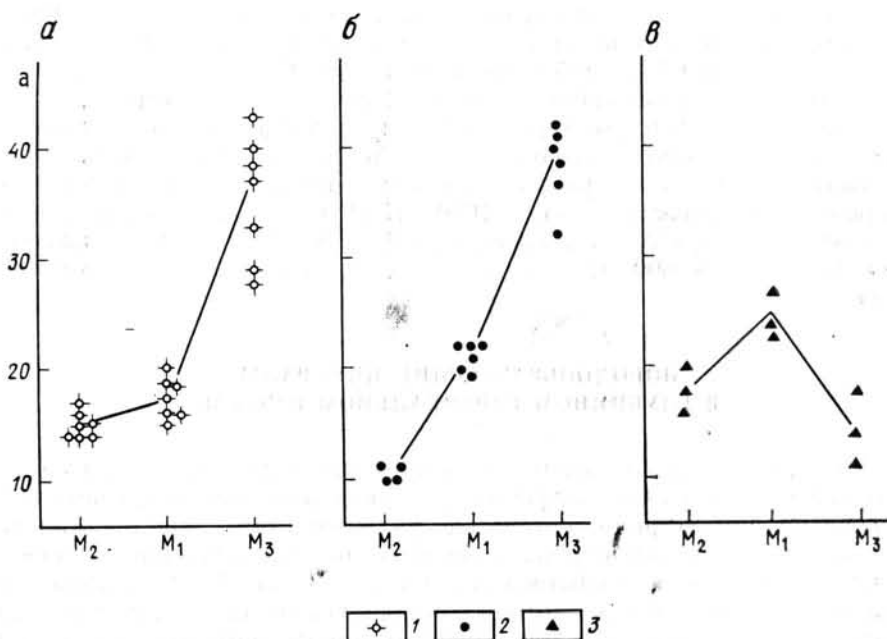


Рис. 1.27. Схема распределения Fe²⁺ по октаэдрическим позициям M₁, M₂, M₃ в кристаллической решетке амфиболов ряда актинолит—гастингсит. Фации: а — эпидот-амфиболитовая, б — амфиболитовая, в — гранулитовая; отношение Fe²⁺ в каждой из позиций M₁, M₂, M₃ к общему содержанию Fe²⁺ (в %)

температурой метаморфизма и максимумов эндотермического эффекта на кривых нагревания амфиболов (см. рис. 1.21) и отражают, главным образом, термический режим метаморфизма. В рассматриваемом ряду амфиболов от гастингситовой роговой обманки к актинолитовой роговой обманке происходит упорядочение в структуре амфиболов в распределении двухвалентного железа по октаэдрическим позициям M₁, M₂, M₃ (рис. 1.27).

В филогенетическом ряду Са-амфиболов, эволюционирующем во времени, амфиболы приобретали новые черты, отражающие термодинамические условия их образования. Ряд сложно построен.

Плагноклазы из метабазитов разреза скв. СГ-3 образуют филогенетический ряд анортит—альбит, развивающийся в термодинамических условиях, изменяющихся от гранулитовой до пренит-пумпеллиитовой фации. Для плагноклазов ряда от более древних и более глубинных членов к более молодым и менее глубинным характерно падение содержания СаО, Al₂O₃ и увеличение количества Na₂O (см. рис. 1.23). Устанавливаются и закономерные изменения в их структуре, в распределении алюминия в октаэдрах между T₁O, T₁M, T₂O, T₂M. По мере перехода от анортита к альбиту происходит увеличение содержания Al в позиции T₁O от 0,61 до 0,90 и его уменьшение в других тетраэдрах от 0,30 до 0,05 (см. рис. 1.24). При этом ΔAl изменяется в плагноклазах снизу вверх по разрезу от 0,33—0,38 до 0,85, что свидетельствует об

увеличении степени упорядоченности в структуре плагиоклаза снизу вверх по разрезу, с падением ступени метаморфизма.

Биотиты развиты преимущественно в архейской части разреза на глубинах 6842—11 662 м. Их составы из метабазитов и гнейсов идентичны и изменяются лишь в зависимости от ступени метаморфизма и положения в глубинном вертикальном разрезе земной коры. Биотит—флогопитобиотит образует филогенетический ряд, в котором от более древних пород к более молодым, от более глубинных к менее глубинным падает содержание железа и титана и увеличивается количество магния (см. рис. 1.25).

Гранаты находятся преимущественно в гнейсах архейской части разреза. Они образуют филогенетический ряд альмандин—пиропсодержащий альмандин, в котором с уменьшением степени метаморфизма и уменьшением глубины залегания падает содержание пироповой и растет спессартиновой составляющих (см. рис. 1.26).

Таким образом, породообразующие минералы, развитые в метаморфических породах по всему разрезу скв. СГ-3 (амфиболы, плагиоклазы) или на значительной его части (биотиты, гранаты), являясь минералами переменного состава, образуют ряды: актинолит—гастингсит; биотит—флогопитобиотит; альбит—анортит; альмандин—пиропсодержащий альмандин.

Каждый из рядов минералов для данного разреза докембрийских метаморфических пород, образованных во временном интервале 2,8—1,6 млрд. лет несет филогенетический смысл, при этом составы и структуры их изменяются с глубиной в разрезе земной коры по скв. СГ-3. Происходит также перераспределение породообразующих элементов. Так в одних минералах содержание тех или иных элементов систематически падает, а в других возрастает, но таким образом, что во всех рассмотренных рядах с глубиной увеличиваются плотности. Вероятно родоначальные члены рядов имели максимальные плотности.

Состав и свойства главных типов породообразующих минералов из метаморфических пород докембрия определяются их положением в глубинном вертикальном разрезе земной коры и дают возможность оценить *P-T* условия метаморфического породообразования на разных стадиях ее развития.

Минералого-петрографически охарактеризованные главные типы пород разреза скв. СГ-3 в протерозойском комплексе представлены метаморфизованными магматическими породами: метабазальтами (диабазы, актинолитизированными диабазы, аподиабазовыми магнетит-амфибол-плагиоклазовыми сланцами, аподиабазовыми амфибол-плагиоклазовыми сланцами), метаандезитами (апоандезитовыми магнетит-биотит-плагиоклазовыми сланцами), метапикритами, метагаббро, метаверлитами; метаморфизованными осадочными породами: пелитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами, карбонатными породами. Интенсивность метаморфизма пород печенгского комплекса с глубиной увеличивается от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фации.

Главные типы пород в архейском комплексе представлены биотит-плагиоклазовыми гнейсами с высокоглинозёмистыми минералами, биотит-плагиоклазовыми гнейсами — серыми гнейсами, амфиболитами, метаультрамафитами, гранитизированными их разновидностями, плагиогранитами, гранитами. Они неоднократно метаморфизованы с образованием полиметаморфического комплекса с пятнистой зональностью строения. В нем выделены последовательно сменяющиеся минеральные ассоциации: гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций, гранитизации в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Породообразующие минералы метаморфических пород архея и протерозоя (амфиболы, плагиоклазы, биотиты, гранаты) образуют филогенетические ряды переменного состава: актинолит—гастингсит, альбит—анортит, биотит—флогопитобиотит, алмадин—пироп.

ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Впервые подробное описание пород печенгского комплекса было выполнено В. Г. Загородным и др. [43], которые привели ряд доказательств в пользу геологического единства и одновозрастности формирования северной и южной зон Печенгской структуры путем последовательного образования четырех крупных ритмов, начинающихся осадконакоплением и завершающихся вулканизмом. По особенностям химизма преобладающие вулканы отнесены к продуктам циклического, многоэтапного и сложного процесса эволюции базальтовой магмы в направлении от спилит-кератофировых серий, обогащенных щелочными элементами, к низкощелочным толеитам. Базит-гипербазитовые интрузивы, в том числе никеленосные и андезитовидные экструзии, рассматривались в качестве дифференциатов той же базальтовой магмы, но внедрившихся на заключительных стадиях эволюции вулканизма — в инверсионный период развития Печенгской структуры.

Позднее А. А. Предовский и др. [72] осуществили геолого-геохимическое расчленение печенгского комплекса на пять осадочно-вулканогенных формаций (снизу вверх): молассоидно-андезито-базальтовую, карбонатно-кварцито-трахибазальтовую, карбонатно-железисто-кремнисто-толеит-базальтовую и терригенно-туфогенно-пикрит-базальтовую, развитые в северной зоне, и туфогенно-пикрит-андезитовую — в южной зоне Печенгской структуры. Наряду с этим была выполнена геохимическая реконструкция первичной природы метаморфизованных пород, в том числе установлены признаки предшествующего выветривания в базальных уровнях метаосадочных толщ, а также влияние вулканизма на седиментацию.

Более древние супракрустальные образования, развитые в юго-западном и северо-восточном обрамлении Печенгской структуры (тундровая и кольская серии) геохимически изучены менее полно; отдельные вопросы их состава и генезиса освещены в работах Л. Н. Бондаренко, В. Б. Дагелайского [15], А. А. Кременецкого [56] и С. Н. Сусловой [82].

Систематическое петролого-геохимическое изучение вышеуказанных комплексов по разрезу Кольской сверхглубокой скважины и окружающей поверхности проведено методом послонного синтеза и анализа, включающим документацию и опробование различных типов пород, выделяемых по коротажу или прямому наблюдению в керне и обнажениях. В каждом слое при этом выделяются неизменные или незначительно измененные метаморфические породы, их мигматизированные или метасоматически измененные разновидности, наконец, всевозможные жильные образования с учетом мощности и залегания последних в разрезе. Затем слои однотипных пород объединяются в соответствующие группы и детально изучаются с целью установления петрографической и геохимической их характеристики, выявления первичной природы и изменения состава пород от фактора глубинности и интенсивности наложенных процессов.

С помощью данного метода осуществлялись стратиграфическое и формационное расчленения разреза скв. СГ-3 и корреляция его с окружающей поверхностью: исследовались закономерности распределения

элементов при магматической и осадочной дифференциации и зональном метаморфизме, а также взаимосвязи между геохимическими и упруго-плотностными характеристиками пород с целью определения природы неоднородностей глубинных зон коры.

Первичная документация керна проводилась совместно с Ю. П. Смирновым; в геохимических исследованиях кроме составителей раздела принимали участие М. З. Абдрахимов, В. И. Афанасова, Д. Д. Будянский, Т. В. Копейкина, В. Д. Нартиков, А. Г. Нехорошева, Т. В. Рябова, Л. К. Самодурова, С. Ф. Соболев, И. Я. Широкова, В. Я. Элевич. Химические анализы пород проводились по стандартной методике (И. С. Разина, Г. И. Фадеев и др.); количественные определения элементов-примесей выполнялись методами пламенной фотометрии (Л. П. Гульба), специальным и экспрессным спектральным (А. А. Гусельников), нейтронно-активационным (А. В. Гуревич, С. М. Ляпунов) и химико-спектральным (З. Т. Катаева, Л. И. Сердобова). При термобарогеохимических исследованиях применялись методы гомогенизации, криометрии, газовой хроматографии и микроспектрального анализа (Е. В. Васильев, Е. Г. Чеховских). Лабораторные исследования упруго-плотностных свойств пород выполнены Ю. И. Кузнецовым и А. П. Трофимовым. Статистическая обработка геохимических данных осуществлялась на ЭВМ В. С. Вороновым и Э. Н. Поздняковым.

ПЕЧЕНГСКИЙ КОМПЛЕКС

Полное пересечение Кольской скв. СГ-3 протерозойского комплекса (в интервале 0—6842 м) позволило впервые построить и изучить его объемную геолого-геохимическую модель и на этом основании уточнить известные схемы его строения и дать новую интерпретацию развития и направленности процессов докембрийского осадконакопления, эффузивного и интрузивного магматизма и, наконец, определить геохимический режим зонального метаморфизма и сопутствующих метасоматических процессов.

Разрез печенгского комплекса начинается метаэффузивами материнской свиты¹ (0—1059 м), стратиграфически соответствующими четвертой вулканогенной толще на поверхности. Преобладающим развитием (87 %) среди них пользуются толеитовые метабазалты, в том числе оливиновые метабазалты, нормальные метабазалты и низкщелочные метабазалты (табл. I.7), слагающие покровы массивных и шаровых лав. Подчиненными по объему являются метапикритобазалты и метапикриты, образующие непрерывный дифференцированный ряд, ассоциирующий с метаперидотитами и метапироксенитами. Благодаря этому, а также наличию в этих породах «спинифекс»-структур и сходству их химического состава с архейскими коматитами Южной Африки, они были отнесены к коматитам [82]. Однако в отличие от эталонных печенгские коматиты характеризуются более высокими содержаниями Ti и Fe. По соотношению MgO/CaO они, кроме того, подразделяются на перидотитовые (>2), пироксенитовые ($1-2$) и базальтовые (<1) разности. Распределение петрогенных и сопутствующих им элементов-примесей в этом ряду выражено закономерным уменьшением содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , Ti, V и Nb на фоне увеличения концентрации Co, Cr и Ni. Второстепенными членами свиты являются лавы дацитового и дацито-липаритового составов и их туфы, развитые только на поверхности. Совместное нахождение их с пикритами позволяет отнести лавы кислого состава к крайнему дифференциату пикритового ряда.

¹ Следуя принципу, принятому при построении и описании разреза скв. СГ-3, здесь и далее последовательность свит и толщ дается сверху вниз.

ТАБЛИЦА 1.7
СРЕДНИЕ СОСТАВЫ МЕТАОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА ИЗ РАЗРЕЗА СКВ. СГ-3 В ИНТЕРВАЛЕ 0-6842 М

Компоненты	Метаосадочные породы										Метаэффузивные породы							
	1		2		3		4		5		6		7		8		9	
	л	п	л	п	л	п	л	п	л	п	л	п	л	п	л	п	л	п
SiO ₂	71,62	74,46	74,76	52,64	49,36	15,41	57,71	53,92	44,97	43,93	44,44	43,48						
TiO ₂	0,22	0,40	0,72	0,25	1,05	0,07	1,18	1,50	1,50	1,40	3,12	2,22						
Al ₂ O ₃	13,52	6,66	8,72	5,71	7,36	1,35	14,91	16,77	13,08	5,66	8,12	6,39						
Fe ₂ O ₃	0,72	0,89	4,20	0,79	0,85	0,08	1,93	1,77	2,42	2,90	5,80	1,77						
FeO	3,13	7,05	1,79	1,60	7,20	0,43	10,19	10,52	15,83	11,99	10,42	10,78						
MnO	0,03	0,06	0,05	0,05	0,49	0,08	0,07	0,05	0,16	0,14	0,21	0,22						
MgO	1,56	2,40	1,19	10,04	2,82	18,22	2,89	1,15	8,26	20,43	12,23	15,78						
CaO	1,32	2,86	1,54	13,07	15,30	28,22	1,72	2,91	3,30	6,04	9,08	14,32						
Na ₂ O	3,63	0,64	0,54	0,59	1,00	0,15	1,99	1,89	1,34	0,42	0,20	0,22						
K ₂ O	2,85	0,62	4,69	2,67	0,70	0,19	2,48	3,49	0,08	0,06	0,01	0,06						
P ₂ O ₅	0,08	1,40	0,12	0,27	0,08	0,10	0,16	0,09	0,15	0,38	0,26	0,25						
CO ₂	0,16	0,82	0,61	10,06	11,00	34,16	0,55	0,24	1,40	0,10	0,20	0,02						
H ₂ O ⁻	0,10	0,20	0,04	0,09	0,14	0,11	0,12	0,18	0,38	0,34	0,24	0,24						
H ₂ O ⁺ + + п. п. п.	0,66	1,39	0,59	1,18	1,20	0,95	3,76	5,30	5,18	6,32	4,75	4,05						
Σ _{о₆м}	0,12	—	0,08	0,10	1,30	0,08	2,14	—	1,29	0,02	—	0,02						
Li	34,0	29,3	8,6	26,8	21,0	16,8	39,9	43,8	32,5	14,5	19,8	15,6						
Rb	71,0	25,6	93,8	73,6	25,8	38,0	72,2	97,9	26,2	12,7	20,0	8,7						
Sr	80,0	59,7	26,4	49,4	162,0	73,8	46,4	15,4	26,3	13,4	25,1	15,7						
Ba	575,0	106,2	705,5	333,3	113,1	320,0	165,3	283,3	61,8	10,0	201,2	17,2						
B	9,0	38,6	16,4	32,0	29,3	83,8	33,6	40,0	10,5	16,0	7,0	12,9						
Sc	50,0	12,2	21,8	21,8	12,5	11,6	11,9	17,9	17,0	4,1	7,6	6,9						
Ga	27,5	13,6	15,7	20,7	12,7	7,0	19,2	24,5	19,6	10,6	20,0	12,8						
La	22,9	21,9	33,4	17,4	—	3,8	23,4	—	53,0	—	—	20,5						
Ce	64,1	37,6	65,6	36,5	—	11,3	44,3	—	66,7	—	—	35,5						
Sm	3,7	5,4	5,7	2,0	—	0,70	7,1	—	9,8	—	—	7,2						
Eu	1,0	1,3	1,8	0,70	—	0,30	1,5	—	1,4	—	—	1,2						
Yb	1,7	2,8	2,4	1,5	—	0,30	3,0	—	3,0	—	—	1,9						

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 1.7

Компоненты	Метасадочные породы										Метакристаллические породы							
	1		2	3		4	5	6	7	8	9							
	л	н	л	л	н	л	н	н	н	н	л	н						
Lu	0,10	0,50	0,40	0,20	—	0,10	0,70	—	0,60	—	—	0,40						
Th	12,9	2,9	6,1	8,0	—	1,2	4,2	—	4,8	—	—	5,5						
U	3,7	2,0	1,7	0,20	—	0,40	2,5	—	3,3	—	—	—						
Ge	0,50	2,4	0,46	1,1	1,9	0,33	2,6	2,0	2,3	1,9	0,79	2,0						
Zr	85,0	64,0	71,0	98,9	70,2	34,4	70,3	94,0	64,1	48,9	50,0	71,3						
Sn	3,1	5,2	3,4	3,5	4,2	3,0	32,7	5,2	5,8	4,1	3,0	5,7						
Hf	6,3	3,0	4,5	10,7	—	1,8	3,2	—	4,7	—	—	2,5						
Nb	5,2	7,0	4,0	4,4	5,3	2,0	5,7	7,7	4,9	3,9	2,4	7,9						
F	290,0	586,0	504,1	819,4	526,7	1176,7	1071,1	720,0	817,5	—	—	—						
Cu	10,0	119,0	6,5	48,7	104,8	12,8	162,3	130,0	222,9	307,8	242,5	329,5						
Zn	26,9	191,5	51,4	78,9	137,2	24,9	199,8	230,8	213,5	253,9	30,0	209,1						
Ag	0,09	0,05	0,02	0,05	0,06	0,05	0,08	0,07	0,10	0,01	0,10	0,19						
Pb	20,8	16,3	21,3	15,6	17,0	16,4	20,6	22,2	11,7	4,4	11,0	6,6						
Mo	1,8	4,2	0,69	1,2	3,3	0,88	7,0	5,0	10,1	1,9	1,2	3,0						
V	69,5	190,4	190,2	108,9	161,0	49,7	233,6	255,4	247,5	136,3	250,0	241,5						
Cr	37,2	150,6	240,0	138,9	195,8	79,8	209,7	202,8	367,6	958,0	220,0	254,7						
Co	12,8	32,4	18,8	15,9	29,8	11,4	36,0	31,1	49,9	137,5	32,2	77,3						
Ni	19,8	88,7	38,6	34,7	72,6	23,5	112,1	81,8	226,7	1080,4	59,0	181,7						
Число проб	4	128	73	9	32	8	259	24	17	28	4	39						

Метаксафузные породы

Компоненты	10		11		12	13	14	15		16	17
	л	и	л	и				л	и		
SiO ₂	50,07	47,72	50,86	47,73	47,66	49,66	48,27	54,43	55,27	54,21	58,08
TiO ₂	1,41	1,16	2,00	1,60	1,33	1,73	2,27	0,98	1,38	1,67	1,24
Al ₂ O ₃	11,98	13,93	12,83	13,29	13,31	13,98	14,46	13,55	11,40	14,79	13,42
Fe ₂ O ₃	5,74	3,04	4,34	2,81	2,80	6,25	5,94	1,84	1,85	4,26	2,08
FeO	7,29	9,97	9,89	11,71	11,30	8,81	9,85	8,94	9,64	7,57	9,20
MnO	0,20	0,19	0,16	0,20	0,16	0,25	0,23	0,16	0,12	0,13	0,14
MgO	7,28	7,96	6,58	6,62	6,12	5,44	5,97	5,98	4,11	4,33	3,34
CaO	7,83	9,98	6,20	9,23	10,35	5,84	4,83	7,92	6,40	4,43	6,35
Na ₂ O	3,56	2,20	3,03	2,46	0,60	5,26	4,09	3,14	2,65	4,13	3,19
K ₂ O	0,37	0,29	1,17	0,30	0,39	0,47	1,63	1,24	0,76	2,41	1,44
P ₂ O ₅	0,11	0,09	0,18	0,16	0,22	0,28	0,22	0,16	0,13	0,20	0,17
CO ₂	2,33	0,21	0,23	0,50	0,32	0,43	0,18	0,30	2,39	0,48	0,05
H ₂ O ⁻	0,08	0,13	0,14	0,18	0,20	0,09	0,12	0,13	0,06	0,22	0,09
H ₂ O ⁺ + + н. п. п.	3,54	3,24	2,37	3,74	5,26	2,02	2,23	1,63	4,22	1,84	1,42
Σ _{общ}	0,07	0,09	0,07	0,11	0,18	0,09	0,05	0,03	0,37	0,07	0,03
Li	12,5	12,4	14,6	11,9	8,8	9,1	12,5	13,0	18,5	15,1	11,5
Rb	15,0	6,9	31,8	7,6	12,3	14,2	37,5	40,2	8,8	57,5	41,7
Sr	75,0	38,1	28,4	52,9	62,0	36,8	28,1	42,5	103,8	29,1	34,0
Ba	300,0	85,7	75,0	67,0	54,0	223,5	195,9	255,0	87,5	443,1	190,0
B	7,5	35,6	3,5	17,6	9,1	8,0	100,6	6,3	12,0	7,5	5,6
Sc	13,0	13,0	6,3	14,4	13,0	11,2	9,2	4,3	6,8	5,2	5,8
Ga	20,0	14,2	16,3	17,5	15,5	16,2	16,4	18,4	22,5	17,0	19,5
La	—	9,4	—	12,4	6,2	17,7	30,5	19,9	40,0	34,9	30,5
Ce	—	24,3	—	25,9	21,0	50,4	68,1	52,2	45,0	80,2	68,1
Sm	—	3,8	—	5,3	4,2	5,8	5,5	3,9	5,9	5,4	5,5
Eu	—	1,4	—	1,7	2,1	2,0	1,6	1,3	2,5	2,2	1,6
Yb	—	2,8	—	3,2	2,7	3,4	2,9	1,9	2,8	2,3	2,9

На петрохимической диаграмме $\text{SiO}_2\text{—N}_2\text{O+K}_2\text{O}$ (рис. 1.28) вулканиты матертинской свиты группируются частично в поле пикритов и пикритобазальтов, но, главным образом, в поле толеитовых базальтов, в том числе щелочных. Изучение геохимии этих образований в зависимости от положения их в разрезе скв. СГ-3 показывает незначительное увеличение щелочности и магнезиальности в нижней части свиты и отчетливые, ритмично повторяющиеся во времени, тренды роста железистости в верхних частях разреза. Распределение элементов-примесей также обнаруживает зависимость от стратиграфического положения вулканитов: более высокое содержание Ti и низкое Cr, Ni, Nb в толеитах, ассоциирующих с пикритами; Pb обогащены толеиты, ассоциирующие с кислыми вулканитами.

Туфогенно-осадочные породы матертинской свиты представлены алевропелитовыми, реже литокластическими туфами и резко подчиненными туффитами, имеющими генетическую связь с переслаивающимися с ними вулканитами. Туфы, в отличие от диабазов, характеризуются более высоким содержанием SiO_2 (52,02 %) и пониженным TiO_2 (1,24 %), MgO (3,38 %) и CaO (3,30 %). Для туфов также характерны очень низкая степень окисленности железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=0,02$, по сравнению с 0,2 в диабазах) и повышенная щелочность, определяющая повышенные концентрации в них (в г/т): Li — 33, Sr — 300 и Ba — 77. Туфы, ассоциирующие с ультраосновными породами, отличаются от вышеописанных пирокластов более высокими концентрациями TiO_2 1,7 %, Cr 400 г/т, Ni 240 г/т и Co 85 г/т.

Ждановская свита (1059—2805 м) по объему, строению и химическому составу слагающих ее пород полностью соответствует четвертой осадочной толще на поверхности. По литолого-геохимическим признакам свита подразделяется нами на четыре ритмично-слоистые пачки (гравийно-песчанистую — 2619—2805 м, песчано-алевропелитовую — 2155—2619 м, туфогенно-алевропелитовую — 1203—2155 м и пелитово-туфогенную — 1059—1203 м), которые в свою очередь образуют два гетерогенных ритма: нижний — терригенный (с преобладанием песчанистого материала) и верхний — туфогенно-терригенный (тонкоритмичные алевролиты и пелиты с существенной примесью туфогенного материала). Метапелиты имеют общие черты с алевропелитовыми туфами ждановской и матертинской свит: близкую основность, повышенную глиноземистость (около 16 % Al_2O_3) и одинаковое содержание TiO_2 и других элементов-примесей группы железа. Метаалевропелиты характеризуются меньшей глиноземистостью (11,9 %), более высоким содержанием SiO_2 (65,19 %) и близкими соотношениями щелочных элементов. Метапесчаники имеют высокое содержание SiO_2 (до 74 %) и низкие значения Al_2O_3 (7,08 %), суммарную щелочность $\text{Na}_2\text{O+K}_2\text{O}=1,46\%$ и TiO_2 0,48 %. Тем не менее уровни концентраций элементов-примесей в ряду осадочной дифференциации (метапесчаники→метаалевролиты→метапелиты) довольно близки (см. табл. 1.7). Отличительной особенностью метаосадочных пород ждановской свиты является присутствие в них углеродистого вещества (вплоть до образования самостоятельных прослоев сульфидно-углеродистых сланцев).

Туфы и туффиты характеризуются высоким процентным содержанием суммарного Fe (19,8), MgO (7,04), Cr (до 0,08) и Ni (до 0,07), что сближает их с туфами матертинской свиты и свидетельствует об активном проявлении вулканизма в этот период седиментации. В результате все метаосадочные породы данной свиты и, особенно, метапелиты по сравнению с однотипными образованиями нижележащих свит оказались обогащенными сульфидами и соответственно халько- и сидерофильными элементами (в г/т): Cu 130—165, Zn 160—230, Pb 17—25, Mo 5—7, V 190—225. Сульфидная минерализация образует рассеянную вкрапленность и подразделяется на две генетических группы: син-

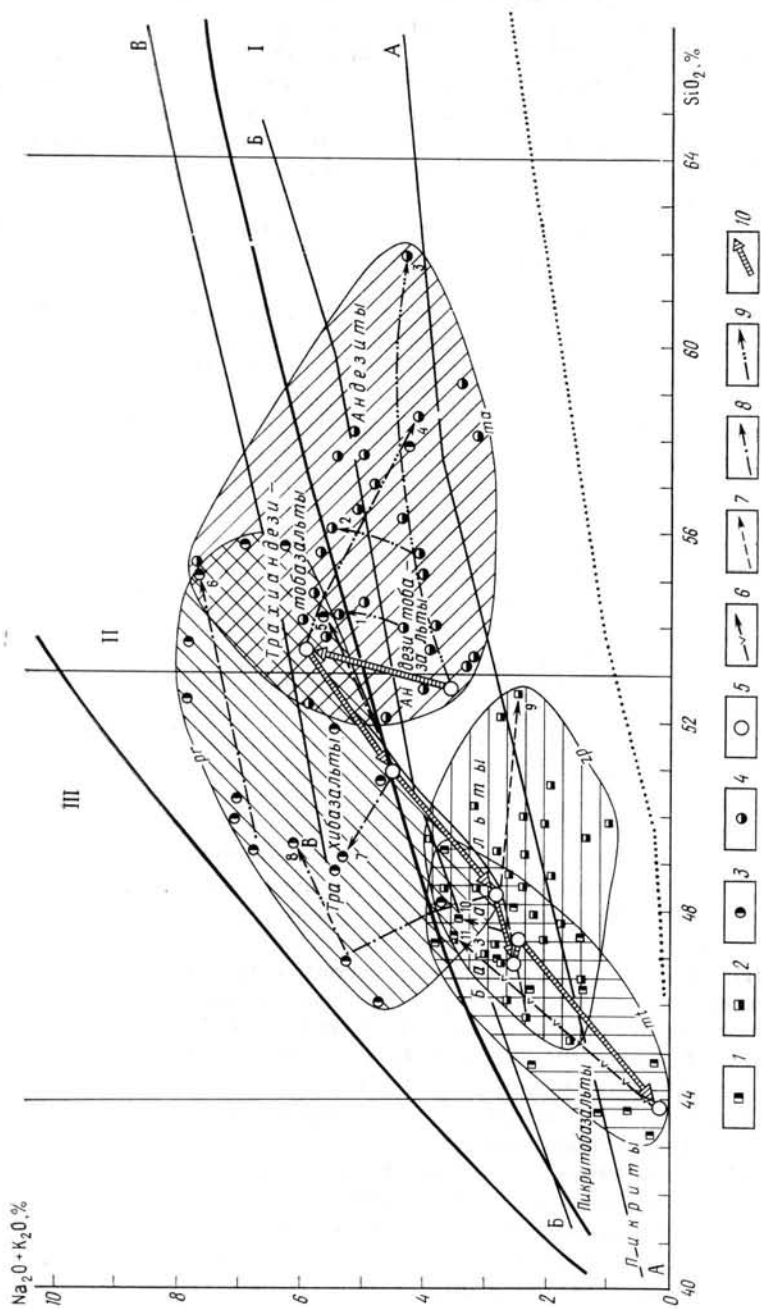


Рис. 1.28. Петрохимические типы вулканитов печенгского комплекса и тренды их дифференциации:

1-4 — средние составы метаэффузивных потоков в свитах: 1 — материнской, 2 — запольяринской, 3 — пиритярвинской, 4 — маярвинской; 5 — составы первых порций расплава эффузивных серий; 6-9 — тренды дифференциации метаэффузивных пород в свитах: 6 — материнской, 7 — запольяринской, 8 — пиритярвинской, 9 — маярвинской (номера трендов указывают на положение эффузивных серий в разрезах — снизу вверх); 10 — эволюция составов первичных порций расплава эффузивных серий при формировании печенгского комплекса. I — область пород нормальной щелочности; II — область субщелочных пород; III — область щелочных пород. Тренды дифференциации эффузивных серий островных дуг: А — толетовой; Б — известково-щелочной; В — щелочной [62]

генетическую и эпигенетическую. В составе серы сингенетического пирротина и пирита значительно преобладает тяжелый изотоп ^{34}S ; средние значения $\delta^{34}\text{S}$ равны соответственно $+16,6$ и $+17,24$ %, что, с учетом обогащенности вмещающих пород органикой, свидетельствует об образовании этих сульфидов в восстановительной среде синхронно с осадконакоплением. Изотопный состав серы эпигенетических сульфидов характеризуется большей гомогенностью и существенным обогащением легким изотопом ^{32}S . Средние значения $\delta^{34}\text{S}$ пирротина и пирита составляют соответственно $+4,03$ и $+4,88$ %, что указывает на окислительную обстановку их формирования и позволяет предположить единый глубинный источник рудного вещества для этой группы сульфидов и медно-никелевых руд Печенгского района ($\delta^{34}\text{S} +1,4$ и $+5,2$ %).

Наименьшим развитием в ждановской свите пользуются эффузивы (видимая суммарная мощность около 90 м), представленные толеитовыми базальтами, ферробазальтами и резко подчиненными андезитабазальтами. По химизму они аналогичны вулканитам материнской и заполярнинской свит.

Основные метаэффузивы заполярнинской свиты (2805—4673 м) имеют максимальную видимую мощность (1,9 км) и однородный состав в разрезе печенгского комплекса. На 95 % они сложены толеитовыми базальтами, в том числе оливиновыми базальтами, нормальными базальтами и низкощелочными базальтами (см. табл. I.7); 5 % приходится на туфогенно-осадочные метапороды и основные туфы, отличающиеся от ассоциирующих с ними эффузивов повышенным содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O и пониженными MnO , MgO и CaO . Метаэффузивы представлены массивными и шаровыми лавами, реже лавобрекчиями. Отдельные покровы отчетливо дифференцированы: в центре — нормальные базальты, в эндоконтактах — оливиновые базальты. На петрохимической диаграмме (см. рис. I.28) они образуют компактный рой в поле базальтов нормальной щелочности. В разрезе скв. СГ-3 геохимические тренды толеитов, отражающие ход магматической дифференциации (снизу вверх по разрезу), характеризуются сначала последовательным ростом магнезиальности, а затем железистости и щелочности. Осадочно-туфогенные метапороды развиты незначительно и отмечаются лишь в центральной части свиты. По химическому составу они близки к туфогенным отложениям ждановской свиты, отличаясь повышенным содержанием TiO_2 (1,1 %) и более высокими значениями K/Na (1,0 %).

Лучлопольская (4784—4884 м) и кувернеринйокская (5642—5717 м) свиты имеют соизмеримые мощности, близкое строение (внизу — метапесчаники,верху — карбонатные образования) и, наконец, одинаковый состав осадочных пород (аркозовые метапесчаники, в том числе доломитовые, и доломиты, в том числе песчанистые), что позволяет рассматривать эти свиты совместно. Общей характерной чертой химического состава метатерригенных пород (см. табл. I.7) является резкое преобладание калия над натрием (K/Na 2,3—11,8) и обогащенность их CaO (до 21 %) и MgO (до 19 %). Следствием этого является повышенное содержание в них Rb (до 98 г/т), Ba (до 795 г/т), Sc (до 34 г/т), что и определяет геохимическую специфику указанных свит в разрезе печенгского комплекса.

Пирттиярвинскую свиту (4884—5642 м) составляют метаэффузивы трахибазальтового (32 %), щелочного базальтового (25 %) и трахиандезитобазальтового (25 %) составов; реже присутствуют толеитовые базальты, в том числе оливиновые и пикритобазальты (10 %), а также андезиты и трахиандезиты (7 %). Второстепенными являются пирокластические образования смешанного состава (1 %).

На классификационной диаграмме (см. рис. I.28) фигуративные точки эффузивов сосредоточены главным образом в области субщелоч-

ных пород, распространяясь по основности от нормальных базальтов до трахитов. При этом по сравнению с вулканитами вышележащих свит, метаэффузивы пирттиярвинской свиты, особенно нижние ее пачки, смещены в щелочную сторону и относятся к натровому типу; исключением являются трахиты (Na_2O 5,5 %, K_2O 4,2 %), установленные пока только на поверхности. В разрезе (снизу вверх) отчетливо проявлено несколько ритмов магматической дифференциации (базальты → щелочные базальты → трахибазальты), фиксируемых последовательным ростом железистости и общей щелочности.

Маярвинская свита (5717—6823 м) сложена сильно метаморфизованными эффузивами с резко подчиненными (менее 1 %) метатутами. Среди метаэффузивов преобладают (97 %) нормальные андезитобазальты (в том числе пироксен-оливиновые андезитобазальты и трахиандезитобазальты — не более 2 %); значительно реже (3 %) встречаются андезиты.

На петрохимической диаграмме (см. рис. I.28) фигуративные точки этих пород располагаются на границе областей нормальной и повышенной щелочности. Андезиты в отличие от андезитобазальтов имеют более высокое содержание SiO_2 , K_2O и Fe_2O_3 и, соответственно, низкие FeO , MgO и CaO (см. табл. I.7). Лейкократовые разности андезитобазальтов занимают промежуточное положение между этими типами, выделяясь более высоким содержанием TiO_2 (1,57 %). В разрезе скв. СГ-3 (снизу вверх) эффузивы маярвинской свиты обнаруживают геохимические тренды, сходные в целом с таковыми пирттиярвинской свиты: последовательный рост железистости (в том числе Sc , V и Co), сопровождаемый незначительным увеличением щелочности в нижней части свиты и падением ее кверху.

Телевинская свита (6823—6842 м) представлена маломощной пачкой сильно метаморфизованных гравелитистых плагиопесчаников, отличительной чертой которых являются повышенные содержания Na_2O (3,63 %, K/Na — 0,78—1,25), Al_2O_3 (13,5 %) и SiO_2 (71,6 %) на фоне крайне низких значений ΣFe , CaO и MgO (см. табл. I.7).

По совокупности геолого-петрографических и минерало-геохимических признаков интрузивные породы печенгского комплекса подразделены нами на четыре комплекса: доматертинский габбро-диабазовый, два синматертинских — габбро-верлитовый и габбро-диабазовый и постматертинский гранодиоритовый (андезито-дацитовый).

Доматертинский комплекс габбро-диабазов выделяется впервые. Представлен он отдельными телами апогаббро-диабазовых амфиболитов, развитыми исключительно среди метавулканитов маярвинской свиты, и метаморфизован одновременно с последними в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Это, а также отсутствие подобных образований в залегающих выше метавулканитах пирттиярвинской свиты, позволяют обосновать генетическую связь рассматриваемых габбро-диабазов с заключительными фазами этапа андезито-базальтового вулканизма. В частности, анализ петрохимической диаграммы (рис. I.29) ясно указывает на близость эффузивного тренда пирттиярвинской свиты с составом доматертинских габбро-диабазов и резкое отличие от синматертинских габбро-диабазов, геохимический тренд которых ориентирован в противоположном направлении. Кроме того отличия до- и синматертинских габбро-диабазовых комплексов устанавливаются по уровню содержаний типоморфных акцессорных минералов (апатит, ильменит, ортит и пирит) и элементов-примесей (Sc , B , F , Ge , Cr , Pb , Zn и Zr), а также по содержанию и распределению редкоземельных элементов (табл. I.8). На диаграмме La — Eu (рис. I.30, б) тренд доматертинских габбро-диабазов, в отличие от синматертинских, смещен в область распространения континентальных базитов.

Синматертинский комплекс габбро-диабазов по степени метаморфизма, минеральному составу и геохимическим признакам (см. табл. I.7, I.8) полностью соответствует толеитовым базальтам третьей и четвертой вулканогенных толщ.

Синматертинский комплекс габбро-верлитов по

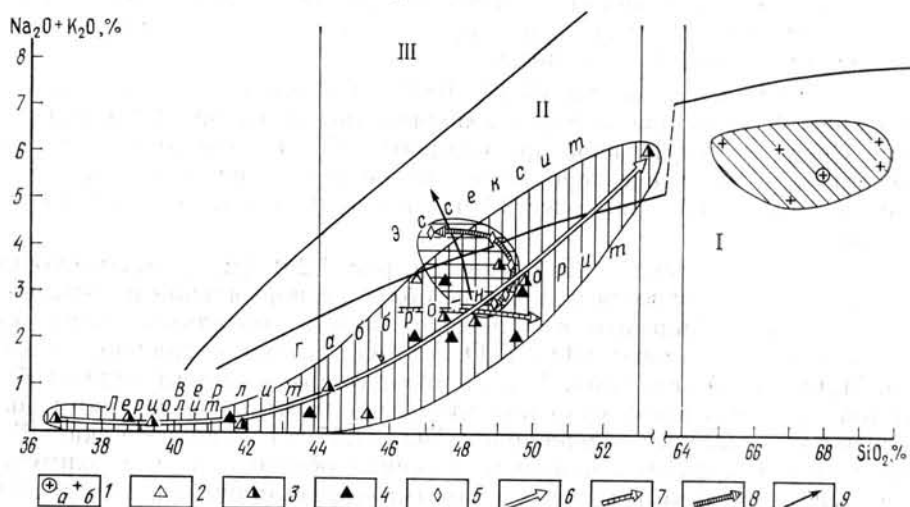


Рис. 1.29. Петрохимические типы метантрузивных пород печенгского комплекса и тренды их дифференциации:

1—5 — средние составы метантрузивных пород, залегающих в свитах: 1 — лучломпольской (а — средний, б — частные составы постматертинского комплекса), 2 — матертинской, 3 — ждановской, 4 — заполяринской, 5 — маярвинской; 6—8 — тренды дифференциации метантрузивных пород: 6 — габбро-верлитовый синматертинский, 7 — габбро-диабазовый синматертинский, 8 — габбро-диабазовый доматертинский; 9 — тренд дифференциации метавулканитов пиритявинской свиты. Остальные условные обозначения см. рис. 1.29.

химическому и минеральному составу, а также характеру дифференциации близок к ультраосновным эффузивам матертинской свиты (см. табл. I.8 и рис. 1.29). Различие состоит лишь в характере контактов (интрузивные и эффузивные), текстур (массивные и шаровые с миндалекаменными) и структур (высокая степень раскристаллизации, практически полное отсутствие девитрифицированного стекла и «спинифекс»-структур, характерных для эффузивных коматитов). Отдельные интрузии габбро-верлитового комплекса представлены, как правило, одним из ее дифференциатов (перидотитом, пироксенитом, габбро или эссекситовым габбро), реже усеченным или полным рядом дифференциатов. Полный ряд наблюдается в крупных телах, залегающих на поверхности в «продуктивной» ждановской свите, где по направлению от подошвы к кровле перидотиты сменяются сначала пироксенитами, а затем габбро и, наконец, эссекситовыми габбро (см. рис. 1.29). На основании выявленных нами двух типов дифференциации вулканитов матертинской свиты (см. ниже «Эволюция континентальной земной коры в докембрии»), незначительную в ее нижней части и резко ритмичную в верхней (от пикритов к толеитам), можно заключить, что комагматичные им интрузивные комплексы формировались в аналогичной последовательности: габбро-диабазы → габбро-верлиты. Такая последовательность хорошо согласуется и с геологическими взаимоотношениями этих комплексов, установленными на поверхности [43].

Постматертинский комплекс андезитов-дацитовых порфиритов в разрезе скв. СГ-3 представлен единственным субвулканическим телом (с видимой мощностью 111 м), трассирующим тек-

ТАБЛИЦА 1.8

СРЕДНИЕ СОСТАВЫ МЕТАИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА
ИЗ РАЗРЕЗА СКВ. СГ-3

Компоненты	1	2	3		4	5	6
	с	с	д	с	с	с	п
SiO ₂	37,85	42,99	48,77	47,60	46,93	52,30	67,81
TiO ₂	1,01	2,28	1,54	1,69	3,80	1,96	0,65
Al ₂ O ₃	3,67	7,07	13,39	13,22	10,41	14,81	14,74
Fe ₂ O ₃	7,51	4,44	2,26	3,02	2,47	2,17	1,73
FeO	10,38	12,25	12,83	12,08	14,74	11,05	3,19
MnO	0,20	0,19	0,24	0,22	0,21	0,19	0,07
MgO	26,17	18,12	6,74	6,24	7,82	2,64	2,10
CaO	3,20	4,58	8,22	8,88	5,44	4,38	2,45
Na ₂ O	0,17	0,37	2,72	2,68	0,13	3,86	2,77
K ₂ O	0,11	0,14	0,89	0,28	0,03	2,09	2,77
P ₂ O ₅	0,15	0,30	0,14	0,15	0,33	0,56	0,21
CO ₂	0,47	0,20	0,14	0,56	0,04	0,26	0,41
H ₂ O ⁻	0,41	0,11	0,15	0,24	0,28	0,41	0,21
H ₂ O ⁺⁺	8,77	7,13	2,04	3,67	7,55	3,39	1,43
+п. п. п.							
S _{общ}	0,28	0,44	0,05	0,11	0,09	0,27	0,15
Li	8,9	12,5	10,2	19,2	36,5	15,1	26,2
Rb	13,3	8,6	27,1	9,7	5,0	42,7	115,5
Sr	5,0	13,0	17,7	33,9	12,5	67,6	47,2
Ba	13,5	23,5	108,0	75,3	10,0	256,7	425,9
B	67,7	12,8	6,9	14,6	9,2	18,6	24,0
Sc	4,7	6,5	4,5	13,0	9,0	2,0	5,0
Ga	5,7	7,5	18,6	13,9	11,5	28,1	22,7
La	12,0	17,3	10,4	12,5	—	41,8	39,4
Ce	21,0	32,0	32,4	15,4	—	51,3	96,9
Sm	2,4	4,3	4,1	5,6	—	12,6	7,6
Eu	0,60	1,1	1,6	1,4	—	2,8	1,5
Yb	2,0	1,8	1,9	2,9	—	3,5	5,0
Lu	0,40	0,30	0,70	0,50	—	0,60	0,50
Th	1,2	1,2	1,0	0,60	—	4,9	15,6
U	0,20	0,50	0,70	—	—	0,60	6,4
Ge	1,2	2,1	0,58	1,4	2,8	1,6	0,54
Zr	30,6	55,0	26,7	48,0	70,0	139,0	186,7
Sn	6,0	4,3	2,8	4,7	7,0	6,3	6,3
Hf	1,0	2,3	3,0	1,9	—	4,9	6,9
Nb	3,4	7,1	9,9	3,2	10,0	17,6	7,5
F	—	—	141,3	55,1	—	—	472,2
Cu	1022,3	237,9	192,7	22,7	400,0	54,8	17,9
Zn	190,7	160,3	94,7	144,6	215,0	396,2	35,4
Ag	0,27	0,03	0,05	0,03	0,03	0,01	0,14
Pb	15,6	5,0	17,6	10,0	4,5	8,5	35,4
Mo	4,9	2,1	0,93	1,36	1,5	5,6	1,0
V	183,9	184,1	280,7	362,0	160,0	48,0	74,7
Cr	1603,5	977,0	254,7	83,8	155,0	20,1	29,4
Co	207,7	90,3	58,1	50,1	40,5	20,5	17,8
Ni	2519,2	1121,6	147,3	103,0	115,0	17,7	12,5
Число проб	26	34	16	128	3	39	27

1—2 — метаперидотиты, хлорит-серпентин-талковые и хлорит-тремолитовые сланцы (1 — лерцолиты, 2 — лерцолитоверлиты); 3—4 — метагаббро-диабазы, меланократовые плагиоклаз-амфиболовые сланцы и амфиболиты (3 — габбронориты, 4 — нориты); 5 — эссекситовые метагаббро-диабазы, 6 — андезит-лацитовые метапорфириты; д. с. п. — интрузивные комплексы (д — доматертинский, с — синматертинский, п — постматертинский). Содержания петрогенных элементов даны в %, элементов-примесей — в г/т; прочерк — содержания не определялись.

тонический контакт между лучломпольской и заполярной свитами. По минеральному и химическому составу эти породы наиболее близки к андезито-дацитовым плагиопорфиритам, развитым на поверхности в зоне Порыташского разлома. В отличие от последних, порфириты, вскрытые Кольской скважиной, характеризуются более высоким содержанием SiO_2 (см. табл. I.8) и, таким образом, образуют единый ряд от андезито-дацитовых до дацитовых порфиритов.

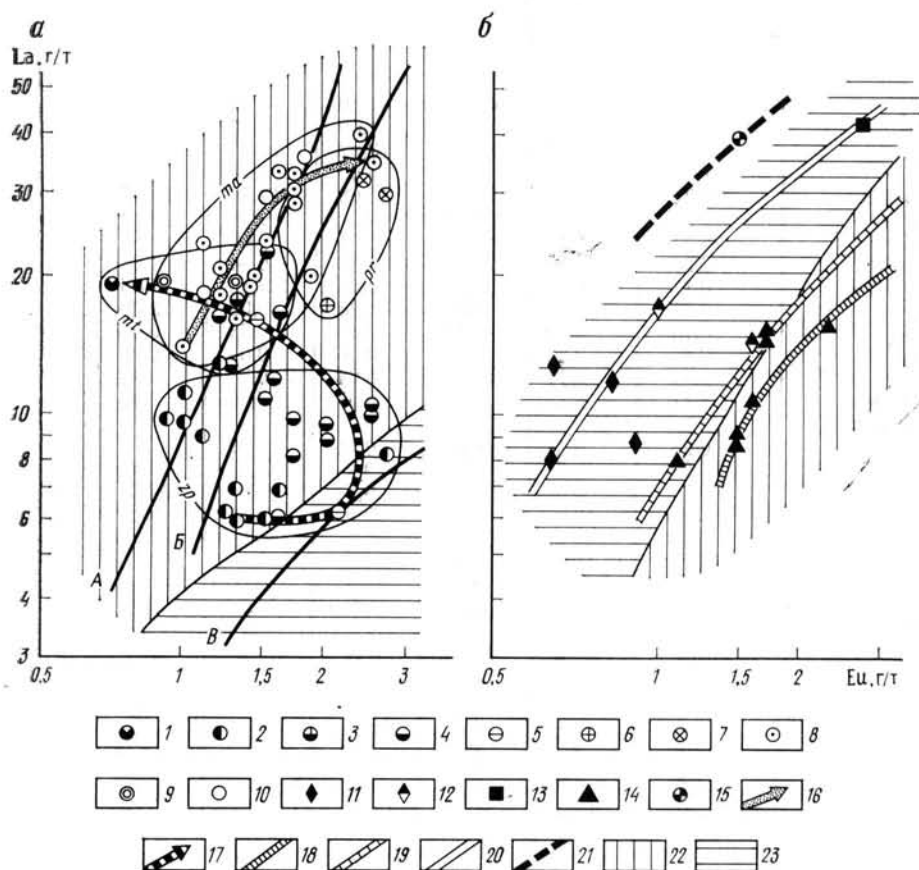


Рис. 1.30. Типы распределения редкоземельных элементов в метаэффузивных (а) и метантрузивных (б) породах печенгского комплекса:

1—10 — средние составы метаэффузивных пород: 1 — метапикрито-базальты, 2 — оливиновые мета-базальты, 3 — дифференцированные мета-базальты, 4 — мета-базальты, 5 — низкощелочные мета-базальты, 6 — спилиты, 7 — метатрахибазальты, 8 — метаандезито-базальты, 9 — метатрахиа-ндезиты, 10 — метаандезиты; 11—15 — средние составы метантрузивных пород: 11 — металерцолиты, 12 — металерцолито-верлиты, 13 — эссекситовые метагаббро, 14 — метагаббро-нориты, 15 — дацитовые метанпорфириты; 16, 17 — составы редкоземельных элементов в метаэффузивах первого (16) и второго (17) тектоно-магматических циклов; 18—21 — распределение редкоземельных элементов в метантрузивных породах габбро-диабазового доматертинского (18), габбро-диабазового (19) и габбро-верлитового синматертинского (20) и дацит-метанпорфиритового постматертинского (21) комплексов; 22 — области распространения континентальных и островодужных базальтоидов (для а) и дифференцированных трапных интрузий (для б); 23 — области распространения океанических базальтов (для а) и ультрабазитов (для б); А—В — тренды вулканитов, по [62]: А — островных дуг и активных континентальных окраин, В — океанических островов, В — срединно-океанических хребтов

Геохимические условия формирования

Геохимические данные, полученные при изучении печенгского комплекса в разрезе скв. СГ-3, позволяют рассматривать общую направленность эволюции протерозойского осадкообразования и магматизма и на этом основании выделить два этапа, характеризующих резкую смену геотектонического режима в ходе развития Печенгской структуры. Сравнительный геолого-геохимический анализ пород протерозой-

ского комплекса проводился с помощью оригинальных генетических диаграмм.

Литолого-петрохимическая диаграмма (см. рис. I.83) предназначена для сравнительной оценки распространенности исходных аналогов метаосадочных пород в разрезе скв. СГ-3; распределение петрогенных

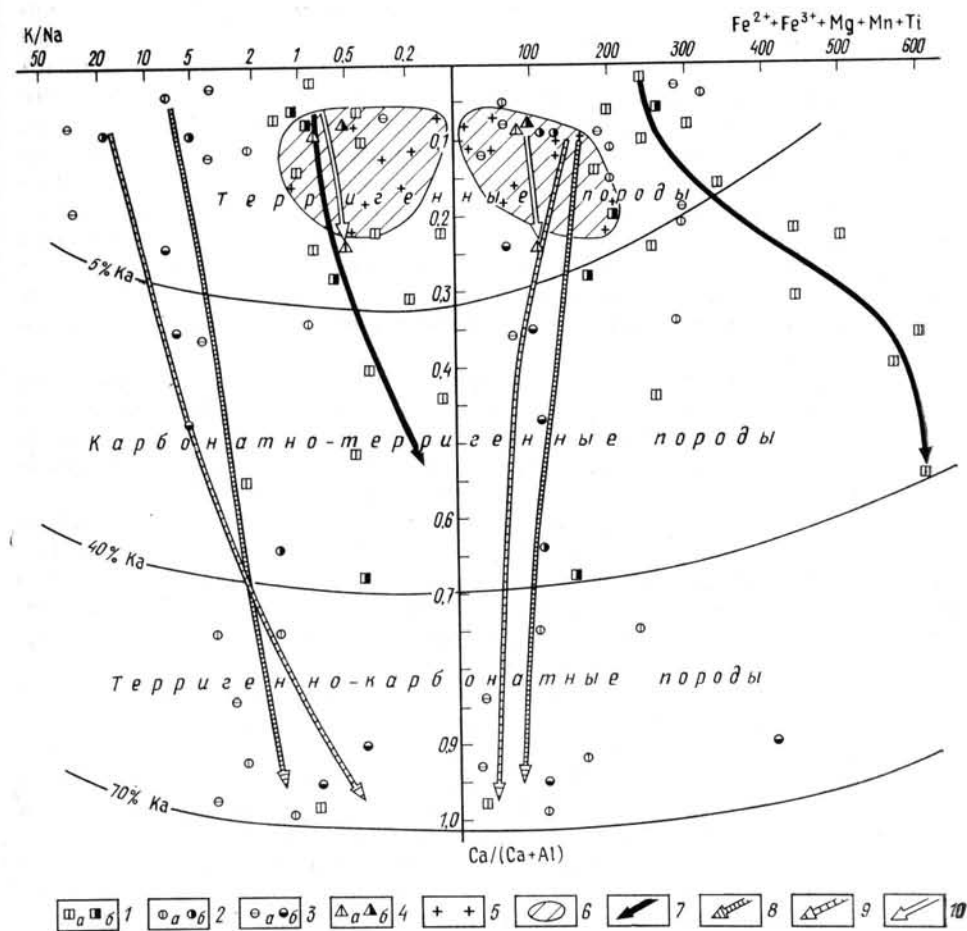


Рис. I.31. Петрохимические тренды дифференциации осадочных пород печенгского комплекса: 1—4 — составы пород из разреза скв. СГ-3 (а) и окружающей поверхности (б): 1 — ждановская свита, 2 — лучломпольская свита, 3 — кувернерийюкская свита, 4 — телевинская свита; 5—6 — плагиогнейсы кольского комплекса (5) и область распространения их главных типов (6); 7—10 — тренды дифференциации осадочных пород свит: 7 — ждановской, 8 — телевинской, 9 — кувернерийюкской, 10 — лучломпольской

элементов (SiO_2 , CaO и «свободного» Al_2O_3), отражающих различные типы осадочной дифференциации, показано на треугольниках. Из диаграммы следует, что телевинскую свиту характеризует тренд только терригенной дифференциации; кувернерийюкскую и лучломпольскую свиты — идентичные друг другу тренды терригенно-хемогенной дифференциации и, наконец, ждановскую свиту — тренд терригенной дифференциации и, частично, хемогенно-терригенной.

Для установления более тонких черт сходства или различия химического состава метаосадочных пород использована петрохимическая диаграмма (рис. I.31), позволяющая выявлять и количественно оценивать в исследуемых породах наличие таких важных в генетическом от-

¹ «Свободный» Al_2O_3 определяется с помощью коэффициента $10[\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})]$, исключающего долю глинозема, фиксированного в полевых шпатах.

ношении признаков, как туфогенный материал ($\Sigma\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ti}$) или сверхполевошпатовый кальций ($\text{Ca}/\text{Ca} + \text{Al}$), а также учитывать в составе псаммитов долю аркозового или существенно плагиоклазового материала (K/Na). Распределение метаосадочных пород на этой диаграмме в целом согласуется с выявленными трендами осадочной дифференциации для каждой свиты. Метатерригенные породы телевинской свиты отчетливо наследуют минеральный и химический составы подстилающих их плагиогнейсов фундамента (заштрихованное поле) и характеризуются слабой степенью дифференцированности, что позволяет рассматривать их в качестве коры выветривания (по-видимому, неперемещенной), формировавшейся в пониженных частях проторельефа фундамента. Это указывает на то, что отложения телевинской свиты фиксируют допеченгский этап стабилизации тектонического режима фундамента. Выше сказанное, вместе с отмечаемым на поверхности непосредственным налеганием метаэффузивов маярвинской свиты на образования архейского фундамента, ставит под сомнение отнесение телевинской свиты к нижней осадочно-вулканогенной толще печенгского комплекса.

Петрохимические тренды кувернерийюкской и лучломпольской свит демонстрируют идентичность составов терригенных и соответственно терригенно-карбонатных отложений. Резкое несоответствие составов терригенных отложений этих свит и пород подстилающего архейского фундамента в разрезе скв. СГ-3 указывает на более удаленные источники сноса, которыми могли быть блоки архейских гранитогнейсов, развитых к северу и северо-востоку от Печенгской структуры. Незначительная мощность терригенных осадков, их выдержанность по падению и простирацию, а также наличие среди них карбонатных фаций однозначно указывают на формирование обеих свит в условиях мелководных континентальных лагун.

Иные условия осадкообразования характеризует тренд метаосадочных пород ждановской свиты. Терригенная составляющая его, с одной стороны, близка по составу подстилающим печенгский комплекс архейским плагиогнейсам ($\text{K}/\text{Na} < 1$), а с другой — резко отличается от всех развитых ниже по разрезу осадочных пород более высоким содержанием Fe, Mg, Mn и Ti, свидетельствуя об обогащенности их туфогенным материалом. Туфогенные образования и ассоциирующие с ними в разрезе ждановской свиты эффузивные породы по химическому составу аналогичны вулканитам подстилающей и перекрывающей свит, что указывает на их формирование в течение единого тектоно-магматического цикла. Большая мощность и флишоидный характер осадков ждановской свиты, а также наличие органики и солей, растворенных в ее подземных водах (см. «Гидрогеологический очерк»), указывают на морской режим осадконакопления, а присутствие туфового материала и сингенетичных сульфидов — на активное влияние вулканизма на седиментацию.

Рассмотренные выше литолого-петрохимические особенности осадочных пород подтверждаются также различными уровнями концентрации и типами распределения в них элементов-примесей. Примером служит литолого-геохимическая диаграмма (рис. 1.32), с помощью которой исследовалась группа метапесчаников, широко распространенных во всех осадочных толщах печенгского комплекса. На диаграмме четко обособлены три поля, различающихся соотношением минералов обломочной части (кварц, плагиоклаз, микроклин), составом основной массы (слюды, хлорит, карбонаты) пород и уровнями концентрации в них Ba, Li, B, Zn и Ni. Первое поле занимают песчаники телевинской, второе — кувернерийюкской и лучломпольской и, наконец, третье — ждановской свит, что полностью подтверждает правомерность выделения трех различных источников сноса для этого класса осадочных пород и

отложению их в средах с различным тектоническим режимом. Аналогичную картину геохимической специализации этапов осадконакопления отражают тренды распределения редкоземельных и радиоактивных элементов (см. табл. I.7, рис. I.33).

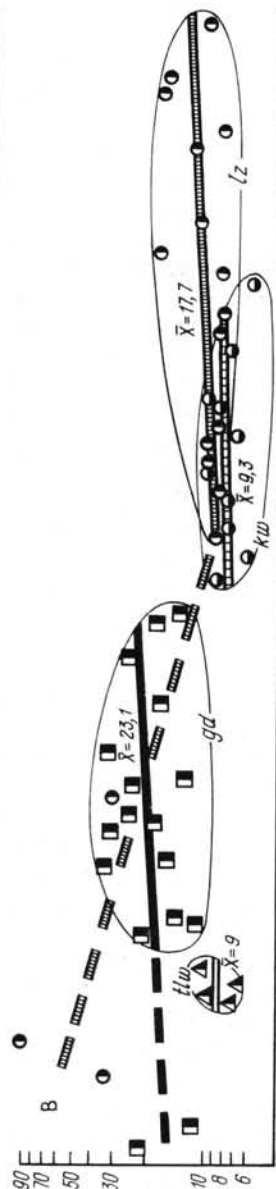
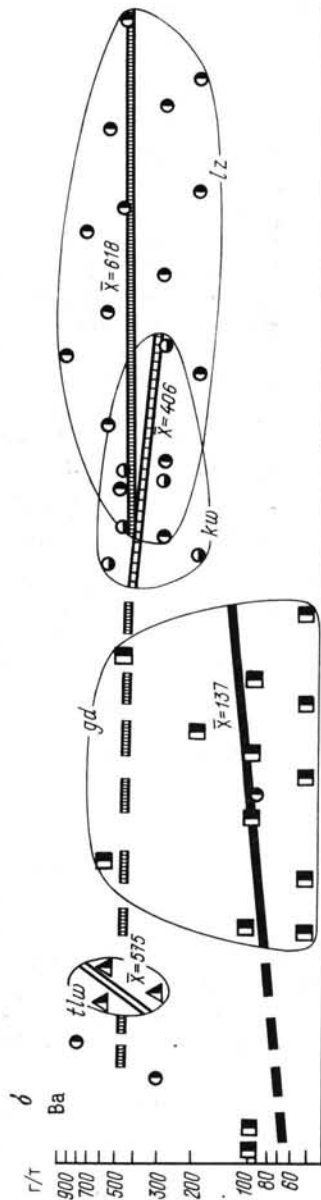
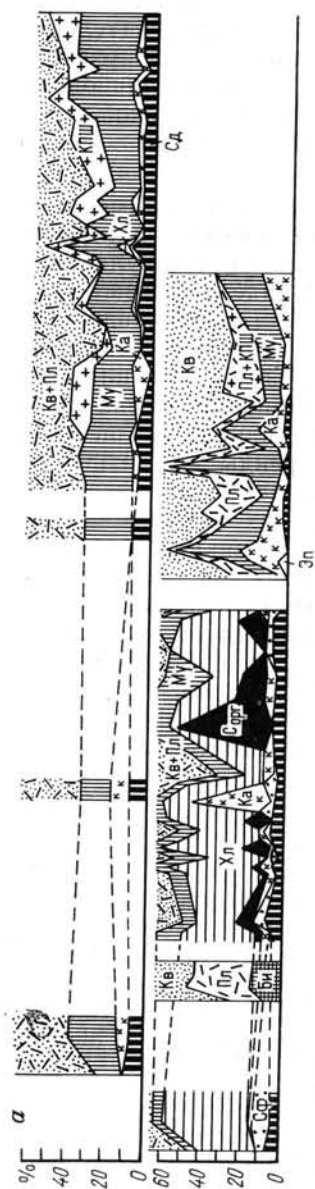
Таким образом, литолого-геохимический анализ метаосадочных пород протерозойского комплекса позволяет выделить в разрезе пород скв. СГ-3 три формационных ряда: первый — граувакковый (телевинская свита) сформирован в допеченгский этап стабилизации архейского фундамента; второй — карбонатно-терригенный (кувернерийнокская и лучломпольская свиты) фиксирует этап заложения Печенгской структуры и третий — туфогенно-терригенный (ждановская свита) характеризует этап последующей протоактивизации.

Выявленные тектонические этапы также отразились в химическом составе вулканогенных формаций. На петрохимической диаграмме $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ (см. рис. I.28) фигуративные точки метавулканитов образуют четыре поля с частичным перекрытием андезито-базальтовой формации (маярвинская свита) трахибазальтовой (пиртиярвинская), толеит-базальтовой (заполярининская) и пикрит-толеитовой (матертинская) формациями. Кроме того, для пространственно-сопряженных пар вулканогенных формаций устанавливается закономерная смена типов дифференциации: кремнекислотный в нижних парах и щелочно-кремнекислотный в верхних парах. При этом тренды магматической дифференциации андезито-базальтовой и трахибазальтовой формаций отчетливо фиксируют рост железистости в условиях повышенной щелочности, тогда как тренды толеит-базальтовой и пикрит-толеитовой формаций отражают ритмичную смену увеличения железистости (в нижних горизонтах формаций) и магнезиальности (в верхних горизонтах) при относительно низкой щелочности. Выявленные особенности эволюции вулканизма свидетельствуют о развитии его в течение двух последовательных этапов: первого — андезито-базальтового, включающего андезито-базальтовую и трахибазальтовую формации и второго — пикрит-базальтового, включающего толеит-базальтовую и пикрит (коматиит)-базальтовую формации.

Распределение элементов-примесей в однотипных рядах кристаллизационной дифференциации исследовалось в зависимости от величины общей кислотности пород. Установлено, что для дифференцированных серий андезито-базальтового этапа вулканизма характерны более высокие содержания Rb, Ba и Cr, а для пикрит-базальтового этапа — Sc, Zr и V. Наряду с этим более высокие уровни концентрации Hf, Pb, Mo и более низкие Sr, B, Zr, Zn, Co и Ni в породах первого этапа (рис. I.34) сближают их с вулканическими сериями континентальных рифтов, тогда как породы второго этапа сходны с вулканитами океанических рифтов.

Различия между обоими этапами подтверждаются также разными уровнями содержаний и трендами фракционирования редкоземельных элементов. Так, на диаграмме La—Yb (см. рис. I.30, а) фигуративные точки эффузивов андезито-базальтового этапа вулканизма последовательно смещаются в направлении от континентальных к островодужным сериям, а пикрит-базальтового этапа имеют иную тенденцию развития — от островодужных составов к океаническим (3 толща), а выше по разрезу снова к континентальным (4 толща). Эти тенденции, а также последовательное уменьшение кремнекислотности и общей щелочности в первых порциях расплавов каждой вулканогенной формации (см. рис. I.28) позволяют сделать вывод об антидромном характере развития вулканизма в Печенгской структуре.

С двумя этапами вулканизма мы связываем и формирование вертикальной метаморфической зональности в разрезе Кольской скв. СГ-3.



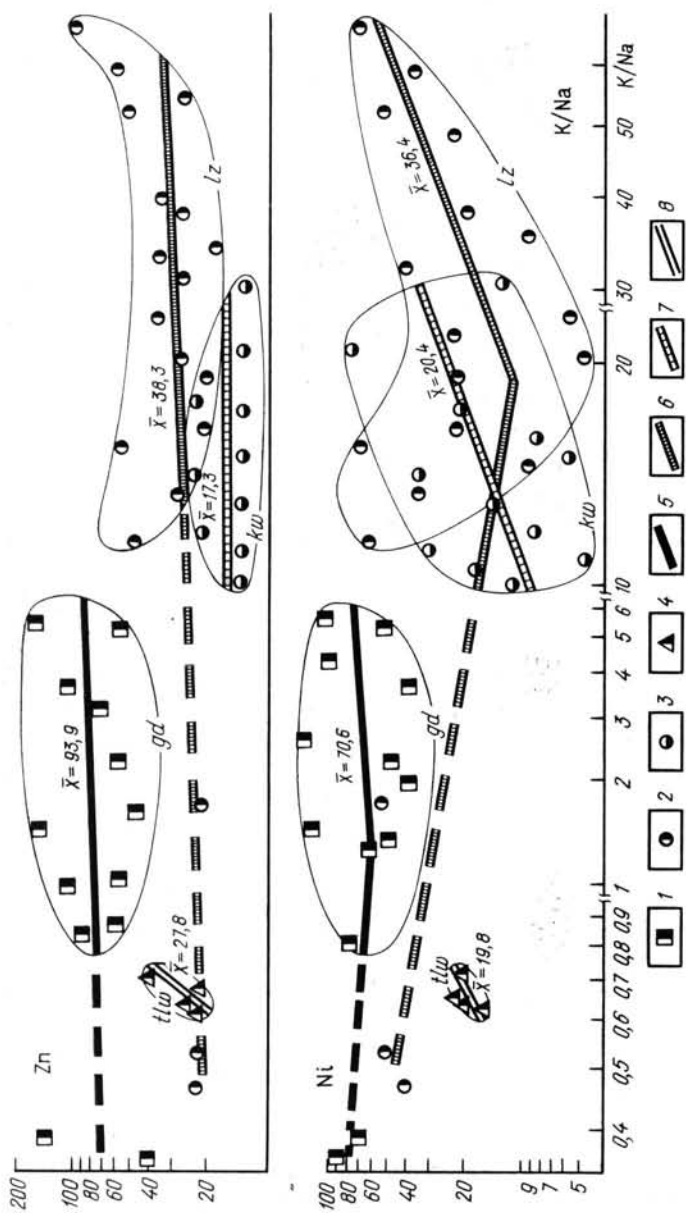


Рис. 1.32. Литологический состав (а, в %) и геохимические тренды дифференциации (б) осадочных пород печенгского комплекса.

Свиты: 1 — ждановская, 2 — лучдомпольская, 3 — кувернериниокская, 4 — телевинская; 5—8 — геохимические тренды

Этап андезито-базальтового вулканизма завершился низкотемпературными аутометасоматическими и метаморфическими изменениями пород луостаринской серии (4563—6842 м). После перерыва проявился второй пикрит-базальтовый этап вулканизма, который в свою очередь завершился зональным зеленосланцевым метаморфизмом пород никель-

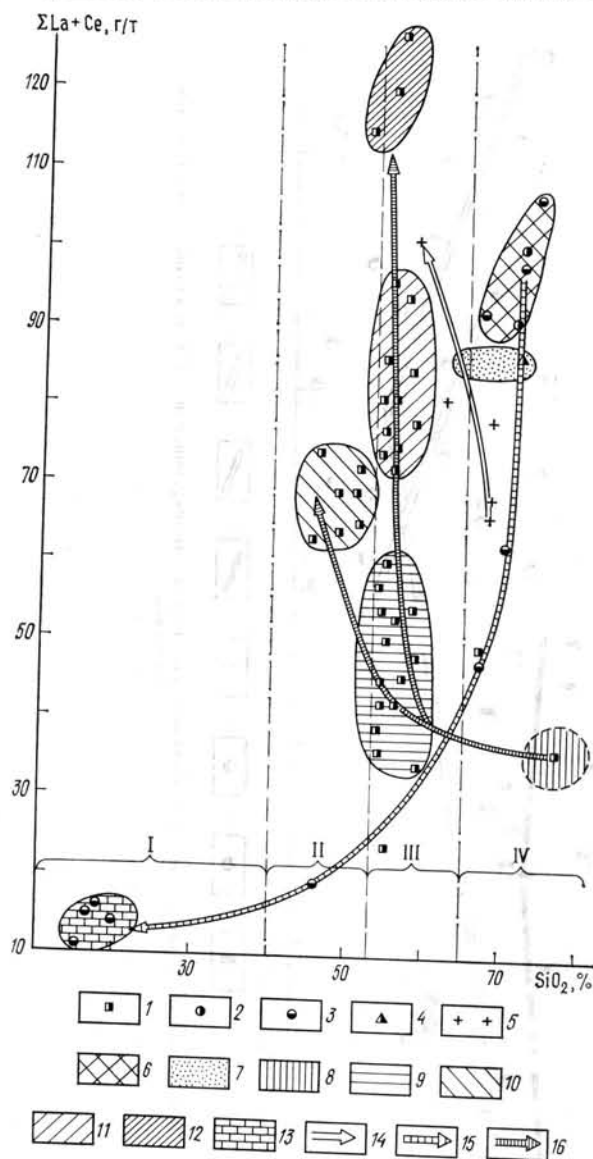


Рис. 1.33. Типы распределения редкоземельных элементов в метасадочных породах печенгского комплекса.

Свиты: 1 — ждановская; 2 — лучломпольская; 3 — кувернерийская; 4 — телевинская; 5 — гнейсы и плагиогнейсы кольского комплекса; 6—13 — поля метасадочных пород печенгского комплекса (6 — аркозовые метапесчаники, 7 — кварц-плагиоклазовые метапесчаники, 8 — плагиоклаз-кварцевые метапесчаники, 9 — метаалевролиты, 10 — метапелиты, 11 — метаалевролиты с примесью туфового материала, 12 — метатUFFы, 13 — песчаные доломиты и известняки); 14—16 — тренды редкоземельных элементов в породах кольского комплекса (14), лучломпольской и кувернерийской свит (15), ждановской свиты (16). I — песчаные доломиты; II — алевропелиты; III — алевропесчаники; IV — песчаники

ской серии (0—4563 м), затухающим на поверхности от периферии структуры к ее центру и снизу вверх по разрезу скв. СГ-3. С этим же этапом связан второй этап метаморфизма нижележащих пород луостаринской серии, вызванный локальным повышением температуры за счет перекрытия их мощными (около 2 км) покровами толентов и одновременным погружением в архейский фундамент. В соответствии с минералогической термо- и барометрией (см. «Зональность и возраст метаморфизма») условия второго этапа метаморфизма луостаринской серии соответствуют эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям ($T=500^{\circ}\text{C}$, $P=0,2\text{--}0,4$ ГПа). Повышение температуры в этой закрытой системе вызвало увеличение давления по принципу автоклавного

эффекта с выделением значительного (6—7 %) объема синметаморфогенного флюида, обогащенного Cl, I, Ba, Sr и K. Высокое флюидное давление при недостаточном геостатическом привело к возникновению в метаморфизируемых породах микрогидроразрывов и частичному растворению порообразующих минералов новообразованным синметамор-

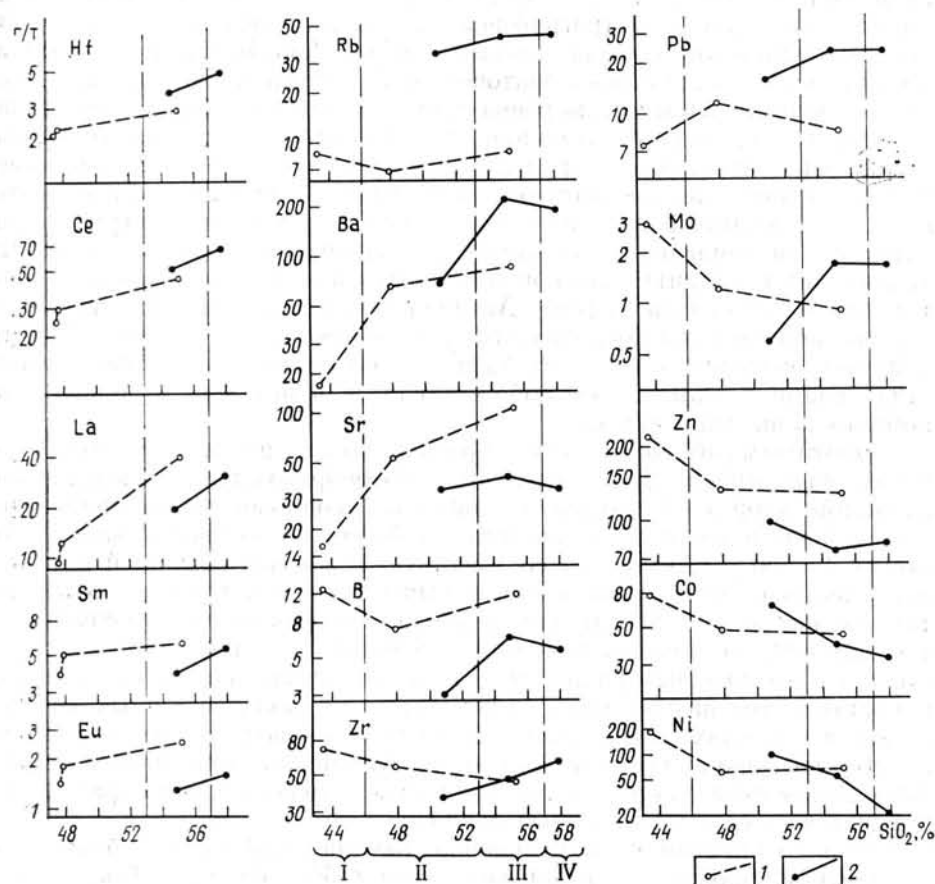


Рис. 1.34. Распределение элементов-примесей в главных типах метаэффузивных пород пикрит-базальтового (1) и андезит-базальтового (2) этапов вулканизма печенгского комплекса:

I — метапикрито-базальты; II — метабазальты; III — метаандезито-базальты; IV — метаандезиты

фогенным флюидом (см. «Гидрогеологический очерк»). Выделяющаяся при метаморфизме часть флюида могла, кроме того, перемещаться и за пределы развития пород луостаринской серии как вверх, так и вниз по разрезу, например, по зонам трещиноватости в архейском фундаменте, метаморфизованном первоначально в условиях гранулитовой фации. Воздействие этого флюида на породы архейского фундамента обусловило возможность проявления в них на значительную глубину ретроградных изменений, изофациальных второму этапу метаморфизма луостаринской серии.

Геохимическая зональность метаморфизма

Подробная характеристика вертикальной метаморфической зональности печенгского комплекса приведена ниже (см. «Зональность и возраст метаморфизма»). Наши наблюдения в целом согласуются с этими

данными. Ниже кратко рассмотрены тенденции изменения минерального и химического составов metabазитов, развитых в различных зонах прогрессивного метаморфизма по разрезу скв. СГ-3. Для этого был выбран узкий класс исходных пород — толеитовые базальты и их интрузивные аналоги — с ограничениями по SiO_2 от 46 до 51 % и по железистости от 60 до 73 %. Метабазиты из каждой зоны были предварительно изучены петрографически; схема изменения их количественно-минерального состава показана на рис. 1.35. В пренит-пумпеллиновой и, частично, эпидот-хлоритовой зонах сосуществуют два парагенезиса — реликтовый и метаморфический с последовательным уменьшением доли первого вплоть до полного разложения на глубине около 2 км. Реликтовый парагенезис представлен первично-магматическими минералами: субкальциевым авгитом, андезином (№ 41—46) и ильменитом. В составе метаморфогенного парагенезиса выделяются две группы минералов, являющихся продуктами замещения реликтовых пироксена (актинолит и хлорит), плагиоклаза (олигоклаз, альбит, пренит, клиноцоизит) и ильменита (сфен). Актинолит в обеих зонах сосуществует с резко подчиненной по количеству роговой обманкой. В нижней части эпидот-хлоритовой зоны в метабазитах появляются в заметных количествах кварц и кальцит, высвобождающиеся в результате полной деакортитизации плагиоклаза.

Биотит-амфиболовая зона характеризуется полным разложением реликтовых минералов и появлением новообразованного биотита. Содержание хлорита несколько сокращается, сопровождаясь уменьшением его железистости, а актинолита, наоборот, резко увеличивается, достигая 45—50 %. Актинолит сосуществует с роговой обманкой в пределах описываемой и расположенной выше эпидот-хлоритовой зоны, что, так же как и для ассоциации альбита с олигоклазом, определяется, по-видимому, не температурными изменениями, а разрывом смесимости в их изоморфных рядах. Это, а также отсутствие резких скачков в составах сосуществующих минералов и их количественных соотношений в пределах описанной части разреза, позволяют заключить, что метабазиты пикрит-базальтового этапа вулканизма (никельская серия) были метаморфизованы в условиях только зеленосланцевой фации, охватывая весь ее температурный диапазон.

Резко отличный состав минеральных парагенезисов наблюдается в основных породах луостаринской серии (4563—6835 м). Так, в роговообманково-олигоклазовой зоне исключительным развитием пользуются амфиболиты, состоящие из роговой обманки, олигоклаза (№ 20—27), эпидота, кварца и биотита. Здесь следует заметить, что исходные эквиваленты амфиболитов данной зоны имели несколько более кремнекислый и субщелочной состав. В роговообманково-андезиновой зоне в амфиболитах, соответствующих по составу нормальным базальтам, присутствует биотит в парагенезисе с железистой роговой обманкой и железистым эпидотом. Отличие этой зоны от предыдущей отчетливо фиксируется широким развитием новообразованного андезина (№ 35—40). Указанные парагенезисы свидетельствуют о том, что прогрессивный метаморфизм андезито-базальтового этапа вулканизма (луостаринская серия) проходил в условиях средне-, высокотемпературных зон эпидот-амфиболитовой фации. В низах разреза появляется метасоматический калиевый полевошпат. Наличие в отдельных зонах незначительных количеств хлорита и карбоната связано с регрессивной стадией метаморфизма.

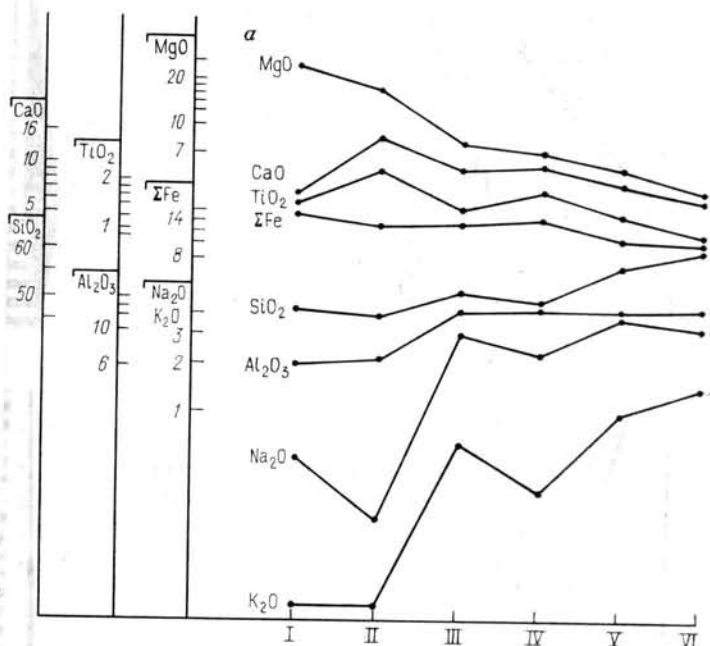
Повсеместное распространение в разрезе однородных по исходному составу metabазитов, близких к толеитовым базальтам, позволяет использовать эту группу пород для выявления закономерностей поведения петрогенных и малых элементов при прогрессивном метаморфизме и решения тем самым одной из кардинальных проблем современ-

ной петрологии, касающейся природы геохимического режима (изохимического или аллохимического) регионального метаморфизма.

Для оценки влияния флуктуаций первичного состава пород на распределение химических элементов при метаморфизме (метабазиты в верхних частях тесно ассоциируют с метапикрито-базальтами, а в ниж-

Рис. 1.36. Типы распределения петрогенных элементов в различных петрохимических типах метаэффузивных пород (а) и метабазальтах нормального ряда (б) при прогрессивном метаморфизме печенгского комплекса:

I — метапикриты;
II — метапикрито-базальты; III — оливковые метабазиты;
IV — метабазиты;
V — метаандезито-базальты; VI — метаандезиты



них с апоандезито-базальтовыми амфиболитами) предварительно были выявлены тренды петрогенных элементов и элементов-примесей в ряду различных по составу исходных пород от пикритов до андезитов. Затем, только для узкого петрохимического класса — толентовых метабазитов, был проведен анализ поведения этих же элементов в зависимости от степени метаморфизма (рис. 1.36).

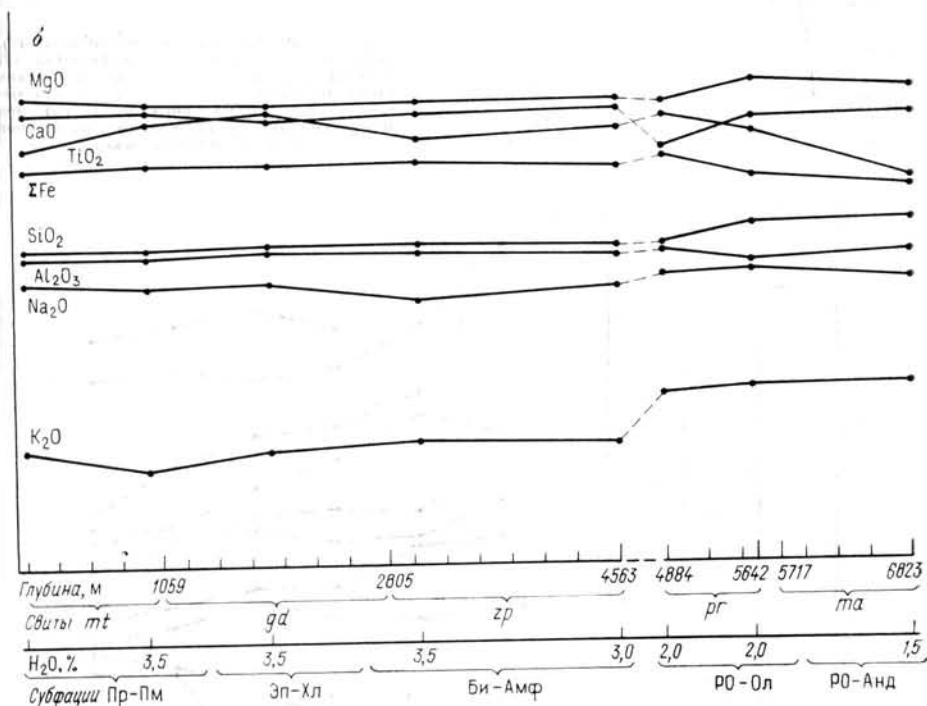
Выявленные тренды и статистическая оценка их значимости однозначно свидетельствуют в пользу изохимического режима поведения всех петрогенных элементов, включая K и Na. Как и следовало ожидать, существенное влияние метаморфизм оказывает лишь на содержание воды, которое резко увеличивается (от 2,4 до 6,8 %) в пренит-пумпеллиновой фации за счет замещения первично-магматических пироксена и плагиоклаза водосодержащими минералами, а затем в пределах зеленосланцевой фации постепенно уменьшается до 2,5 %; резкий скачок в содержании воды (от 2,5 до 1,5 %) отмечается на границе между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями (рис. 1.37).

Распределение элементов-примесей имеет гетерогенный характер. Анализ их трендов сверху вниз по разрезу скв. СГ-3 позволяет наметить три области изменений содержания для большинства элементов-примесей (рис. 1.38).

Первая область (1060—1800 м) совпадает с зоной полного разложения первично-магматических минералов и характеризует преимущественное уменьшение (вынос) содержаний Cr, Ni, Yb, B, Sn, Ga и Pb на фоне относительного накопления Ce и Ge.

Вторая область (4563—4884 м) фиксируется на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций; она совпадает с зоной контакта между вулканитами андезито-базальтового и пикрит-базальто-

вого этапов вулканизма и характеризуется резким изменением концентраций всех без исключения элементов-примесей в соответствующих метабазальтах. Аналогичные тенденции проявлены и для других петрохимических типов вулканитов печенгского комплекса (например, метаандезито-базальтов, см. рис. 1.34) и, таким образом, свидетельствуют о преимущественном влиянии на распределение химических элементов в данной части разреза скв. СГ-3 не метаморфизма, а геохимической специализации исходных магматических пород.



Третья область (5642—6823 м) перераспределения исходных концентраций элементов отмечается на границе роговообманково-олигоклазово- и роговообманково-андезиновой зон эпидот-амфиболитовой фации и отражает преимущественно влияние метаморфизма [57]. Следует также отметить, что высокие и аномально высокие концентрации Pb, Ba и В, отмеченные в метабазальтах нижней части маярвинской свиты, связаны с более поздним калиевым метасоматозом (калишпатизация).

Некоторые дополнительные данные об условиях метаморфизма печенгского комплекса получены в результате термобарогеохимического изучения изофациальных метаморфогенных и более поздних гидротермальных жил и прожилков (табл. 1.9).

В никельской серии (0—4568 м) сингенетичные включения прогрессивного этапа метаморфизма развиты по всему разрезу, постепенно меняя (сверху вниз) свой фазовый состав по следующей схеме: $Ж > Г$ (0—1500) $\rightarrow Ж > Г + К$ ($Ж \geq Г \geq К_{л+г}$ (1500—4000 м) $\rightarrow Г \geq Ж + К$ ($Г \geq К \geq Ж$) (4000—4563 м). Жидкая фаза включений (Ж) представляет собой солевой раствор с концентрацией около 30 %, в газовой фазе (Г) присутствует метан; углекислота отмечается лишь в связи с карбонатными породами; твердые фазы (К) представлены одним-тремя изотропными кристалликами, температура растворения которых на 30—40° выше температуры гомогенизации жидкой и газовой фаз. Гомогенизация сингенетичных включений в верхней части разреза происходит в жидкую, а в нижней — в газовую фазу, при этом концентрация

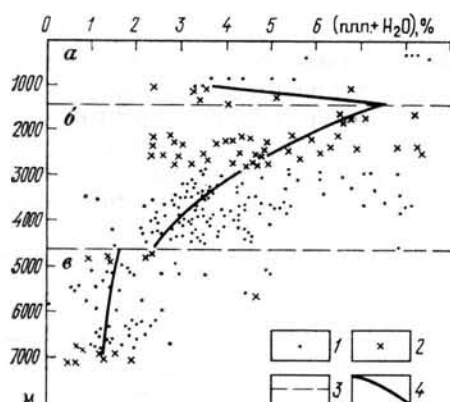
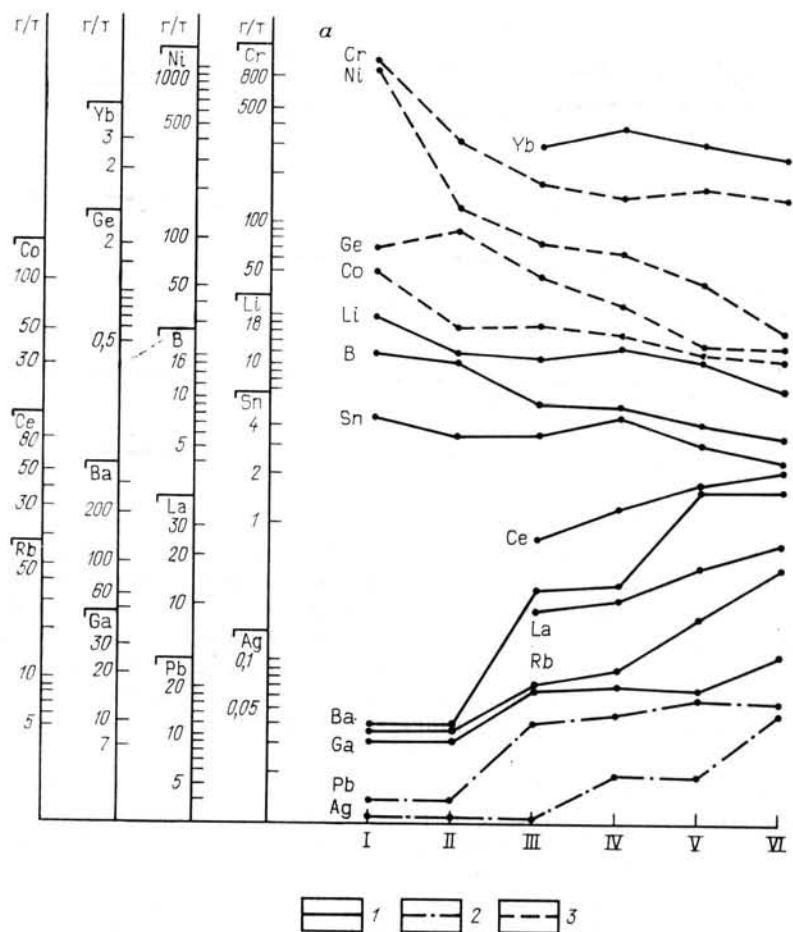


Рис. 1.37. Изменение содержания воды с глубиной при прогрессивном метаморфизме в породах печенгского комплекса:

1 — метавулканогенные породы; 2 — метасифтогенно-осадочные породы; 3 — границы фаций (а — пренит-пумпеллиитовая; б — зеленосланцевая; в — эпидот-амфиболитовая); 4 — тренд изменения среднего содержания воды

Рис. 1.38. Распределение литофильных (1), халькофильных (2) и сидерофильных (3) элементов в различных петрохимических типах метазеффузивных пород (а) и в метабазальтах нормального ряда (б) при прогрессивном метаморфизме отложений печенгского комплекса.

Условные обозначения см. рис. 1.36

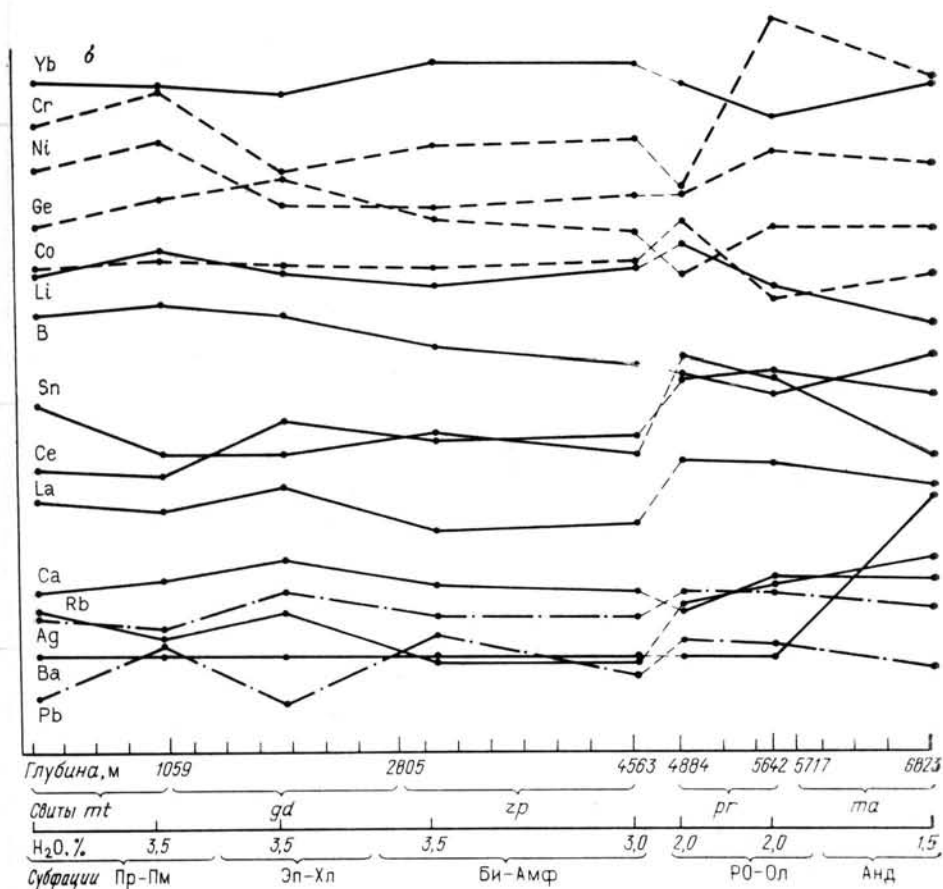


солевого раствора и температура гомогенизации включений сверху вниз по разрезу увеличиваются. Так, пренит-пумпеллиитовая субфация (0—1400 м) формировалась под влиянием водно-солевых растворов с концентрацией менее 30 % и $T=190-340$ °C¹. Температурный градиент образования субфации превышал 100° на 1 км.

¹ Температурные интервалы фаций рассчитаны исходя из конкретных температур гомогенизации и характера изменения температурного градиента главной ступени регионального метаморфизма.

Эпидот-хлоритовая субфация (1400—2600 м) формировалась при участии также водно-солевых растворов с концентрацией $\geq 30\%$ и росте температуры вниз по разрезу от 340 до 455 °С. Температурный градиент субфации изменялся в пределах 100—80° на 1 км. Бiotит-актинолитовая субфация (2600—4563 м) формировалась под воздействием растворов с неоднородным агрегатным состоянием и солевой концентрацией более 30 % при $T=455-510$ °С у верхней границы субфации и при воздействии газообразных растворов с солевой концентрацией (значительно выше 30 %) при $T \geq 500-560$ °С — у нижней границы. Температурный градиент в верхней части интервала составлял 70, в нижней — 60° на 1 км.

Термобарометрические данные кроме того показывают, что температурная зависимость регионального метаморфизма вблизи интрузивных тел габбро-диабазов и гипербазитов не нарушена, что свидетельствует о значительно более раннем их внедрении по отношению к главной ступени метаморфизма. Что же касается оценки давлений флюид-



ной фазы при метаморфизме, то в интервале 3200—3300 м они не превышали литостатические (0,1—0,12 ГПа).

В разрезе луостаринской серии (4563—6842 м) прожилки, синхронные этапу прогрессивного метаморфизма (амфибол-кварцевые в метаэффузивных породах и кварц-серицитовые — в метаосадочных), имеют ограниченное распространение и небольшие размеры. Включения растворов в них представлены интерстиционными микрополостями, нор-

ФИЗИЧЕСКИЕ СОСТОЯНИЯ И СОСТАВЫ МЕТАМОРФОГЕННЫХ РАСТВОРОВ

Прогрессивная линия, главная ступень			Локальный диафторез, ранняя стадия	
Глубина, м	Субфации	Метаморфогенные породы, изофациальные складчатые прожилки (I)	Соскладчатые диафторические прожилки (II)	
		Автогенные	Автогенные	
0				
1000	Пренит-пумпеллитовая 1400 ~ 340—190°	Газообразные Жидкие Водно-солевые концентрация солей $\leftarrow \sim 30\% \rightarrow$	$T_r 190^\circ$	Темп. град. $\sim 120^\circ/\text{км}$
2000	Эпидот-хлоритовая 2600 ~ 450—340°		$T_r 300^\circ$	$T_r 260^\circ$
3000	Биотит-актинолитовая 4563 ~ 560—455°		Темп. град. $\sim 100^\circ/\text{км}$	Темп. град. $\sim 80^\circ/\text{км}$
4000	Бiotит-актинолитовая 4563 ~ 560—455°		$T_r 415^\circ$	$T_r 395^\circ$
5000	Роговообманково-олигоклазовая Роговообманково-андезиновая 6835 ~ 685—560°		Темп. град. $\sim 70^\circ/\text{км}$	Темп. град. $\sim 55^\circ/\text{км}$
6000			$T_r 510^\circ$	$T_r 460^\circ$
7000			Темп. град. $\sim 60^\circ/\text{км}$	
			$T_r 555^\circ$	

ТАБЛИЦА 1.9

НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА

Регрессивная линия		Локальный диафорез, поздняя стадия	Зоны катаклаза	Включения растворов в позднейших трещинах зазачивания
Стадия высокобарных высокотемпературных процессов				
Зоны грануляции: кварцевые (III), микроклино-кварцевые жилы (III')		Поздние диафорезические прожилки (IV, V')		
Аллогенные		Автогенные	Аллогенные	
Водные	$T_r 400^\circ$		$\uparrow$ 30% $\downarrow$	$T_r 205-30^\circ$
				$T_r 135-100^\circ$
				$T_r 175-125^\circ$
Углекислые	$P_{CO_2} \sim 3,7 \cdot 10^8 \text{ Па}$		$T_r 280^\circ$	
	$T_r 310^\circ$	Водно-солевые	Водно-солевые $\uparrow$ 30% $\downarrow$	$T_r 215-100^\circ$
	$P_{CO_2+H_2O} \sim 2,2 \cdot 10^8 \text{ Па}$		$T_r 280^\circ$	
	$P_{CO_2} \sim 5,2 \cdot 10^8 \text{ Па}$		$\uparrow$ 30% концентрация солей (NaCl) $\downarrow$	$T_r 215-120^\circ$
Углекислые	$P_{CO_2} \sim 5,5 \cdot 10^8 \text{ Па}$			
	$P_{CO_2+H_2O} \sim 2,9 \cdot 10^8 \text{ Па}$	$T_r 340^\circ$		$T_r 180-105^\circ$
		$T_r 370^\circ$	$T_r 310^\circ$	

мальные сингенетичные включения не установлены и поэтому P - T параметры метаморфизма этой части разреза пока не могут быть экспериментально оценены, однако экстраполируя тренд палеотемпературного градиента в разрезе вышележащей никельской серии, температуру образования роговообманково-олигоклазового парагенезиса можно оценить в 610—650 °C, а роговообманково-андезиновое — в 610—685 °C.

В жильных минералах этапа регрессивного метаморфизма включения имеют следующий фазовый состав: $Ж \geq K > Г$, реже $K \geq Ж > Г$ — в случае переполнения их минералами — узниками (галит, карбонат) и спутниками (хлорит?) и гомогенизируются при $T = 260—460$ °C. Значения палеотемпературного градиента оцениваются в 50—60 °C на 1 км. Процесс происходил при участии жидких растворов с очень высокой солевой концентрацией при $T = 260—460$ °C. Газовая фаза содержит небольшое количество метана.

Биотитизация, окварцевание и микроклинизация пород нижней части разреза печенгского комплекса с образованием микроклин-кварцевых прожилков и зон грануляции в кварце изофациальных с ними жил связаны с метасоматическими растворами, резко отличными по составу (существенно углекислые) и плотности (высокоплотные) от таковых главной ступени регионального метаморфизма.

Давление флюидной фазы ($P_{со}$) в зонах грануляции достигало 0,37—0,55 ГПа (гл. 4150—6050 м). Кроме того, наблюдаемые здесь же разновозрастные одно- и двухфазовые включения уплотненных углекислых и углекисловодных растворов свидетельствуют о длительном существовании повышенного давления.

Хлоритизация, карбонатизация пород и сосуществующих с ними прожилков связаны с диафорезом и происходили при воздействии существенно хлоридно-натриевых растворов, концентрация которых также увеличивалась вниз по разрезу. Образование эпидот-кварц-сульфидных жилкок оценивается в 340—370 °C (6800 м), а более поздних эпидот-карбонатных и карбонатных — 200—315 °C (1500—7200 м).

Проработка всех жильных образований печенгского комплекса битумными и водородно-углеводородными (CH_4 , C_2H_6 , C_2H_4 , C_3H_8 , C_4H_{10}) существенно метановыми (отношение CH_4 к сумме прочих углеводородов = 1 : 0,2—1 : 0,02) растворами связана с наиболее поздними разрывными нарушениями.

АРХЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Основной объем разреза пород архейского комплекса составляют плагиогнейсы и мигматиты по ним (66 %), амфиболиты и амфиболовые сланцы (30 %) и гранитоиды (4 %).

Плагиогнейсы и мигматиты. Петрографическое разграничение пород осуществлялось с помощью оригинальных диаграмм (рис. I.39), отражающих количественные соотношения между кварцем, полевыми шпатами и слюдами (для пород бедных CaO) или кварцем, полевыми шпатами и минералами групп амфиболов и пироксенов (для пород богатых CaO). Оба треугольника разграничены на поля, соответствующие главным группам метаморфических пород (1—5). Плагиогнейсы и гнейсы в свою очередь подразделены по количественно-минеральным соотношениям на типы, наименования которых приведены в табл. I.10.

Характерной особенностью мезо- и меланократовых плагиогнейсов является присутствие в них андалузита, ставролита, силлиманита, граната и кианита, общее количество которых редко превышает 8 %. Для этих пород устанавливается сходный в целом видовой состав аксессуар-

ных минералов, при этом при переходе от меланократовых плагиогнейсов к мезократовым обнаруживается уменьшение содержания пирита (г/т) от 55 до 49, пирротина от 1410 до 1078, халькопирита от 24 до 7, циркона от 18 до 17, монацита от 50 до 20 и, наоборот, увеличение альменита +сфен от 155 до 284 и ортита от 4 до 8, что свидетельству-

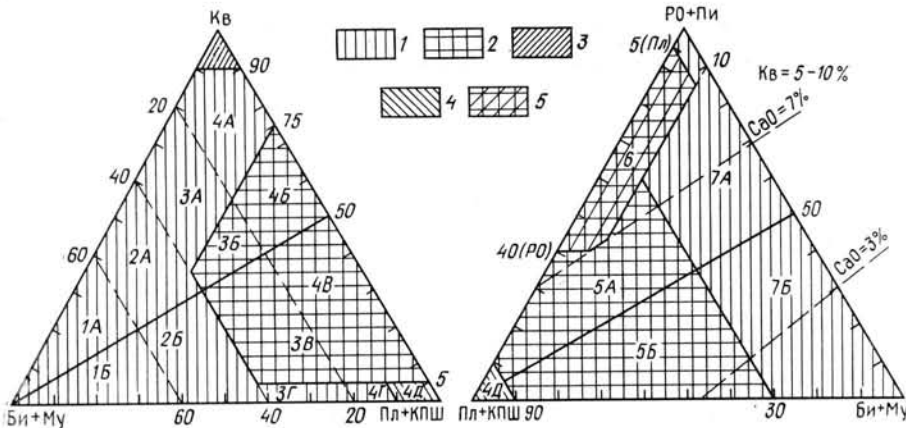


Рис. 1.39. Минералогическая классификация метаморфических пород кольского комплекса.

Группы пород: 1 — сланцы; 2 — гнейсы и плагиогнейсы; 3 — кварциты; 4 — полевошпатовые породы; 5 — амфиболиты. Типы пород: 1А, 1Б — анхислюдистые сланцы (1А — ПШ—Кв; 1Б — Кв—ПШ); 2А, 2Б — меланократовые слюдистые сланцы (2А — ПШ—Кв; 2Б — Кв—ПШ); 3А, 3Б — мезократовые слюдистые сланцы (3А — ПШ—Кв; 3Б — ПШ); 3В, 3Г — мезократовые гнейсы и плагиогнейсы (3В — ПШ—Кв; 3Г — Кв—ПШ); 4А, 4Б — лейкокротовые сланцы (4А — ПШ—Кв, 4Б — ПШ); 4В, 4Г — лейкокротовые гнейсы и плагиогнейсы (4В — ПШ—Кв; 4Г — Кв—ПШ); 4Д — полевошпатовые породы (плагноклазиты); 5А — слюисто-амфиболовые (пироксеновые) гнейсы и плагиогнейсы; 5Б — амфибол (пироксен)-слюдистые гнейсы и плагиогнейсы; 6 — амфиболиты; 7А, 7Б — амфиболовые сланцы, горнблендиты, пироксениты (7А — слюисто-амфиболовые (пироксеновые) сланцы; 7Б — амфибол (пироксен)-слюдистые сланцы).

ет об их генетическом родстве. На это же указывает и идентичность изотопного состава серы сульфидов. В мезократовых плагиогнейсах $\delta^{34}\text{S}$ пирита составляет +4,88, а пирротина +3,41 %. Близкие изотопные соотношения характерны и для лейкокротовых биотитовых плагиогнейсов для пирита (+3,38 и для пирротина 4,78 %). Незначительное «облегчение» серы устанавливается в лейкокротовых биотитовых гнейсах ($\delta^{34}\text{S}$ пирита +1,69 %, а пирротина +0,52 %).

По данным кристалломорфологического анализа акцессорного циркона в лейкокротовых биотитовых плагиогнейсах и мезократовых плагиогнейсах с высокоглинозёмистыми минералами (ВГМ) отмечается резкое преобладание обломочных зерен (41—83 %) над идиоморфными кристаллами. Представлены они однородными мелкими ($0,09 \times 0,03$ мм) зернами гиацитного типа с примерно одинаковым соотношением прозрачных и непрозрачных разновидностей (рис. 1.40). Это, а также отчетливо унимодальное распределение удлинений кристаллов циркона ясно свидетельствуют о наличии в исходных породах плагиогнейсов эффузивного материала, тогда как наличие регенерированных обломочных зерен указывает на то, что эти эффузивы (по крайней мере часть из них) в дометаморфический этап были подвергнуты выветриванию и частичному переотложению.

Неизменные разновидности плагиогнейсов (палеосома) встречаются в разрезе скв. СГ-3 довольно редко; обычно они в разной степени перекристаллизованы (неосома) вплоть до образования характерных мигматитовых текстур. Последние представлены закономерным чередованием меланосом и лейкосом в следующих пропорциях: 1:1 — в меланократовых плагиогнейсах; 1:2,3 — в мезократовых плагиогнейсах и 1:4,5 — в лейкокротовых биотитовых плагиогнейсах. Минеральный состав меланосом соответствует составу ассоциирующих с ними

палеосом; отличие состоит в более высоком содержании слюд (60—80 % в мезо- и меланократовых разновидностях). Мощность лейкосом изменяется от первых миллиметров до 10 см. Они состоят из плагиоклаза, кварца, биотита и микроклина (до 10 %) — плагиоклазовых миг-

ТАБЛИЦА 1.10

**НОМЕНКЛАТУРА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД
АРХЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА ИЗ РАЗРЕЗА СКВ. СГ-3**

Группа	Подгруппа	Тип	№ поля условное обозначение породы на рис. 1.40
Плагиогнейсы и гнейсы	Двуслюдяные сланцы и плагиогнейсы с ВГМ: гранатом, ставролитом, андалузитом, силлиманитом (ВГМ)	Двуслюдяные сланцы и меланократовые плагиогнейсы с ВГМ	1А, Б+2 А, Б
		Мезократовые плагиогнейсы с ВГМ	3Б, В
		Лейкократовые плагиогнейсы с ВГМ	4В, В
	Биотитовые плагиогнейсы и гнейсы	Лейкократовые биотитовые плагиогнейсы (Кв<10 % и Кв>10 %)	4В
		Лейкократовые биотитовые гнейсы	4В
	Эпидот-биотитовые плагиогнейсы	Лейкократовые эпидот-биотитовые плагиогнейсы	4В
		Мезократовые эпидот-биотитовые плагиогнейсы	3В
Роговообманково-биотитовые сланцы и плагиогнейсы	Роговообманково-биотитовые сланцы	7Б	
	Роговообманково-биотитовые плагиогнейсы	5Б	
Амфиболиты и амфиболовые сланцы	Амфиболиты	Fe-Mg-амфиболиты Fe-амфиболиты Al-Mg-амфиболиты Si-амфиболиты	6 — биотитизированные разновидности
	Габбро-амфиболиты	Порфиروبластические Fe-амфиболиты	6
	Амфиболовые сланцы	Актинолитовые сланцы Тальк-актинолитовые сланцы	7 А, Б — биотитизированные разновидности
Гранитоиды	Плагиограниты	Плагиограниты	—
		Плагиопегматоиды	—
	Граниты	Граниты	—
		Гранитные пегматоиды	—
		Гранодиориты	—
Субщелочные граниты	Порфиرويدные граниты	—	

матитов. В лейкосомах лейкократовых биотитовых плагиогнейсов и, особенно, гнейсов встречается микроклин, содержание которого колеблется соответственно от 10 до 30 % — микроклин-плагиоклазовые мигматиты.

Обычно согласное залегание плагиоклазовых мигматитов, а также равновесность биотита в их меланосоме с гранатом, ставролитом и другими минералами, типичными и для парагенезисов палеосомы, ука-

зывают на синметаморфогенное образование плагиоклазовых мигматитов путем дифференциации исходного материала на лейко- и меланосому.

На диаграмме альбит-кварц-ортоклаз (рис. 1.41) лейкосомы плагиоклазовых мигматитов перекрываются с полями природных плагио-

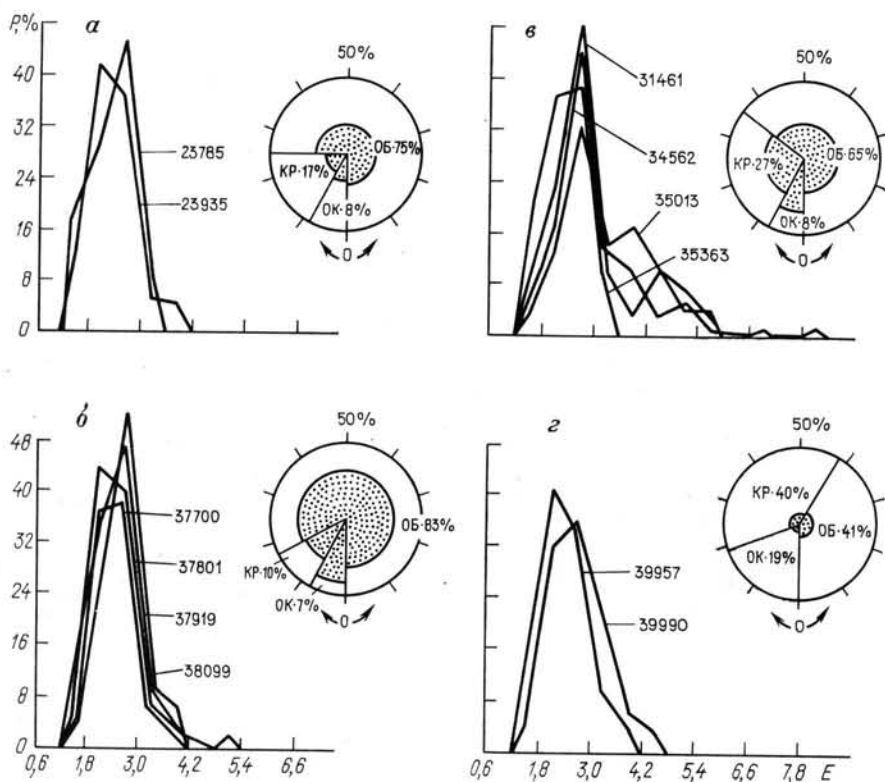


Рис. 1.40. Гистограмма удлинений (E) и циклограммы распределения идиоморфных (кр), окатанных (ок) и обломочных (об) зерен акцессорного циркона в плагиогнейсах архейского комплекса. Двуслюдяные сланцы и плагиогнейсы с ВГМ: а — I толща; б — III толща. Лейкократовые биотитовые гнейсы: в — II толща; г — IV толща. Точками показана доля непрозрачных цирконов; P, % — частота встречаемости

гранитов, температура плавления которых не ниже 690°C при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ ГПа (кварц-альбитовая эвтектика). Однако парагенезисы меланосом этих мигматитов и ассоциирующих с ними палеосом (Пл+Кв+Би+Анд+Ств±Му±Гр±Сл) соответствуют температуре не более $550\text{--}650^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует о невозможности возникновения мигматитов путем плавления. Лейкосомы микроклин-плагиоклазовых мигматитов образуют поле вблизи котектических линий области магматогенных гранитоидных пород. Близость условий метаморфизма описываемого комплекса и P - T параметров начала анатексиса [19] указывают на вероятное образование этих лейкосом путем, по крайней мере, частичного плавления лейкократовых биотитовых гнейсов.

Средние химические составы неизменных гнейсов архейского комплекса приведены в табл. 1.11. Они показывают, что при переходе от лейкократовых биотитовых плагиогнейсов к лейкократовым, мезократовым и меланократовым плагиогнейсам с ВГМ постепенно увеличивается содержание окислов ΣFe (от 2,27 до 6,94 %), K_2O (от 1,48 до 3,67 %) и MgO (от 0,58 до 3,66 %) и уменьшается количество Na_2O (от 7,76 до 3,08 %), CaO (от 2,42 до 1,74 %) и Al_2O_3 (от 20,17 до 16,40 %). Аналогичные закономерности характерны для элементов-при-

месей (см. табл. I.11), имеющих геохимическое сродство с указанными петрогенными элементами: увеличение в 3,5—7 раз количество Rb, Li, Cr, V, Co, Sc, Zr и уменьшение в 1,4—2,6 раз содержания Sr, B и отчасти Ba. Выявленные тенденции определяются ростом содержания биотита на фоне уменьшения количества плагиоклаза в породах рассматриваемого ряда.

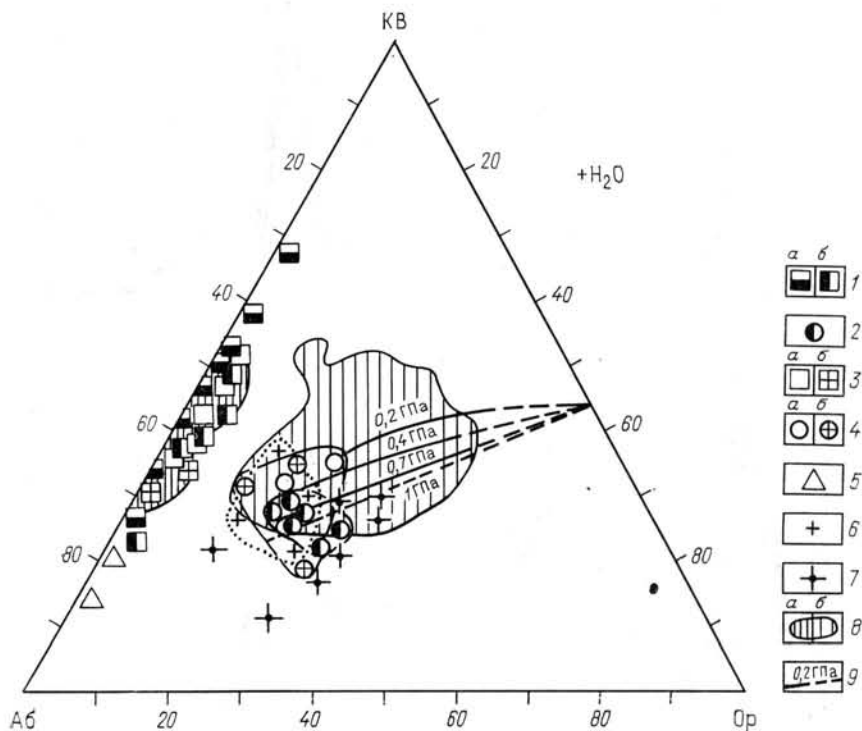


Рис. I.41. Модальные составы мигматитов и гранитоидов архейского комплекса на диаграмме альбит—кварц—ортоклаз [19]:

1 — лейкосомы плагиоклазовых мигматитов из двуслюдяных плагиогнейсов и сланцев с ВГМ (а) и лейкократовых биотитовых и эпидот-биотитовых плагиогнейсов (б); 2 — лейкосомы микроклин-плагиоклазовых мигматитов; 3—5 — архейский комплекс гранитоидов: 3а — плагиограниты, 3б — плагиопегматоиды; 4а — граниты, 4б — гранитные пегматоиды; 5 — гранодиориты; 6 — позднескладчатые граниты; 7 — порфириновые граниты и пегматиты; 8 — поле составов плагиогранитов, гранодиоритов (а) и гранитов (б); 9 — проекции котектических линий в системе кварц—альбит—ортоклаз—вода при $P_{H_2O} = 0,2; 0,4; 0,7$ ГПа [19]

Таким образом, наличие единой геохимической тенденции, связывающей породы толщ лейкократовых биотитовых плагиогнейсов в один ряд с переслаивающимися с ними в разрезе толщами мезо-меланократовых плагиогнейсов с ВГМ указывает на генетическую близость исходных пород.

Прослеживание мезо- и меланократовых плагиогнейсов на глубину (рис. I.42, а) показывает, что распределение Zr, Pb, V и других элементов в них характеризуется минимальными вариациями средних значений по каждому слою относительно среднего для всего разреза. При этом ряд элементов (Ba, Sr, Sc) обнаруживает широкий диапазон колебаний средних значений, обусловленный преимущественным изменением количества плагиоклаза.

Лейкократовые биотитовые гнейсы, лейко- и мезократовые эпидот-биотитовые и роговообманково-биотитовые плагиогнейсы, как уже отмечалось выше, образуют разрозненные слои в толщах лейкократовых биотитовых плагиогнейсов. Их геохимические особенности также четко определяются вариациями минерального состава. Так, по сравнению с

вещающими биотитовыми плагиогнейсами, лейкократовые биотитовые гнейсы (микроклина более 5 %) при общем сходстве химического состава с последними отличаются высокими средними содержаниями K_2O (2,8 %) и, соответственно, Rb (95 г/т) Ba (559 г/т) и Pb (31 г/т). Существенные отличия устанавливаются для эпидот-биотитовых плагиогнейсов и, особенно, роговообманково-биотитовых плагиогнейсов и сланцев, для которых, в отличие от лейкократовых биотитовых плагиогнейсов, характерны более высокие средние содержания CaO (4,0—4,5 %, соответственно), MgO (1,8—8,0 %), Fe_2O_3 (4,3—8,7 %), K (1,6—4,5 %) и геохимически связанных с ними Li, Rb, F, V, Zn, Cr и Ni (см. табл. I.11). Перечисленные ассоциации элементов характерны для пород основного состава и могут, по-видимому, указывать на наличие в исходных аналогах примеси туфогенного материала.

По характеру распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) лейкократовые биотитовые плагиогнейсы и гнейсы близки тоналитовым сериям раннего архея, а ассоциирующие с ними мезо- и меланократовые плагиогнейсы с ВГМ последовательно смещены в область составов осадочных пород — псаммиты → пелиты (см. рис. I.81). Это, а также повышенные значения первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7073 — в лейкократовых биотитовых плагиогнейсах и 0,7248 — в лейкократовых плагиогнейсах с ВГМ) (см. табл. I.17) позволяют рассматривать преобладающие в разрезе скв. СГ-3 лейкократовые биотитовые плагиогнейсы и гнейсы как продукты кристаллизации тоналитовой магмы, а остальную их часть и все мезо- и меланократовые плагиогнейсы с ВГМ как продукты дезинтеграции и переотложения вулcano-плутонических образований более древнего фундамента.

Геохимическое изучение мигматитов проводилось по схеме: палеосом → неосом → мигматит (лейкосом + меланосом). Средние составы палеосом и ассоциирующих с ними неосом и мигматитов, как правило, характеризуются близкими значениями всех петрогенных элементов, свидетельствуя в целом об изохимическом режиме процесса образования мигматитов (рис. I.42, б). Более точные соотношения петрогенных элементов при мигматизации дает сравнение средних составов палеосом с конечными продуктами их метаморфической дифференциации: лейкосомами и меланосомами. В частности, средние составы палеосом различных типов пород плагиогнейсовой серии на петрохимической диаграмме (рис. I.43) образуют единый тренд последовательного нарастания SiO_2 и величины Na/K от меланократовых плагиогнейсов с ВГМ до лейкократовых биотитовых плагиогнейсов. Фигуративные точки лейкосом и меланосом располагаются по обе стороны от палеосом параллельно указанному тренду, подтверждая в общем комплементарность их составов относительно исходной палеосомы. Однако расчет состава мигматита на основе реальных лейко- и меланосом, взятых в природных пропорциях (для а — 46:54, для б — 67:33, см. рис. I.43), и сравнение его с исходной палеосомой выявляют незначительный дефицит K_2O и соответствующий избыток Na_2O . Таким образом, можно заключить, что процесс мигматизации плагиогнейсов приводил к частичному выносу из них калия и обогащению натрием и кремнием.

Более контрастно эта закономерность подчеркивается характером распределения элементов-примесей типоморфных для слюд. Так, при сравнении мигматитов с их исходными палеосомами отчетливо наблюдается вынос Li, Rb, F, V и отчасти Cr. Сильнее эта тенденция проявлена при мигматизации лейкократовых биотитовых плагиогнейсов и мезократовых плагиогнейсов с ВГМ для которых отмечается максимальное (в 4 раза) уменьшение концентраций указанных элементов, сопровождаемое незначительным (в 1,4 раза) ростом В и Рв. Сходную тенденцию выноса обнаруживает и вся группа РЗЭ (рис. I.44, в, г).

СРЕДНИЕ СОСТАВЫ ПОРОД АРХЕЙСКОГО КОМП

Компоненты	Плагинейсы и гнейсы									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	62,01	63,99	69,02	64,22	70,48	70,93	65,05	62,28	64,36	51,25
TiO ₂	0,68	0,68	0,46	0,26	0,34	0,27	0,50	0,59	0,49	0,37
Al ₂ O ₃	16,40	16,33	15,23	20,17	15,68	15,35	16,22	17,56	16,91	18,09
Fe ₂ O ₃	1,23	0,87	0,47	0,48	0,51	0,55	1,14	0,57	1,02	1,82
FeO	5,71	5,55	4,14	1,79	2,18	1,59	3,19	4,54	3,47	6,90
MnO	0,07	0,07	0,05	0,02	0,03	0,04	0,03	0,05	0,05	0,11
MgO	3,47	2,88	1,79	0,58	0,88	0,65	1,85	1,94	1,84	8,04
CaO	1,74	1,99	2,07	2,42	2,09	1,68	4,22	4,00	4,57	4,23
Na ₂ O	3,08	3,31	3,58	7,76	5,54	5,32	4,00	4,96	4,61	3,47
K ₂ O	3,67	2,76	1,64	1,48	1,48	2,80	1,62	2,14	1,35	4,48
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,08	0,08	0,11	0,07	0,13	0,13	0,12	0,08
CO ₂	0,20	0,15	0,16	0,16	0,16	0,39	0,17	0,16	0,16	0,17
H ₂ O ⁻	0,13	0,12	0,07	0,05	0,11	0,17	0,13	0,17	0,13	0,16
H ₂ O ⁺	0,90	0,67	—	0,07	0,26	0,30	0,28	0,19	0,16	0,48
п. п. п.	1,48	1,03	1,13	0,65	0,56	0,32	0,90	0,77	0,74	1,57
S	0,24	0,11	0,29	0,09	0,13	0,75	0,07	0,08	0,07	0,07
Li	51,1	44,6	21,8	9,8	15,7	17,9	57,0	33,2	29,0	30,1
Rb	185,7	131,6	82,2	34,0	54,4	95,2	126,5	123,4	77,6	122,5
Cs	6,9	7,1	2,6	1,1	1,8	1,0	1,9	3,9	—	4,5
Sr	85,0	110,4	158,9	186,0	218,2	212,0	208,5	258,8	233,5	249,4
Ba	534,3	293,3	230,0	400,7	403,9	558,9	232,0	421,0	395,3	303,1
B	6,0	6,4	7,7	8,2	8,1	8,3	6,2	6,3	6,9	5,6
Sc	16,8	14,1	8,8	2,2	2,6	3,2	13,9	11,3	11,6	15,8
Ga	32,1	23,8	20,6	29,3	29,0	29,9	30,2	33,9	27,1	20,6
La	26,0	24,0	25,0	25,0	26,0	25,0	14,0	17,0	—	25,0
Ce	54,0	47,0	51,0	44,0	46,0	44,0	26,0	28,0	—	25,0
Nd	13,0	17,0	—	14,0	19,0	13,0	13,0	13,0	—	17,0
Sm	4,0	3,5	3,4	2,1	2,1	2,3	2,8	2,8	—	3,4
Eu	1,2	1,2	1,0	0,81	0,78	0,72	1,1	1,2	—	1,3
Tb	0,67	0,59	0,62	0,22	0,26	0,19	0,49	0,39	—	0,90
Yb	1,8	1,8	1,9	0,38	0,40	0,21	1,7	1,1	—	2,7
Lu	0,25	0,27	0,29	0,06	0,06	0,05	0,30	0,22	—	0,34
Th	7,1	5,8	5,6	8,4	9,1	8,4	0,70	1,2	—	1,8
U	6,0	5,0	8,0	3,7	4,7	2,1	1,5	2,0	—	2,6
Ge	0,50	0,51	0,50	0,50	0,50	0,50	0,52	0,53	0,50	0,69
Zr	71,4	74,7	72,2	98,7	104,5	69,1	57,0	60,0	42,9	39,4
Sn	3,8	3,0	3,0	2,6	2,9	3,2	4,2	3,8	3,5	3,3
Hf	4,2	4,1	4,1	3,7	3,6	3,1	4,6	4,3	—	4,1
Nb	3,2	7,6	5,2	2,1	2,9	2,5	4,7	2,5	2,4	3,2
Ta	0,66	0,54	0,52	0,19	0,24	0,12	0,33	0,39	—	0,45
F	1152,8	872,5	244,4	197,3	172,9	169,2	683,5	509,4	312,1	931,9
Cu	40,4	89,4	50,9	25,3	15,7	17,3	83,4	26,7	29,2	48,3
Zn	145,7	89,6	52,2	35,7	43,1	44,5	71,1	115,3	95,0	90,3
Ag	0,03	0,08	0,05	0,03	0,05	0,06	0,11	0,05	0,04	0,07
Pb	21,8	31,6	17,9	20,7	21,7	31,0	20,9	20,2	25,1	21,4
Mo	1,1	1,6	1,3	0,77	0,81	0,80	1,5	0,98	0,80	1,0
V	112,8	115,5	76,9	31,0	32,8	33,7	139,2	130,4	88,9	156,4
Cr	216,7	150,7	99,3	37,7	31,6	43,1	95,4	44,0	97,1	160,9
Co	25,7	20,8	14,0	3,8	4,6	5,3	19,6	15,1	17,6	26,4
Ni	112,3	67,1	44,2	15,1	9,5	9,9	42,8	29,6	72,3	107,2
Число проб	23	60	11	15	130	91	20	32	17	16

1—3—двуслюдяные плагинейсы с ВГМ (1—меланократовые, 2—мезократовые, 3—лейкократовые); 4—5—лейкократовые биотит-плагинейсы (4—содержание кварца менее 10%, 5—более 10%); 6—лейкократовые биотитовые гнейсы; 7—8—эпидот-биотитовые плагинейсы (7—лейкократовые, 8—мезократовые); 9—10—рогообманково-биотитовые плагинейсы (9—мезократовые, 10—меланократовые); 11—Fe-Mg-амфиболиты; 12—Fe-амфиболиты;

ТАБЛИЦА 1.11

ЛЕКСА ИЗ РАЗРЕЗА СКВ. СГ-3 (6842—11662 М)

Амфиболиты и амфиболовые сланцы							Гранитоиды			
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
48,15	50,01	49,60	54,48	51,72	52,73	58,01	72,11	72,32	72,83	72,19
2,23	1,40	1,64	0,80	0,41	0,19	0,07	0,20	0,11	0,15	0,27
10,86	14,20	13,64	14,28	17,57	7,18	2,12	14,78	15,31	14,62	14,24
3,50	3,10	3,70	2,37	2,20	2,90	1,60	0,79	0,28	0,15	0,73
11,33	10,31	10,09	7,83	6,92	6,78	5,56	2,32	1,62	2,14	1,59
0,22	0,22	0,22	0,16	0,15	0,23	0,16	0,04	0,09	0,03	0,12
9,60	6,00	6,15	5,89	7,95	12,21	24,85	0,63	0,33	0,33	0,50
9,85	9,95	10,04	8,76	9,31	14,26	3,49	2,79	1,25	1,02	1,07
1,89	2,31	2,33	2,50	2,02	0,54	0,25	5,28	4,29	4,63	3,30
0,68	0,63	0,64	0,89	0,51	0,43	0,08	1,30	3,50	3,63	5,40
0,19	0,12	0,14	0,11	0,03	—	0,06	0,04	0,05	0,09	0,07
0,14	0,20	0,17	0,26	0,15	—	0,16	0,16	—	0,26	0,22
—	0,08	0,09	0,12	0,04	—	0,03	—	—	0,14	0,16
—	0,17	0,28	0,35	0,78	0,98	2,08	—	—	0,46	0,30
1,53	1,32	1,14	1,47	1,20	1,52	1,58	0,07	0,03	0,61	0,29
0,22	0,11	0,11	0,08	0,06	—	0,07	—	—	0,05	0,10
17,7	13,8	14,4	15,3	12,6	5,8	3,5	8,4	5,0	21,8	15,6
26,3	17,4	17,6	43,4	10,4	5,0	16,7	22,0	73,3	99,4	229,1
2,6	2,0	2,0	2,0	2,0	—	1,0	0,32	0,56	1,1	2,5
186,9	157,3	180,0	199,3	227,1	200,0	22,5	172,0	268,1	111,8	81,8
154,6	119,2	138,2	201,3	167,1	35,0	33,8	382,0	1085,6	310,0	342,6
6,8	6,3	5,9	7,0	4,7	7,0	4,5	7,7	11,1	8,8	8,3
44,0	37,3	36,9	31,8	32,9	9,0	5,2	3,3	1,7	6,1	2,6
21,3	20,9	23,5	19,6	22,1	20,0	8,2	21,0	26,7	25,6	31,0
29,0	12,0	13,0	14,0	7,0	—	0,97	33,0	6,0	4,0	62,0
58,0	27,0	27,0	28,0	12,0	—	5,0	64,0	9,0	8,0	138,0
—	12,0	14,0	15,0	8,0	—	10,0	22,0	7,0	5,0	54,0
8,3	3,8	4,1	3,1	1,2	—	0,55	3,9	0,66	1,0	8,6
2,7	1,4	1,5	1,1	0,58	—	0,18	0,87	0,64	0,39	0,62
0,99	0,73	0,80	0,59	0,35	—	0,10	0,51	0,14	0,54	0,97
2,0	2,5	2,5	2,0	1,7	—	0,39	0,44	0,20	0,48	1,1
0,25	0,36	0,45	0,34	0,31	—	0,05	0,15	0,04	—	0,15
2,2	1,9	1,5	2,0	1,5	—	1,0	18,0	1,7	3,2	41,2
2,4	2,0	2,0	2,2	2,0	—	2,0	2,0	1,0	9,1	5,6
1,0	0,75	0,77	0,57	0,50	1,0	1,8	0,50	0,50	0,50	0,50
73,1	68,7	58,7	55,8	27,5	5,0	7,5	114,0	43,3	61,2	81,5
5,9	2,9	5,6	3,4	2,3	6,0	2,2	2,7	3,8	3,2	4,1
5,5	2,6	2,6	2,9	1,1	—	0,30	4,1	1,6	2,7	6,0
5,5	3,2	3,5	4,6	—	3,0	1,5	8,3	2,4	7,8	4,8
1,8	0,53	0,51	0,34	0,27	—	0,10	0,16	0,06	1,2	0,40
590,8	428,5	273,1	566,8	212,1	1600,0	750,0	67,5	61,1	417,5	213,5
192,8	129,2	114,6	72,9	35,6	5,5	4,4	39,8	12,7	83,0	6,8
150,4	124,8	126,0	97,0	160,0	180,0	115,0	34,0	23,3	37,3	40,2
0,03	0,06	0,06	0,03	0,04	0,05	0,02	0,06	0,04	0,13	0,06
103,1	13,0	12,3	18,7	17,8	15,0	4,1	27,2	32,2	22,9	53,4
1,6	1,0	1,6	0,89	0,78	1,0	0,81	0,78	0,75	1,3	3,4
188,3	239,1	331,6	182,2	77,8	83,5	14,2	29,8	11,9	43,3	21,3
414,6	92,1	80,7	29,6	106,8	540,0	980,0	24,6	40,2	48,4	35,8
61,0	41,1	50,8	38,7	47,4	36,0	95,0	5,1	3,3	11,9	3,1
169,1	70,1	64,0	76,1	160,6	790,0	2175,0	7,2	8,1	26,1	12,1
26	68	101	60	15	4	4	5	15	16	34

13 — порфирообластовые Fe и Fe—Mg-амфиболиты; 14 — Si-амфиболиты; 15 — Al—Mg-амфиболиты; 16 — актинолитовые сланцы; 17 — тальк-актинолитовые сланцы; 18 — плагиограниты; 19 — граниты; 20 — гранитные пегматиты; 21 — порфировидные граниты. Содержания петрогенных элементов даны в %, элементов-примесей — в г/т; прочерк — содержания не определялись.

Распределение элементов-примесей между лейко- и меланосомами имеет комплементарный характер (см. рис. 1.44, б) и согласуется с таковым для петрогенных элементов. Таким образом, синметаморфогенная мигматизация пород плаггиогнейсовой группы является в целом изохимическим процессом, приводящим лишь к частичному выносу К, Li, Rb, F и всех РЗЭ.

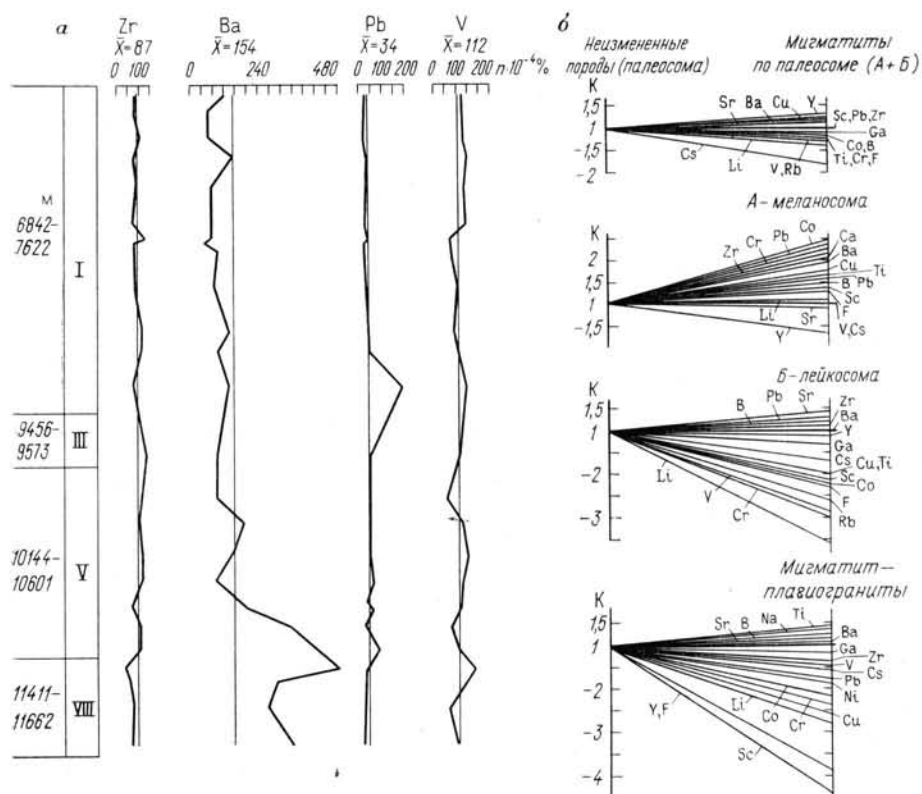


Рис. 1.42. Распределение элементов-примесей в палеосомах мезократовых плаггиогнейсов с ВГМ по разрезу кольского комплекса (а) и в ассоциирующих с ними мигматитах (б)

Во всех типах плаггиогнейсов, включая мигматиты, отмечаются наложенная мусковитизация с явным замещением биотита и плаггиоклаза и частичная перекристаллизация кварца вплоть до образования тонкополосчатой текстуры. В меланосоме наряду с синметаморфогенным мусковитом образуется более поздний мусковит, имеющий секущую ориентировку по отношению к гнейсовидности. Интенсивнее мусковитизация и окварцевание проявлены в лейкократовых биотитовых плаггиогнейсах и гнейсах; по характеру минеральных замещений (Би→Му, Пл→Му+Кв) они имеют максимальное сходство с региональной грейзенизацией слабой интенсивности. Геохимический этот процесс отчетливо выражается уменьшением содержания ΣFe (в 2,6 раза) и MgO (в 2,2 раза), а также TiO_2 , MnO , V , Co , Ni , Sc , La , сопровождаемым обогащением исходных пород натрием (в 1,5 раза) и отчасти Al_2O_3 , SiO_2 , Pb , Ba и B . Более поздними являются хлоритизация, серицитизация и слабо проявленная карбонатизация, приуроченные, как правило, к зонам катаклаза, в которых кроме того наблюдается повторная перекристаллизация мусковита и кварца.

Амфиболиты и амфиболовые сланцы составляют соответственно 24 и 6 % от объема архейского комплекса и представлены в разрезе скв. СГ-3 отдельными телами небольшой мощности. По содержанию SiO_2 они образуют две подгруппы. В первую ($\text{SiO}_2 < 53\%$) входят следующие типы пород: Fe-Mg-амфиболиты ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} > 10\%$,

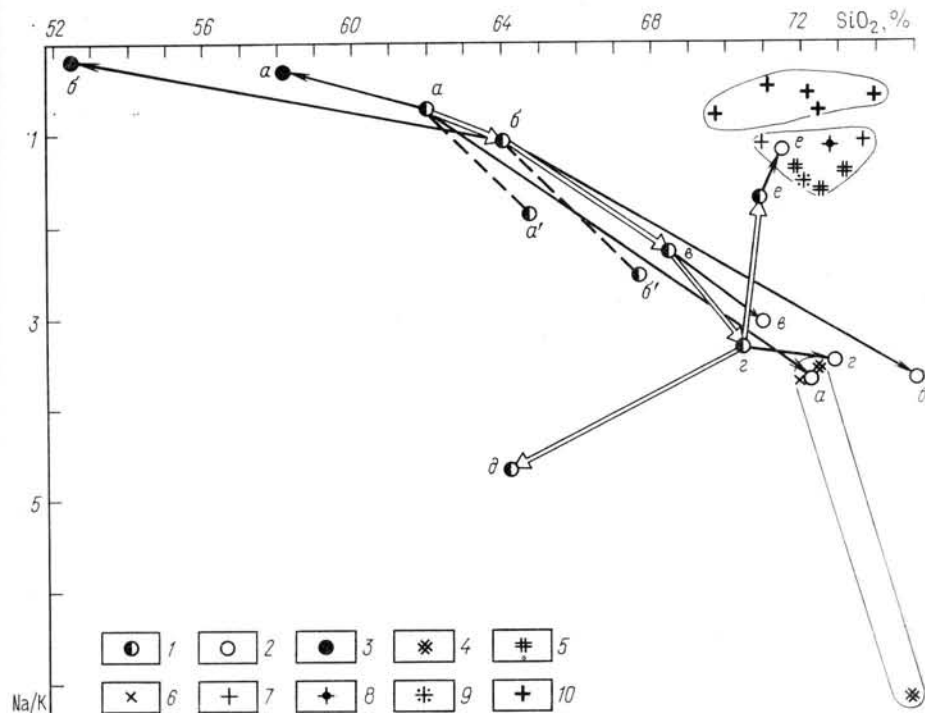


Рис. 1.43. Химические составы мигматитов и гранитоидов архейского комплекса:

1—3 — мигматиты (1 — палеосома, 2 — лейкосома, 3 — меланосома) из двуслюдяных сланцев с ВГМ (а), мезократовых плагиогнейсов с ВГМ (б), лейкократовых плагиогнейсов с ВГМ (в), лейкократовых биотитовых плагиогнейсов с $\text{Kv} > 10\%$ (з) и $\text{Kv} < 10\%$ (д) и лейкократовых биотитовых гнейсов (е); 4—8 — гранитоиды (4 — плагиограниты, мощность < 1 м, 5 — граниты, мощность < 1 м, 6 — плагиограниты, мощность > 2 м, 7 — граниты, мощность > 2 м, 8 — пегматоиды); 9 — позднескладчатые граниты; 10 — порфиридные граниты; расчетные составы мигматитов из двуслюдяных сланцев с ВГМ (а') и мезократовых плагиогнейсов с ВГМ (б')

$\text{MgO} > 7\%$, апооливино-базальтовые); Fe-амфиболиты ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} > 10\%$, $\text{MgO} < 7\%$, апобазальтовые); Al-Mg-амфиболиты ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 16\%$, $\text{MgO} > 7\%$, апогиперстен-базальтовые) и актинолитовые сланцы ($\text{CaO} > 10\%$, $\text{MgO} < 10\%$, апопироксенитовые). Вторая подгруппа ($\text{SiO}_2 > 53\%$) включает Si-амфиболиты ($\text{MgO} < 7\%$, апоандезито-базальтовые) и тальк-актинолитовые сланцы ($\text{MgO} > 20\%$, апооливино-пироксенитовые).

В преобладающих по объему толщах лейкократовых биотитовых плагиогнейсов присутствуют все вышеперечисленные типы амфиболитов в следующих соотношениях: Fe-Mg- и Fe-амфиболиты 66—69 %, Al-Mg-амфиболиты 8—13 %, Si-амфиболиты 3—12 %, амфиболовые сланцы 6—22 %. В толщах мезо-, меланократовых плагиогнейсов с ВГМ полностью отсутствуют Al-Mg-амфиболиты и тальк-актинолитовые сланцы; остальные типы присутствуют в следующих соотношениях: Fe-Mg- и Fe-амфиболиты 62 %, Si-амфиболиты 30 % и актинолитовые сланцы 8 %.

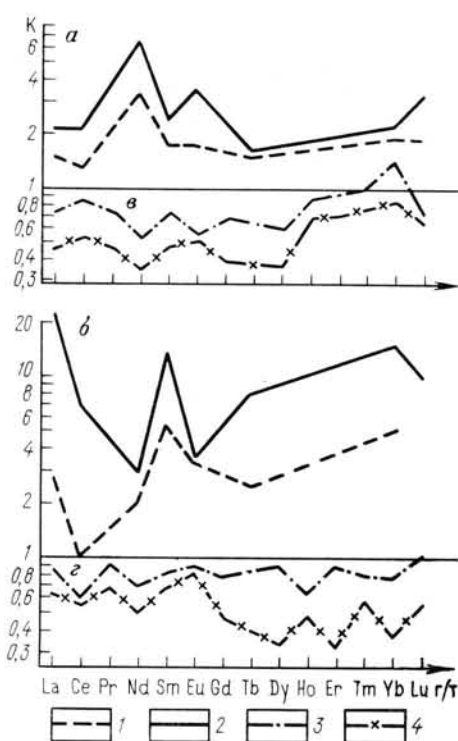


Рис. 1.44. Распределение редкоземельных элементов при биотитизации амфиболитов (а) и амфиболовых сланцев (б), а также при мигматизации двуслюдяных плагиогнейсов с ВГМ (в) и лейкократовых биотитовых плагиогнейсов (г):

$K = C_{\text{Би(М)}}/C_{\text{п}}$, где $C_{\text{Би(М)}}$ — содержание РЗЭ в биотитизированных (Би) или мигматизированных (М) породах; $C_{\text{п}}$ — содержание РЗЭ в палеосоме; степень биотитизации: 1 — 5–25 %; 2 — 25–50 %; 3 — мигматиты; 4 — лейкосома

Центральные части тел Fe-Mg-амфиболитов нередко сложены крупнозернистыми порфиробластовыми разновидностями; последние кроме того образуют обособленные тела. Отличительный признак порфиробластовых амфиболитов — бластогаббровая структура, указывающая на их первично-интрузивную природу. Al-Mg-амфиболиты в качестве типоморфных минералов содержат куммингтонит в ассоциации с низкожелезистой роговой обманкой. Для них характерны массивная текстура, бластодолеритовая структура и реликты первично-магматического плагиоклаза (ядро № 60, кайма № 38), которые наряду со спецификой их химического состава позволяют выделить их в категорию субвулканических пород. Вышеуказанные типы амфиболитов в различной степени биотитизированы. Si-амфиболиты характеризуются максимально высоким содержанием кварца (до 15 %) и равновесным соотношением биотита (3–10 %) с роговой обманкой. Амфиболовые сланцы представлены анхимоноактинолитовыми и тальк-актинолитовыми разновидностями (актинолита до 90, талька до 20 %), значительно реже встречаются куммингтонит и антофиллит. Флогопит является явно наложенным, содержание его изменяется в широких пределах вплоть до образования флогопитовых слюдитов, развитых главным образом в эндоконтактах и секущих трещинах.

Сравнительный анализ акцессорных минералов показывает, что в ряду Fe-Mg → Fe → Si-амфиболиты отчетливо проявлено уменьшение средних содержаний (в г/т) сфена с ильменитом от 5010 до 1700, апатита — 318–4, циркона — 9—ед. зн., магнетита — 1,5—ед. зн., халькопирита — 78–27, пирротина — 542–340 и увеличение пирита — 34–54. Тальк-актинолитовые сланцы отличаются от амфиболитов наличием первично-магматического хромита, более высоким содержанием сульфидов и почти полным отсутствием акцессорных силикатных минералов.

Средние значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита в ряду Fe-Mg-амфиболиты → Fe-амфиболиты → амфиболовые сланцы колеблются от +2,51 до +3,50 %, а

пирротина — от +3,39 до +3,60 % и близки по составу сульфидам вмещающих плагинейсов ($\delta^{34}\text{S}$ пирита +3,38÷+4,88 %, пирротина +3,41÷+4,78 %). Несколько отличный состав серы отмечается для пирротина из Si-амфиболитов ($\delta^{34}\text{S}$ +1,46 %).

Средние химические составы амфиболитов приведены в табл. I.11. Сравнительный их анализ по разрезу скв. СГ-3 показал, что в толент-базальтовом ряду пород Fe-Mg-→Fe-→Si-амфиболиты наблюдается постепенное увеличение содержаний SiO_2 и Al_2O_3 , сопровождаемое уменьшением ΣFe , MgO, CaO и TiO_2 . Аналогичные тенденции обнаруживают и элементы-примеси, для которых также устанавливается слабый рост Ba и Rb, при отчетливом (в 14 раз) уменьшении содержаний Cr, Co, Cu, Zn, Sc, Zr и Mo. Порфиробластовые амфиболиты имеют близкий химический состав с Fe-Mg и Fe-амфиболитами. Это, а также сходный минеральный состав и тесная геологическая связь между ними в разрезе скв. СГ-3 (Fe-Mg- и Fe-амфиболиты слагают эндоконтакты, а порфиробластовые амфиболиты — центральную часть тел) свидетельствуют о генетическом родстве этих пород; текстурно-структурные различия определяются неодинаковыми условиями кристаллизации исходного расплава в краевых и центральных зонах магматических тел.

Преобладающие в архейском разрезе скв. СГ-3 Fe-амфиболиты и Si-амфиболиты кроме того статистически сравнивались с амфиболитами, развитыми на поверхности. Установлено, что по крайней мере, часть из них связана с протерозойским магматизмом.

Al-Mg-амфиболиты отличаются повышенным содержанием Al_2O_3 , MgO, Sr, Zr и низким — ΣFe и Na_2O , Rb, Zr, F, Cu и V (см. табл. I.10). При этом они проявляют отчетливое сходство химического состава с амфиболовыми сланцами, для которых также характерны куммингтонит, магнезиальные амфибол и биотит. Это, а также исходные условия их залегания (сближенные или контактирующие слои) позволяют объединить Al-Mg-амфиболиты и амфиболовые сланцы в единый самостоятельный ряд.

Таким образом, по совокупности геолого-петрографических и минералого-геохимических признаков породы данной группы подразделены на два ряда: первый — Fe-Mg-амфиболиты→Fe-амфиболиты (в том числе порфиробластовые)→Si-амфиболиты и второй Al-Mg-амфиболиты→актинолитовые сланцы→талк-актинолитовые сланцы. Первый ряд амфиболитов по химическому составу соответствует вулканоплутонической ассоциации толеитового типа, включающий соответственно оливиновые базальты→нормальные базальты (в том числе габбро)→андезито-базальты; при этом не исключено, что часть пород этого ряда (Fe-амфиболиты) является продуктом того же магматизма, который сформировал печенгский комплекс. Второй ряд амфиболитов представлен субвулканической ассоциацией: пироксеновые базальты→пироксениты→оливиновые пироксениты и полностью относится к синкольским образованиям. Первично-мантийный генезис исходных аналогов архейских амфиболитов доказывается низким значением первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — 0,7040. По составу и содержанию РЗЭ амфиболиты сопоставляются с вулканоплутоническими ассоциациями основных пород раннеархейских зеленокаменных поясов (см. рис. I.82).

Как уже отмечалось выше во всех типах амфиболитов в различной степени проявлена наложенная биотитизация. В ряду Fe-Mg-амфиболиты→Fe-амфиболиты→порфиробластовые амфиболиты→Si-амфиболиты процесс замещения роговой обманки биотитом обусловлен приносом K_2O , сопровождаемым накоплением SiO_2 , Al_2O_3 и частично Na_2O , на фоне заметного выноса CaO, ΣFe и, отчасти, MgO. Из элементов-примесей наиболее устойчивые тенденции приноса обнаруживают Li, Rb, Ba и V и выноса Zr, Nb, Cu и, отчасти V.

В ряду Al-Mg-амфиболиты→актинолитовые сланцы→талько-актинолитовые сланцы биотитизация и флогопитизация сопровождаются, наоборот, последовательным выносом SiO_2 и обогащением их ΣFe . При этом в Al-Mg-амфиболитах и актинолитовых сланцах происходит вынос CaO, сопровождаемый накоплением MgO (замещение биотитом кальциевых амфиболов), а в талько-актинолитовых сланцах наблюдается обратный процесс (замещение флогопитом преимущественно безкальциевых силикатов — антофиллита и талька). Перераспределение элементов-примесей выражается привносом Li, Rb, Ba, V, Cu, Nb, Zr и выносом Zp.

Биотитизация и флогопитизация сопровождаются также привносом в амфиболиты и, особенно, в амфиболовые сланцы P3Э (см. рис. I.43, а, б). Привнос большинства элементов-примесей в амфиболиты компенсирует отмеченный выше вынос этих же элементов (см. рис. I.43, а, г) при мигматизации вмещающих плагиогнейсов, что позволяет рассматривать эти процессы как комплементарные и, следовательно, автометасоматические, приводящие к перераспределению одних и тех же элементов в пределах архейского разреза между плагиогнейсами (вынос) и амфиболитами (привнос).

Гранитоиды составляют всего 4 % от объема архейского комплекса; они слагают лейконому описанных выше мигматитов и самостоятельные тела. Последние в свою очередь сложены плагиогранитами, гранитами, пегматоидными и порфировидными гранитами.

В проекции диаграммы кварц—альбит—ортоклаз (см. рис. I.41) фигуративные точки плагиогранитов и плагиопегматоидов образуют вдоль стороны кварц—альбит единое поле с лейкосомами плагиоклазовых мигматитов. Это, а также отсутствие в них расплавных включений свидетельствуют о том, что плагиограниты и плагиопегматоиды формировались по-видимому, путем метаморфической дифференциации. Граниты и гранитные пегматоиды (так же как и лейкосомы микроклиноплагиоклазовых мигматитов) располагаются вблизи котектических линий в области магматических расплавов, показывая, что они проходили стадию по крайней мере частичного плавления, что и подтверждается наличием в них расплавных включений. Порфировидные граниты также имеют состав соответствующий области магматических расплавов, однако, по сравнению с рассмотренными выше гранитами смещены в сторону котектик, соответствующих повышенному давлению флюида ($\geq 0,7$ ГПа). По данным термобарогеохимии в порфировидных гранитах присутствуют расплавные включения (кварц+полевой шпат), температура гомогенизации которых оценивается в 840—845 °C при давлении флюида 0,65 ГПа.

Перечисленные признаки свидетельствуют о явно магматической природе порфировидных гранитов и особых P-T условиях их становления, не связанных с процессами ультраметаморфизма пород архейского комплекса.

Химический состав гранитоидов приведен в табл. I.11. Граниты отличаются от плагиогранитов повышенным содержанием K_2O (в 5,1 раза), Ba (в 7,7 раза) и отчасти Rb при несколько пониженном содержании Al_2O_3 , ΣFe , CaO, а также Zr (в 2,7 раза), Nb (в 3,4 раза) и Cu (в 3,1 раза) и обнаруживают тесную геохимическую связь с гранитными пегматоидами. В целом по петрохимическим признакам архейские гранитоиды относятся к породам нормального ряда.

Порфировидные граниты характеризуются резким преобладанием калия над натрием при сумме щелочей более 8,0 % и, таким образом, принадлежат к субщелочному ряду. Кроме того, они четко отличаются от архейских гранитоидов повышенным содержанием Mo (в 4,5 раза), Zp (в 2,2 раза), Rb (в 6 раз), Zr (в 1,9 раза), пониженным Cu (в 4,8 раза) и по своему составу и геохимическим характеристикам, включая

распределение РЗЭ (см. рис. 1.83), близки к мелкопорфировидным гранитам Лицко-арагубского комплекса.

В результате термобарогеохимического изучения пород архейского комплекса в них обнаружены интерстиционные и контурные (теневые) включения. С помощью криометрии и дифференциальной газовой хроматографии установлено, что включения заполнены переуплотненными водно-солевыми растворами и в некоторых случаях содержат небольшое количество сжиженного метана. В кварце и плагиоклазе мигматитов найдены первичные включения затвердевшего магматического расплава. В плагиоклазе они мелко раскристаллизованы, характеризуются правильной негативной формой и часто содержат по два-три газовых пузырька. Процесс гомогенизации этих включений даже при очень медленном нагревании из-за вскрытия их трещинками довести до конца не удалось. Включения в кварце имеют изометрическую форму, частично раскристаллизованы и представлены четырьмя-пятью анизотропными кристалликами и небольшим газовым пузырьком. Плавление кристаллических фаз наблюдается при температуре выше 650 °С. Полная гомогенизация первичных включений в кварце наступает при 830—820 °С. Кроме того в кварце встречаются кристаллофлюидные включения силикатно-солевых расплавов и солевых расплавов-рассолов. Они приурочены к залеченным трещинкам и характеризуют собой более поздние стадии формирования мигматитов. Аналогичные включения зафиксированы в плагиогранитах.

Сингенетические включения в плагиопегматитах встречаются редко. В краевых частях жил они представлены преимущественно кристаллофлюидными разностями и реже — раскристаллизованными. Последние заполнены анизотропными и слабо изотропными кристалликами (85—90 % объема включения) и содержат два-три газовых пузырька (10 % объема). При нагревании растворение первого кристаллика происходит до 500°, а остальных — в интервале 650—800 °С. Полная гомогенизация наступает около 810 °С. Большинство кристаллофлюидных включений содержат от четырех до шести анизотропных и изотропных кристалликов (85 % объема), жидкую фазу (менее 10 % объема) и небольшой газовый пузырек. Полная гомогенизация наступает при температурах 780, 775 и 765 °С. В кварцевых ядрах плагиопегматитов присутствуют субсингенетические кристаллофлюидные включения, имеющие форму, близкую к негативной. Твердые фазы представлены крупными изотропными и мелкими анизотропными кристалликами и занимают 75—65 % объема, жидкая фаза — 10—15 % и газовая фаза 15—20 %. Газовый пузырек гомогенизируется в интервале 300—340 °С. Полная гомогенизация происходит в интервале 705—675 °С. Кристаллофлюидным включениям в плагиопегматитах обычно сопутствуют сингенетичные или близкие им по времени консервации однофазовые включения жидкой углекислоты с удельным объемом от 0,98 до 1,01 г/см³.

В порфировидных гранитах первичные затвердевшие включения магматического расплава и сопутствующие им углекислые включения установлены в зернах магматического кварца. Они раскристаллизованы и состоят из кварца и полевого шпата. Полная гомогенизация включений происходит при температурах 845—840 °С. Удельный объем жидкой углекислоты однофазных включений составляет 1,02—1,00 см³/г.

В некоторых пегматитовых жилах развиты зоны гранулированного кварца. Последний содержит однофазовые включения жидкой углекислоты, в которых иногда в небольших количествах присутствует вторая фаза, представленная водно-солевым раствором. Судя по температурам оттаивания (от —56 до —58 °С), однофазовые включения заполнены углекислотой. Температуры гомогенизации углекислоты достигают —33 °С, свидетельствуя о ее высокой плотности. Удельные объемы существенно углекислого флюида в однофазовых включениях изменяется

от 0,91 до 0,95 см³/г. Давление флюидной фазы (P_{CO_2}) при образовании зон грануляции (определенное с учетом температур гомогенизации раскристаллизованных включений) составляло 0,7—0,8 ГПа.

Включения в кварце из зон диафтореза (хлоритизация, карбонатизация) многофазовые; твердые фазы представлены кристалликами галита. Температура полной гомогенизации колеблется в пределах 380—250 °С. Нередко жильные минералы из зон катаклаза содержат битумно-углеводородные включения. Морфологические особенности этих включений сходны с таковыми в печенгском комплексе.

Геохимические условия формирования

На основании комплексных геолого-геохимических и термобаро-геохимических исследований метаморфических и ультраметаморфических пород архейского комплекса в истории их развития выделяются два крупных этапа: 1) седиментация и вулканизм и 2) метаморфизм и ультраметаморфизм.

Первый этап (более 2,8 млрд. лет) характеризовался накоплением терригенных отложений и кислых терригенно-вулканогенных образований (70 % от мощности архейского комплекса в разрезе скв. СГ-3) сопровождаемых проявлением толеитового вулканизма (23 %) и внедрением комагматичных базит-ультрамафитовых интрузий (7 %).

Ко второму этапу относится региональный метаморфизм в условиях гранулитовой фации (устанавливаемой в разрезе скв. СГ-3 по эпизодическим реликтам соответствующих минеральных ассоциаций — см. «Породы и породообразующие минералы») и регрессивный метаморфизм и ультраметаморфизм андалузит-силлиманитового типа. Метаморфические реакции, приводящие к образованию минеральных парагенезисов эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, происходили в присутствии водно-солевого флюида с примесью метана. Сопровождающая метаморфизм мигматизация пород, судя по отсутствию в лейкосомах и плагиогранитах раскристаллизованных, кристаллофлюидных и углекислых включений, происходила, вероятнее всего, в процессе метаморфической дифференциации без плавления исходных пород. Для синметаморфогенной мигматизации плагиогнейсов доказан в целом изохимический характер, сопровождаемый частичным выносом K, Li, Rb, F и всех РЗЭ. Синхронная с мигматизацией биотитизация амфиболитов, напротив, характеризуется привносом вышеперечисленных элементов и перераспределением исходных компонентов (SiO_2 , ΣFe , CaO), что позволяет рассматривать биотитизацию как автометасоматический процесс, комплементарный мигматизации. Он вызван в пределах всего архейского комплекса обменом наиболее подвижными петрогенными и малыми элементами (метаморфогенно-метасоматические ассоциации) между плагиогнейсами и амфиболитами.

Синхронные с мигматизацией жильные граниты кристаллизовались из анатектического расплава с начальной температурой 820—830 °С, а ассоциирующие с ними плагиопегматиты из силикатно-солевых расплавов в диапазоне температур 810—675 °С при давлении флюидной фазы (P_{CO_2}) от 0,66 в начале кристаллизации до 0,56 ГПа в ее конце.

Формирование порфировидных гранитов лицо-арагубского типа связано с печенгским комплексом. Кристаллизация порфировидных гранитов происходила из силикатных магматических расплавов, начальные температуры которых превышали 845 °С, а давление, развиваемое сопутствующим углекислым флюидом (P_{CO_2}), составляло 0,65 ГПа. Кристаллизация жил гранитов более поздних фаз происходила при

температуре 825—820 °С и давлении флюидной фазы (P_{CO_2}) 0,8 ГПа. Высокоплотные углекислые растворы, сопутствующие становлению этих гранитов, вызвали мусковитизацию и окварцевание метаморфических пород архейского комплекса (региональная грейзенизация). Геохимически этот процесс выражен незначительным обогащением плагиогнейсов Na_2O и отчасти Al_2O_3 , SiO_2 , Pb, Ba и B на фоне отчетливого уменьшения содержания ΣFe , MgO, TiO₂, MnO, V, Co, Ni, Sc и La.

Диакторические процессы (хлоритизация и карбонатизация) в породах как архейского, так и протерозойского комплексов, определялись влиянием существенно хлоридно-натриевых растворов с температурой гомогенизации от 380 до 250 °С. В зонах катаклаза, связанных с поздними разрывными нарушениями, проработка пород осуществлялась битумно-водородно-углеводородными (существенно метановыми) растворами. Одновременность проявления этого процесса в породах архейского и протерозойского комплексов указывает на единый глубинный источник углеводородных растворов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Метаосадочные породы. Характер распределения SiO_2 , ΣFe , K_2O , Li, Sr в породах протерозойского комплекса в целом подтверждает литолого-геохимическое расчленение его на две формации: 1) туфогенно-терригенную (ждановская свита) — сочетание низких содержаний SiO_2 и K_2O с высокими ΣFe , Li, Sr и Cr; при этом сверху вниз по разрезу этой свиты устанавливается постепенный рост SiO_2 и Sr и убывание ΣFe и Cr, определяемые сменой преобладающих в верхней части метапелитов и метатufов метапесчаниками — внизу; 2) карбонатно-терригенную (лучомпольская и кувернериниокская свиты) — высокие содержания SiO_2 , K_2O , пониженное ΣFe и минимальные — Li, Sr. Для телевинской свиты характерны высокое содержание SiO_2 , повышенные Li и Sr и минимальное ΣFe .

При переходе в архейский комплекс наиболее резкие изменения отмечаются для SiO_2 , ΣFe , Sr, и Cr. В целом для метаосадочных пород архейского комплекса характерны обратная связь для SiO_2 и ΣFe и прямые связи между ΣFe и K_2O , Li, Cr.

Метатерригенные толщи архея отличаются кроме того монотонным типом распределений исследуемых элементов почти на всю глубину разреза. Заметное отличие выявляется только в V толще (пониженное содержание ΣFe и повышенное Sr и Cr), что связано с появлением в ее составе амфибол- и эпидотсодержащих разностей (примесь вулканогенного материала в исходных осадках).

Метаэффузивные породы. Тренды распределения SiO_2 , ΣFe , K_2O , Li, Cr, и Zr в разрезах протерозойских эффузивных свит полностью подтверждают геолого-геохимическое расчленение их на два формационных ряда, соответствующих (сверху вниз) пикрит-базальтовому и андезито-базальтовому этапам вулканизма. Сопоставляя эти ряды между собой, можно видеть последовательное увеличение с глубиной содержаний SiO_2 , K_2O , Li и уменьшение ΣFe . Отмечаемая при этом неоднородность распределения Cr и Zr в пределах отдельных свит (матертинской и пиртиярвинской) обусловлена сменой типов магматической дифференциации (см. рис. I.89).

На контакте протерозойского и архейского комплексов наблюдается увеличение содержания SiO_2 , K_2O и Zr и уменьшение ΣFe , что

¹ Параметр A_c является количественной оценкой общей кислотности изверженных пород, при расчете которого используются все компоненты, определяемые полным химическим анализом, за исключением летучих [16].

связано с резким переходом от протерозойских основных метавулкани- тов к кислым архейским. Метаэффузивные толщи архея отличаются слабо выраженным распределением исследуемых элементов по всему разрезу. С глубиной отмечается незначительное возрастание SiO_2 и Li и последовательное убывание Zr ; флуктуации K_2O фиксируют пере- слаивание в разрезе плагiogнейсов ($\text{KПШ} < 5\%$) и гнейсов ($\text{KПШ} > 5\%$).

Анализ распределения общей кислотности (A_c) по разрезу скв. СГ-3 показывает, что для протерозойского комплекса свойствен- но ритмичное чередование на глубину интервалов с различными значе- ниями A_c , определяемое переслаиванием основных метаэффузивных пород ($A_c < 1$) с метаосадочными ($A_c > 1$). При этом для гомогенных андезито-базальтовой и толеит-базальтовой формаций наблюдается по- стоянный уровень кислотности, тогда как в трахибазальтовой и пикрит- базальтовой формациях кислотность сверху вниз по разрезу сначала убывает, а затем растет (например, в материнской свите) или на- оборот (пиритиярвинская свита). Эти неоднородности распределения A_c в метаэффузивных (так же как и в метаосадочных) свитах обуслов- лены различным характером соответственно магматической или оса- дочной дифференциации.

В целом общая кислотность пород протерозойского комплекса оп- ределяется преобладающими (70 %) основными метаэффузивами, для которых отчетливо устанавливаются два различных уровня A_c : низкий (0,50—0,85 в никельской серии) и более высокий (0,80—1,00 в луостар- инской серии). Еще более высокий уровень общей кислотности ($A_c = 1,10—1,65$) характерен для пород подстилающего архейского ком- плекса. Распределение A_c в них имеет ритмичный характер, обусловлен- ный чередованием первично-метатерригенных и метаэффузивных толщ.

Таким образом, в разрезе скв. СГ-3 устанавливается ступенчатый рост общей кислотности пород с глубиной: 0,5—0,8→0,8—1,0→1,1—1,6. Параллельно этой тенденции наблюдается соответствующее умень- шение плотности пород (ρ , г/см³): 2,95—3,1→2,75—2,90→2,65—2,80. Что же касается распределения скоростей продольных упругих волн (v_p), измеренных в соответствующих образцах, то в верхней части раз- реза их значения прямо связаны с плотностью пород и составляют 6,0—6,7 км/с, ниже изменения, связанных между собой A_c и ρ , не со- провождаются закономерными изменениями v_p , что вызвано увеличе- нием по разрезу пористости и трещиноватости в породах как печенг- ского, так и архейского комплексов.

Распределение значений отношения Na/K по разрезу обнаруживает различные типы зависимости от A_c : обратную — в протерозойском, пря- мую — в архейском комплексах, отражая специфику их минерального состава. При этом общая щелочность пород ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) ступенчато увеличивается с глубиной: 1,1—3,6 % (0—4,5 км)→3,9—7,5 % (4,5—6,8 км)→5,0—9,5 % (6,8—11,6 км).

Поведение Th в разрезе тесно связано с кислотностью пород, осо- бенно в протерозойском комплексе и демонстрирует синхронную с A_c ритмичность: в метаэффузивах никельской серии 0,5—2,5 г/т, в мета- осадочных породах 1,0—6,0 г/т, в луостаринской 1,5—6,0 и 5,5—8,0 г/т соответственно. В породах архейского комплекса содержание Th в це- лом более высокое (2,5—9,0 г/т), особенно в верхней его части (до 17 г/т).

В отличие от радиоактивного Th , тренды ΣTR в разрезе скв. СГ-3 выражены менее контрастно и обнаруживают тесную обратную зави- симость лишь от отношения Na/K в протерозойском комплексе. Осо- бого внимания заслуживают впервые полученные данные о распреде- лении связанной воды в метаморфических породах печенгского ком- плекса и кольской серии. Поведение H_2O^+ в верхней части печенгского

комплекса (никельская серия) резко отличается от нижней его части (луостаринская серия) и подстилающего архейского комплекса. В никельской серии наблюдается ритмично последовательное уменьшение H_2O^+ сверху вниз для каждой из трех слагающих ее свит: материнской — 5,0—3,2 %, ждановской — 5,5—4,5 %, заполяринской — 4,8—3,0 %. Для луостаринской серии и подстилающего архейского комплекса характерны устойчивые, но резко пониженные содержания H_2O^+ — 2 % и ≤ 1 % соответственно; в последнем обнаруживается также отчетливая ритмичность распределения H_2O^+ в метатерригенных (1—1,5 %) и метаэффузивных (0,5 %) толщах. Выявленная тенденция уменьшения H_2O^+ с глубиной отражает специфику метаморфизма пород печенгской структуры при ее заложении и развитии на архейском фундаменте. Выше отмечалось, что прогрессивный этап метаморфизма протерозойских пород начался при $T=400$ °С с последующим ее повышением до 500—550 °С при гидродинамической замкнутости системы, обусловленной погружением метаморфизируемых андезитов-базальтов луостаринской серии в архейский фундамент и перекрытием их мощными (1,9 км) покровами толстов никельской серии. Литостатическое давление ($P_{тв}$) при этом не превышало 0,08—0,12 ГПа. Повышение T на 100—150° в квазиизохорических условиях должно приводить к дегидратации высоководных минералов с выделением большого объема свободной воды и одновременному повышению $P_{фл}$ до 0,15—0,30 ГПа. Развивающееся $P_{фл}$ превышает не только $P_{тв}$, но и предел прочности метаморфизируемых пород на разрыв (0,04—0,05 ГПа), что в закрытой системе неизбежно приведет к резкому увеличению пористости за счет образования микрогидроразрывов [88] и, следовательно, снижению v_p . Петрофизическое изучение пород из разреза скв. СГ-3 подтверждает это. Так, измеренная закрытая пористость, значения которой не зависят от техногенных факторов, резко возрастает вниз по разрезу при переходе от зеленосланцевой фации (0,5—1 %) к эпидот-амфиболитовой (2—3 %), охватывая всю луостаринскую серию и большую часть кольского комплекса. Из этого следует, что значительная часть выделившегося метаморфогенного флюида законсервировалась здесь же внутри разуплотненных толщ, а оставшаяся часть, с экстрагированными из пород рассеянными металлами, переместилась в благоприятные участки фундамента с образованием повышенных концентраций.

Таким образом, одной из причин существования сейсмических неоднородностей в земной коре является разуплотнение пород при их дегидратации в условиях закрытой системы. Этот процесс развивается при взаимодействии зеленокаменных поясов с погруженным фундаментом и может сопровождаться метаморфогенным рудообразованием.

Итак, охарактеризованные литолого-геохимические признаки метасадочных пород печенгского комплекса позволяют выделить три формации: первая (телевинская свита) — граувакковая (кора выветривания на фундаменте), вторая (кувернерийюкская и лучломпольская свиты) — карбонатно-терригенная и третья (ждановская свита) — туфогенно-терригенная.

В метасадочных породах рудовмещающей ждановской свиты выявлены две группы сульфидной минерализации: сингенетическая и эпигенетическая. На основании анализа изотопного состава серы сульфидов предполагается, что сульфиды эпигенетической группы имеют единый источник с рудами медно-никелевых месторождений Печенгского района.

Метаэффузивные породы печенгского комплекса расчленены по геолого-геохимическим признакам на четыре формации: 1) андезитов-ба-

зальтовую (маярвинская свита); 2) трахибазальтовую (пирттиярвинская свита); 3) толент-базальтовую (заполярнинская свита) и 4) пикрит (коматинит)-базальтовую (матертинская свита).

Установлены различные геохимические тренды дифференциации для каждой вулканогенной формации и намечена периодичность их проявления во времени — кремнекислотная в нижних членах пар (т. е. андезито-базальтовой и толент-базальтовой формациях) и щелочно-кремнекислотная — в верхних (трахибазальтовой и пикрит (коматинит)-базальтовой). Выявленная периодичность, с учетом радиологических датировок, указывает на наличие в Печенгской структуре двух разделенных во времени этапов вулканизма: а) андезито-базальтового (луостаринская серия) и б) пикрит-базальтового (никельская серия).

Петрохимическая тенденция вулканитов печенгского комплекса, выраженная последовательным уменьшением во времени кремнекислотности и общей щелочности в первых порциях расплавов каждой формации, указывает на антидромный характер развития вулканизма в пределах Печенгской структуры.

Была предложена новая схема стратиграфического и формационного расчленения печенгского комплекса (снизу вверх): луостаринская серия включает два осадочно-вулканогенных ритма (маярвинская+кувернериниокская и пирттиярвинская+лучломпольская свиты) и относится к карбонатно-терригенному трахибазальт-андезито-базальтовому формационному ряду; никельская серия состоит также из двух осадочно-вулканогенных ритмов (заполярнинская+ждановская и матертинская+коллояурская свиты) и образует туфогенно-терригенный — пикрит (коматинит)-базальтовый формационный ряд.

Метантрузивные образования протерозоя подразделены на три комплекса: до-, син- и постматертинский. Выделенный впервые доматертинский комплекс представлен телами апогаббро-диабазовых амфиболитов, имеющими генетическую связь с этапом андезито-базальтового вулканизма. Синматертинский комплекс габбро-диабазов и габбро-верлитов по геохимическим параметрам комагматичен метавулканитам матертинской свиты; наличие в последних незначительной дифференциации в нижней части свиты и резко ритмичной (от пикритов к толентам) вверху, указывает на то, что в такой же последовательности формировались и соответствующие им интрузивы: безрудные габбро-диабазы → никеленосные габбро-верлиты. Постматертинский комплекс представлен в разрезе скв. СГ-3 субвулканическим телом андезито-дацитовых порфиритов, генетически связанным с андезито-дацитовыми плагиопорфиритами, трассирующими зону Порьяташского разлома на поверхности.

Были выявлены и подробно охарактеризованы два этапа протерозойской метаморфической зональности: первый (низкотемпературные автометасоматические и метаморфические изменения в луостаринской серии) связан с заключительным этапом андезито-базальтового вулканизма; второй (эпидот-амфиболитовый метаморфизм луостаринской серии и зональный зеленосланцевый — никельской серии) проявился в связи с этапом пикрит-базальтового вулканизма. Реконструированы физико-химические условия протерозойского метаморфизма и метасоматоза и по данным термобарогеохимии охарактеризованы следующие стадии: а) прогрессивный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации (560—680 °C); б) зональный метаморфизм зеленосланцевой фации при участии водно-солевых и газообразных растворов с солевой концентрацией около 30 %, температуры которых изменялись по разрезу скважины от 190 до 340 °C в интервале 0—1400 м (пренит-пумпеллитовая субфация); от 340 до 455 °C в интервале 1400—2600 м (эпидот-хлоритовая субфация) и от 455 до 560 °C в интервале 2600—4563 м (биотит-актинолитовая субфация); в) ранний

диафторез (жидкие растворы с очень высокой солевой концентрацией и температурой более 460 °C); г) калиевый метасоматоз нижней части протерозойского комплекса (углекислые и высокоплотные $P_{CO_2} = 0,37—0,55$ ГПа растворы); д) поздний диафторез (хлоридно-натриевые растворы при температуре 340—370 °C); е) позднейший катаклаз (битумно-водородно-углеводородные, существенно метановые растворы).

Результаты исследований позволили проследить эволюцию количественного минерального состава при прогрессивном метаморфизме протерозойских базальтов и выявить следующие закономерности поведения петрогенных элементов и элементов-примесей; а) содержание воды резко увеличивается в пренит-пумпеллиновой зоне (от 2,4 до 6,8 %), в зеленосланцевой фации снижается до 2,5 % и резко падает (от 2,5 до 1,5 %) на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций; б) петрогенные элементы, включая калий и натрий, во всех зонах метаморфизма обнаруживают характер, близкий к изохимическому; в) для элементов-примесей установлены две области перераспределения их исходных концентраций верхняя (зона полного разложения первично-магматических минералов) характеризует вынос из системы хрома, никеля, иттербия, бора, олова, свинца; и нижняя (на границе низко- и высокотемпературных зон эпидот-амфиболитовой фации) указывает на усиление подвижности элементов при метаморфизме.

Были также разработаны классификация и номенклатура метаморфических пород архейского комплекса, основанные на количественных соотношениях главных порообразующих минералов. Геохимически охарактеризованы главные типы метаморфических пород этого комплекса: плагиогнейсы и мигматиты, амфиболиты и амфиболовые сланцы, архейские гранитоиды и протерозойские порфировидные граниты.

Для пород архейского комплекса доказан в целом изохимический характер синметаморфогенной мигматизации, приводящий к частичному выносу из плагиогнейсов K, Rb, F и др.; синхронная с мигматизацией биотитизация амфиболитов, напротив, характеризуется привнесением этих же элементов, а также перераспределением исходных компонентов (Si, Al, Fe, Ca), что позволяет рассматривать биотитизацию как автометасоматический процесс, комплементарный мигматизации.

На основе термобарогеохимического изучения включений в минералах разработана модель формирования архейского комплекса и дана оценка их P - T параметров.

Построенный геохимический разрез земной коры позволил охарактеризовать геохимические тренды в метасадочных и метаэффузивных породах разных уровней глубинности, а также изменение с глубиной общей кислотности (A_c) и щелочности ($Na_2O + K_2O$) пород и поведение в зависимости от них радиоактивных и редкоземельных элементов:

а) установлен ступенчатый рост общей кислотности пород с глубиной; отражающий специфику первичного состава печенгского (никельская и луостаринская серии) и архейского комплексов: 0,5—0,8 (до 4,5 км) → 0,8—1,0 (4,5—6,8 км) → 1,1—1,6 (6,8—11,6 км); синхронную ступенчатость обнаруживают также общая щелочность ($Na_2O + K_2O = 1,1—3,6 → 3,9—7,5 → 5,0—9,5$ %) и содержания тория (0,5—6,0 → 1,5—8,0 → 2,5—17,0 г/т), редкоземельных и других элементов-примесей;

б) выявлен различный характер распределения связанной (H_2O^+) и свободной (H_2O^-) воды, определяющий особенности проявления протерозойского зонального метаморфизма: последовательное уменьшение с глубиной H_2O^+ в никельской серии (5,0—3,5 → 5,5—4,5 → 4,8—3,0 %); резкое падение при переходе в луостаринскую серию (2 %) и подстилающий архейский комплекс (<1 %); содержание H_2O^- при этом сохраняется практически неизменным по всему разрезу.

Изучение связи химического состава пород с их упруго-плотностными свойствами показало, что между общей кислотностью пород и их плотностью существует устойчивая и обратная зависимость на протяжении всего разреза; скорости продольных упругих волн обнаруживают прямую связь с плотностью (и, соответственно, обратную с общей кислотностью) лишь до определенной глубины. Ниже связь нарушена — незначительным уменьшениям плотности (на $0,1\text{--}0,2\text{ г/см}^3$) соответствуют аномально высокие падения скоростей (на $1,5\text{--}2,5\text{ км/с}$).

ЗОНАЛЬНОСТЬ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА

Первое детальное описание метаморфизма пород печенгского комплекса осуществлено В. Г. Загородным и др. [43]. На основе геологического картирования метаморфические породы были разделены на фацию зеленых сланцев с двумя субфациями, эпидот-амфиболитовую и амфиболитовую фации. Установлены секущее положение изоград регионального метаморфизма относительно литологических границ и нарастание температур метаморфизма от верхних стратиграфических горизонтов к нижним — от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. На фоне регионального метаморфизма вдоль тектонических нарушений отмечены узкие зоны диафторитов фации зеленых сланцев.

Г. Г. Дук [40] различает два этапа метаморфизма пород Печенги; первый характеризуется высокоградиентной метаморфической зональностью андалузит-силлиманитового типа, а второй — низкоградиентной зональностью кианит-силлиманитового типа. Для первого этапа метаморфизма выделено семь фаций и субфаций: от цеолитовой (предполагаемой) и пренит-пумпеллиитовой до эпидот-амфиболитовой. Для второго этапа — шесть фаций: от пренит-пумпеллиитовой до фации гранатовых амфиболитов. Границы метаморфических зон первого этапа соответствуют стратиграфическим, а изограды второго этапа пересекают как стратиграфические границы, так и изограды первого этапа.

О. В. Беляев, В. П. Петров и др. [11, 12] представили зональность метаморфизма в Печенгской структуре в виде изоград биотита, роговой обманки, граната, ставролита, кианита и моноклинного пироксена (последние три изограды наблюдаются только в юго-восточном окончании северного крыла и в южном крыле Печенгской структуры). Изограды пересекают стратиграфические границы, хотя в общих чертах повторяют современную конфигурацию Печенгской структуры; метаморфизм относится к кианит-силлиманитовому типу.

Кольская серия метаморфизована в позднем архее или раннем протерозое в условиях амфиболитовой фации с развитием в отдельных местах гранулитовой фации. Непосредственно вблизи Печенгской структуры расположена зона низкотемпературной амфиболитовой фации. Затем она сменяется высокотемпературной амфиболитовой зоной и, наконец, в районе Печенгской губы и в пределах Лапландского блока — гранулитовой фацией.

На эту зональность позднеархейского (или раннепротерозойского) метаморфизма наложен диафторез, синхронный с прогрессивным зональным среднепротерозойским метаморфизмом печенгского комплекса. Диафторез наиболее развит вблизи контактов с Печенгской структурой, а также в отдельных тектонических зонах на удалении от нее. Уровень диафтореза отвечает зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фации умеренных давлений.

Изучением метаморфизма в разрезе скв. СГ-3 занимались сотрудники различных организаций. В результате получены убедительные доказательства возрастания с глубиной интенсивности метаморфизма,

наложенного на печенгский комплекс, детально рассмотрено проявление этого метаморфизма в породах различного состава, на больших глубинах обнаружены признаки низкотемпературных регрессивных процессов. Вместе с тем возникли разногласия по поводу фаций метаморфизма, его возраста и тех условий, в которых он совершался.

Характеристика вертикальной зональности и физико-химических условий метаморфизма составлена по результатам исследований А. А. Глаголева, В. И. Казанского, К. В. Прохорова, В. Л. Русинова, а характеристика возраста зонального метаморфизма — В. А. Масленникова, С. Н. Вороновского и Л. Н. Овчинникова.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Исследования зональности метаморфизма в разрезе Кольской сверхглубокой скважины основывались на специализированной документации керна, сравнительном изучении метаморфических минералов с помощью микрорентгеноспектрального анализа, построении парагенетических диаграмм для различных фаций и субфаций метаморфизма. Результаты этих исследований суммированы на специализированном разрезе по скв. СГ-3 (рис. 1.45). Одновременно изучались соотношения между метаморфизмом и деформациями горных пород.

В связи с преобладанием в печенгском комплексе эффузивных, интрузивных и туфогенных пород основного состава и близких к ним по минеральным ассоциациям пород среднего состава, зональность метаморфизма была установлена по метабазитам. Лежащий ниже архейский комплекс также содержит достаточное количество метабазитов, чтобы охарактеризовать вертикальную зональность метаморфизма на всем вскрытом интервале. Метаморфизм осадочных пород печенгского комплекса рассмотрен менее детально. При изучении кольской серии значительное внимание было уделено минеральным ассоциациям «высокоглинозёмистых» гнейсов, а также явлениям гранитизации.

Все петрографические наблюдения сопровождалось определениями составов минералов на рентгеновском микроанализаторе «Сатеса» MS-46 (аналитики Н. В. Тронева и В. А. Боронихин). Систематическому изучению были подвергнуты все минералы сквозного распространения, такие как хлорит, эпидот, биотит, амфиболы, слюды и др. Всего выполнено более 200 микрозондовых анализов минералов. Результаты анализов отражены на диаграммах состав—парагенезис, частично приведены в табл. 1.12, 13 и использованы при выделении и описании фаций и субфаций.

Микроанализатором определяется только суммарное железо, которое в таблицах дается в форме FeO , реже Fe_2O_3 . В таблицах и тексте употребляются следующие коэффициенты: $f = \frac{\text{Fe} + \text{Mn}}{\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg}}$ для минералов в которых Fe содержится в основном в форме FeO ; $F = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Al}}$ для минералов с преобладанием в составе Fe_2O_3 и $al = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2}$ для хлоритов.

В результате проведенных исследований в интервале от 0 до 11 500 м выделены четыре фации регионального метаморфизма: I — пренит-пумпеллиитовая (0—1400 м); II — зеленых сланцев (1400—4900 м); III — эпидот-амфиболитовая (4900—6000 м); IV — амфиболитовая (ниже 6000 м).

Зеленосланцевая фация в свою очередь расчленена на три субфации: эпидот-хлоритовую (1400—3200 м), биотит-актинолитовую (3200—4340 м) и биотит-амфиболовую (4340—4900 м). Кроме того, в нижней части печенгского комплекса и в кольской серии установлены проявления низкотемпературного регрессивного метаморфизма. явно нало-

женного на высокотемпературные минеральные ассоциации амфиболитовой фации.

По отношению к печенгскому комплексу зональный метаморфизм имеет прогрессивный характер. Возраст его датируется как среднепро-

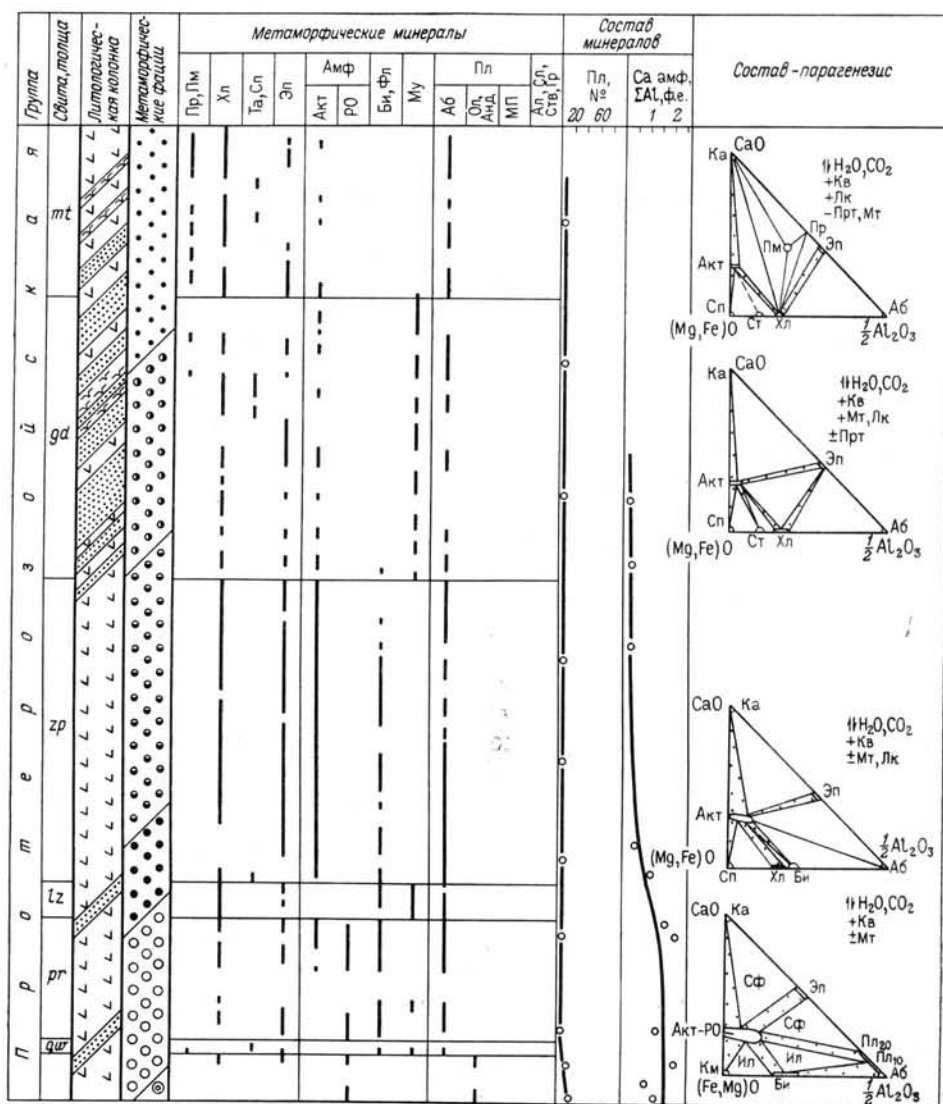
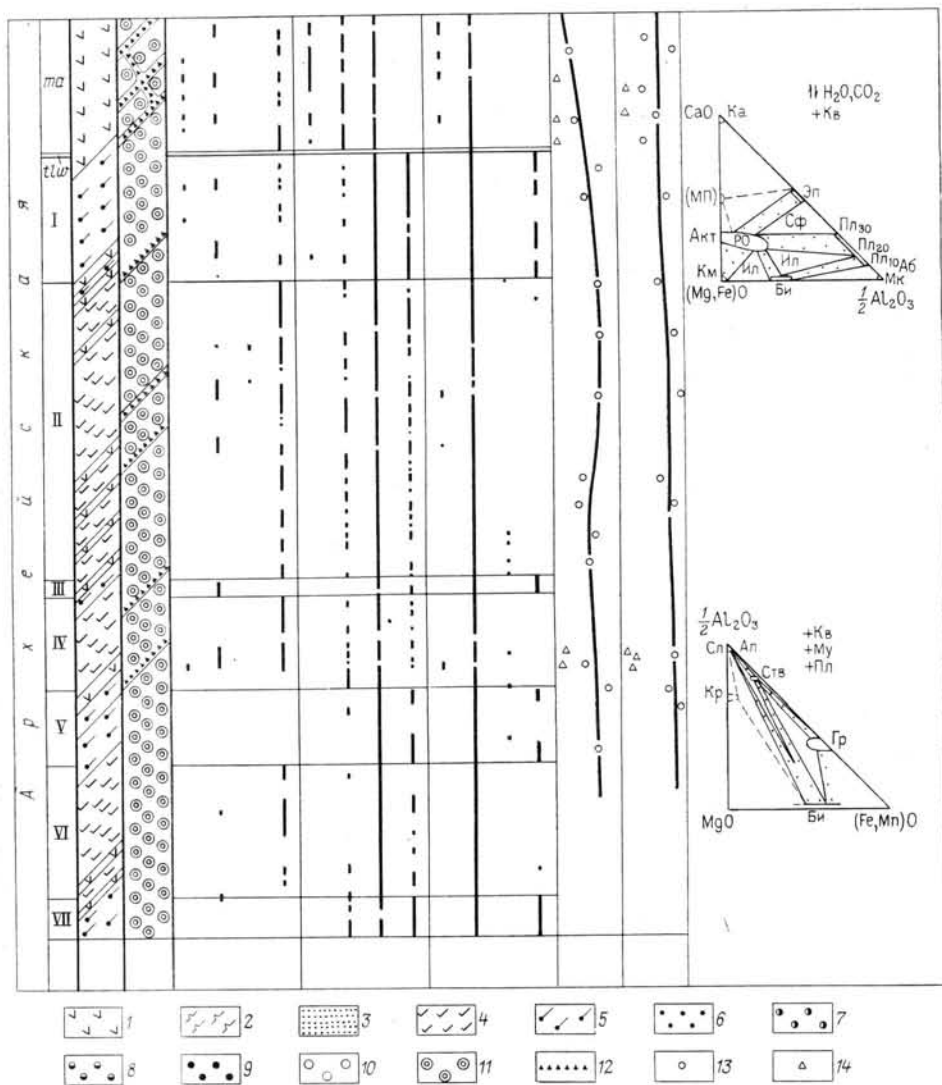


Рис. 1.45. Вертикальная зональность метаморфизма в разрезе скв. СГ-3. По А. А. Глаголеву, В. И. Казанскому, В. Л. Русинову:

1—5 — метаморфические породы (1 — метабазиты, 2 — метаультрабазиты, 3 — метасадочные породы, 4 — биотитовые плагиогнейсы, 5 — силлиманитовые гнейсы); 6—11 — метаморфические фации прогрессивного метаморфизма: 6 — пренит-пумпеллитовая, 7—9 — зеленосланцевая (субфации: 7 — эпидит-хлоритовая, 8 — биотит-актинолитовая, 9 — биотит-амфиболитовая), 10 — эпидит-амфибо-

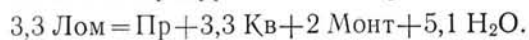
терозойский (2100—1500 млн. лет). В породах кольской серии он наложен на более ранний метаморфизм гранулитовой фации. Характеристика реликтовых минеральных ассоциаций гранулитовой фации приведена выше (см. «Породы и породообразующие минералы»). Вопрос об этапах метаморфизма рассмотрен ниже (см. «Эволюцию континентальной коры в докембрии») с учетом исследований не только по скважине, но и на поверхности.

I. Пренит-пумпеллиитовая фация. Температурные границы распространения этой фации не совсем ясны, и в геологической литературе существует несколько предположений по этому поводу. Д. Кумбс, выделивший эту фацию впервые [95] считал, что нижний температурный



литовая, II — амфиболовая; 12 — регрессивная зеленосланцевая фация; составы метаморфических минералов: 13 — прогрессивного, 14 — регрессивного этапа. На диаграммах состав — парегнезис для пренит-пумпеллиитовой, зеленосланцевой и эпидот-амфиболовой фаций показаны минеральные ассоциации метабазитов, для амфиболовой фации — метабазитов (вверху) и гнейсов с ВГМ

ее предел определяется равновесием ломонтита с пренитом (с повышением температуры ломонтит разлагается):



Согласно экспериментальным данным Л. П. Гуревич, оно соответствует температуре около 260 °С. Высокотемпературным пределом фации обычно считают границу распространения пумпеллиита либо смену

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ ПРОГРЕССИВНОЙ СТАДИИ МЕТАМОРФИЗМА

Компоненты	Пренит	Пумпеллит	Стильдомелан		Эпидот	Клинопироксен			Куммингтонит		Мусковит		Ставролит		Гранат	
	1	2	3	4	5	6	7		8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	46,55	38,68	46,26	46,30	40,47	52,61	52,04		54,23	56,17	45,03	47,66	24,73	27,61	37,21	38,60
TiO ₂	—	—	—	—	0,03	0,06	0,04		—	0,11	0,25	—	0,55	0,57	—	—
Al ₂ O ₃	24,83	18,01	7,11	6,88	26,91	1,65	1,13		0,24	0,59	38,56	36,65	54,70	52,50	20,32	21,56
FeO	0,74	14,76	—	—	8,87	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	30,89	30,45	—	11,61	15,09		24,10	27,18	0,71	0,65	17,47	14,27	32,62	31,08
MgO	—	—	0,79	0,99	0,12	0,42	0,46		0,75	0,37	—	0,45	0,37	0,33	5,65	2,07
CaO	29,22	22,18	4,49	4,78	0,03	10,95	8,53		18,95	14,92	0,28	0,45	1,45	1,56	2,56	2,67
Na ₂ O	—	—	0,04	—	23,53	23,48	22,41		0,65	0,60	0,01	—	0,03	—	3,18	5,29
K ₂ O	—	—	0,28	0,22	0,25	0,56	0,47		0,13	0,07	0,79	0,80	0,07	—	—	—
Сумма	101,34	94,89	91,26	91,79	100,26	100,34	100,17		99,05	100,01	95,17	96,79	99,37	96,84	101,53	101,27

1 — крупнопластинчатая разновидность из пренит-кварцевой зонки в метаби- тазите; сопутствующие минералы — кварц, хлорит, альбит, реликты клино- пироксена (обр. 1849, гл. 757 м); 2 — мелкозернистые массы по плагиоклазу метаби- тазита; ассоциирует с пренитом, хлоритом, кварцем, альбитом (обр. 117, гл. 70,5 м); 3 — светло-зеленый с буроватым оттенком; агрегаты тонких неориентированных пластинок в ассоциации с хлоритом, альбитом, эпидотом и кварцем в эссекитовом габбро-диабазе (обр. 4480, гл. 1367 м); 4 — ради- ально-лучистые или столбовидные агрегаты тонких пластинок в метаби- тазите; ассоциирует с биотитом, актинолитом, хлоритом, альбитом (обр. 10320, гл. 2699,1 м); 5 — из актинолитизированного эссекитового габбро-диабазы; ассоциирует со стильдомеланом, железистым хлоритом, альбитом, микро- клином и лейкокситом (обр. 4480, гл. 1367 м); 6 — светло-зеленый, из эпидо- тового амфиболита; ассоциирует с роговой обманкой, эпидотом, плагиокла- зом (лабрадор-биотит), кварцем и сфеном (обр. 2484, гл. 7652,6 м); 7 — бесцветный, из слабоизмененного амфиболита; ассоциирует с роговой об- манкой, актинолитом, эпидотом, плагиоклазом (альбит) и хлоритом (обр. 36795, гл. 9536,3 м); 8 — мелкие призм в хлорит-амфибол-кварцевом сланце; присутствует вместе с хлоритом, биотитом, светлой роговой обман- кой, кварцем и плагиоклазом (обр. 19391, гл. 5874 м); 9 — из гранат-кум- мингтонитового амфиболита; ассоциирует с роговой обманкой, основным пла- гиоклазом, гранатом и биотитом (обр. 38167, гл. 10253,8 м); 10 — крупно- пластинчатый, из высокоглинозистого гнейса; ассоциирует с гранатом, ставролитом, андалузитом, плагиоклазом и кварцем (обр. 22799, гл. 6983,1 м); 11 — из гранат-биотитового гнейса; присутствует в породе с гранатом, биотитом, плагиоклазом и кварцем (обр. 38569, гл. 10480,7 м); 12 — из высокоглинозистого гнейса; ассоциирует с гранатом, биотитом, андалузитом, плагиоклазом, мусковитом и кварцем (обр. 22799, гл. 6983,1 м); 13 — из высокоглинозистого гнейса; ассоциирует с гранатом, биотитом, плагиоклазом, мусковитом, сидлиманитом и кварцем (обр. 24056, гл. 7421,2 м); 14 — из высокоглинозистого гнейса; ассоциирует с биотитом, ставролитом, кварцем, плагиоклазом и сидлиманитом (обр. 24051, гл. 7419,4 м); 15 — краевая часть зерла, обделенная Мп и немного обогащен- ная Mg по сравнению с центральной частью (из куммингтонит-гранатового амфиболита); ассоциирует с роговой обманкой, плагиоклазом (биотитом № 87), куммингтонитом и биотитом.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ЗОН РЕГРЕССИВНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Компоненты	Пренит		Пумпеллит		Эпидот		Актинолит		Мусковит		Хлорит		Плагиоклаз	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	40,15	44,50	39,29	37,51	37,21	39,85	52,99	51,18	47,67	46,14	26,11	27,08	69,45	67,57
TiO ₂	0,15	—	—	—	—	0,04	—	0,41	0,65	0,88	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	20,48	24,88	23,64	23,45	23,75	22,38	3,01	1,95	30,31	30,77	20,51	20,98	18,28	20,81
Fe ₂ O ₃	1,68	0,35	12,19	7,24	15,16	14,18	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	—	—	—	—	—	—	18,16	21,53	4,53	3,06	29,44	24,50	—	—
MnO	0,03	—	0,10	0,14	—	0,17	0,31	0,38	0,04	—	0,40	0,27	—	—
MgO	0,27	—	0,30	2,10	—	—	12,05	9,79	2,33	0,99	12,84	13,98	—	—
CaO	26,63	27,82	22,83	23,06	23,35	23,22	11,74	11,87	0,09	0,06	—	0,06	0,89	1,97
Na ₂ O	—	0,57	0,35	—	0,03	0,12	0,27	0,96	0,28	0,19	—	0,09	10,78	10,99
K ₂ O	—	0,18	0,02	—	—	—	0,24	0,77	11,01	10,68	—	0,10	0,04	0,13
Сумма	89,39	98,30	98,72	93,50	99,50	99,96	98,77	98,84	96,91	92,77	89,30	87,06	99,44	101,47

1 — из измененного амфиболита; ассоциирует с хлоритом, эпидотом, актинолитом, альбитом, серпичитом и низкотемпературным калиевым полевым шпатом (обр. 37 184, гл. 9999,5 м); 2 — из измененного гранитогайса, ассоциирует с альбитом, кварцем, эпидотом, хлоритом, калиевым полевым шпатом и реликтовым биотитом (обр. 37 186, гл. 10000,1 м); 3 — зеленато-голубой, из слюдистого полимиктового песчаника, ассоциирует с кварцем, микроклином, карбонатом, эпидотом, флогопитом и мусковитом (обр. 19 352, гл. 5713 м); 4 — светлый зеленато-голубой, из измененного сланцеватого амфиболита; ассоциирует с альбитом, актинолитом и эпидотом (обр. 20 679, гл. 6396,6 м); 5 — бледно-желтый, из измененного сланцеватого амфиболита; ассоциирует с актинолитом, хлоритом, альбитом и пумпеллитом (обр. 20 679, гл. 6396,6 м); 6 — бесцветный, из измененного амфиболита; ассоциирует с актинолитом, хлоритом, альбитом и вторичным калиевым полевым шпатом (обр. 37 250, гл. 10020,2 м); 7 — светло-зеленый, из хлоритизированного и альбитизированного сланцеватого амфиболита; ассо-

циирует с эпидотом и вторичным калиевым полевым шпатом (обр. 19 652, гл. 6094 м); 8 — бледно-зеленый, из измененного амфиболита; ассоциирует с хлоритом, альбитом, эпидотом и калиевым полевым шпатом (обр. 37 250, гл. 10020,2 м); 9 — из слабо грейзенизированного биотитового гнейса; ассоциирует с кварцем, альбитом, биотитом и карбонатом (обр. 31 170, гл. 8725,3 м); 10 — из слабо измененного гнейса; ассоциирует с хлоритом, микроклином, биотитом и кварцем (обр. 35 697, гл. 9582,4 м); 11 — из измененного гнейса; ассоциирует с мусковитом, эпидотом, плагиоклазом и кварцем (обр. 30 492, гл. 8644,4 м); 12 — из слабо измененного амфиболита; ассоциирует с роговой обманкой, эпидотом, альбитом, вторичным калиевым шпатом и кварцем (обр. 37 818, гл. 10166,1 м); 13 — из измененного сланцеватого амфиболита; ассоциирует с актинолитом, хлоритом, калиевым полевым шпатом и эпидотом (обр. 19 652, гл. 6094 м); 14 — из слабо измененного амфиболита; ассоциирует с роговой обманкой, эпидотом, хлоритом, калиевым полевым шпатом (обр. 37 818, гл. 10166,1 м).

пумпеллиит-хлоритового парагенезиса эпидот-актинолитовым при температуре около 360°C . Скважиной вскрыта только средняя и верхняя (по температуре) часть фации и переход ее к цеолитовой наблюдать не удалось. Цеолиты в керне скважины вообще не обнаружены. Характерной особенностью изучавшихся пород является малое содержание и неравномерное распределение в них пумпеллиита. С этим связана сложность точного определения нижней границы фации. Наибольшая глубина, на которой был встречен пумпеллиит в metabazитах, составляет 1315,5 м, где пумпеллиит находится в парагенезисе со стильномеланом и эпидотом. Он соответствует пумпеллиит-хлорит-кварцевой или пумпеллиит-стильномелановой субфации [36]. Выше, на глубине 992 м пумпеллиит ассоциирует с пренитом и хлоритом. Пренит распространен до отметки 1000 м. Переход от пренит-пумпеллиитовой к зеленосланцевой фации отнесен к глубине 1400 м, к подошве силла эссекситового габбро, в пределах которого был изучен образец с пумпеллиитом (1315,5 м).

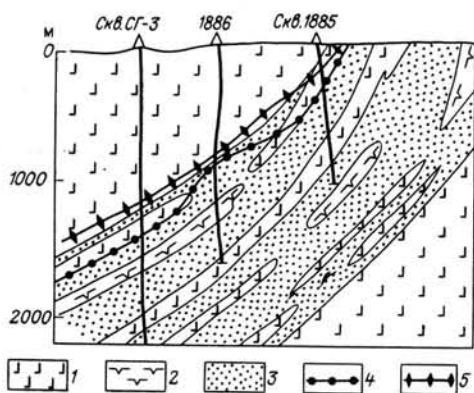


Рис. 1.46. Литографический разрез скважин СГ-3, 1886 и 1885:

1 — метабазиты, 2 — метакальциты, 3 — метасланцевые породы, 4 — граница пренит-пумпеллиитовой (вверху) и зеленосланцевой фаций (внизу), 5 — граница замещения клинопироксена актинолитом

Сравнение данных по керну скв. СГ-3 с материалами, полученными по скважинам-спутникам 1885 и 1886 показало, что нижняя граница пренит-пумпеллиитовой фации поднимается к поверхности земли в северо-восточном направлении вместе с контактами пород различного литологического состава. В скв. 1886 она соответствует глубине приблизительно 800 м, а в скв. 1885 — 360 м (рис. 1.46). Почти согласно с нижним ограничением фации располагаются линии приблизительно одинаковой степени замещения моноклинового пироксена актинолитом, которые по конфигурации, по-видимому, близки к изотермам метаморфизма. С глубиной степень актинолитизации нарастает. Причем, неизменный пироксен прослежен в скв. СГ-3 до глубины 1100 м, в скв. 1886 — до 800 м и в скв. 1885 — до 200 м, а высокая степень замещения отмечается по этим скважинам соответственно с глубин 1700, 1600—1650 и 900 м.

В metabazитах пренит-пумпеллиитовой фации хорошо сохранились текстуры, структуры и некоторые минералы исходных магматических пород. Вторичные минералы слагают в сумме от 10 до 70 % объема породы. Наименьшей сохранностью из магматических минералов в условиях метаморфизма обладал плагноклаз, вкрапленники которого полностью псевдоморфно замещены альбитом, порой с участием других минералов. Моноклиновый пироксен, напротив, как правило, совсем не подвергся изменению. Главные метаморфические минералы (в порядке распространенности): хлорит, альбит, пренит, стильномелан, пумпеллиит, эпидот, лейкоксен, немного кварца, местами кальцит и актинолит. Широким развитием пользуется также пирротин. Диагностика некоторых минералов подтверждена рентгеноструктурными анализами. Степень изменения пород неравномерная, наиболее интенсивно метаморфизм проявлен в зонах повышенной трещиноватости, которые подчеркиваются обилием кварц-карбонатных жил и интенсивной пренитизацией, причем замещению подвергаются как основная масса пород, так и вкрапленники пироксена и плагноклаза.

Парагенезисы минералов пренит-пумпеллиновой фации характеризуются устойчивостью парагенезиса хлорита с пренитом в верхних интервалах и пумпеллиита с эпидотом и стильпномеланом у нижней границы фации. Парагенезис пумпеллиита со стильпномеланом появляется обычно в сильно железистых породах и сопровождается железистым хлоритом.

Пумпеллиит представлен мелкозернистыми агрегатами коротко-призматических кристаллов, иногда сферолитами. В образце он имеет темно-зеленую, а в шлифах ярко-зеленую окраску. Плеохроизм обычно резкий (от ярко-зеленого до бесцветного), но иногда слабо заметен из-за тонкой зернистости агрегата. Оптическая диагностика подтверждена рентгеноструктурным анализом. По результатам исследований на электронном микроанализаторе (см. табл. I, 12, 13) общая железистость (F) минерала составляет 0,34. В большинстве опубликованных анализов сумма содержаний Fe_2O_3 и Al_2O_3 колеблется от 24 до 28 %, тогда как в пумпеллиите эта сумма составляет 32,77 %. Отсюда можно предположить, что минерал содержит по крайней мере 4—4,5 % FeO .

Стильпномелан, часто ассоциирующий с пумпеллиитом, имеет железистость около 0,79 (см. табл. I, 12). Его показатели преломления, измеренные в более крупных листочках ($N_g = 1,592$; $N_p = 1,545$; $N_g - N_p$ (вычисленная) = 0,047) соответствуют скорее ферростильпномелану с

$$\frac{\text{Fe}^{3+} + \text{Al}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Fe}^{3+} + \text{Al}} \cdot 100 = 25\%.$$

Эпидот представлен незональными одиночными кристаллами удлиненно-призматического габитуса, реже небольшими розетчатыми сростками кристаллов. Обычно он бесцветен в шлифах, но обладает оптической железистостью разностей: $2V$ от -68 до -78° $N_g' = 1,732-1,740$. Содержание железа в эпидоте равно 7,88—9,18 %, что соответствует железистости $F = 0,16-0,18$. Минерал наблюдался в сростках с хлоритом, пренитом, стильпномеланом, реже с кальцитом, иногда с пумпеллиитом. Эпидот в эпидот-кальцитовых жилах характеризуется более высокой железистостью ($F = 0,20-0,24$).

Хлорит развивается только по основной массе и представлен делеситом-диабантитом. Цвет его от бледно-зеленого до зеленого со слабым плеохроизмом, удлинение положительное, оптический знак отрицательный. Железистость (f) колеблется в пределах 0,35—0,73, а глинозёмистость (al) 0,48—0,50 %. Наибольшая железистость характеризует хлориты в парагенезисе со стильпномеланом и пумпеллиитом. Карбонаты, по данным электронного микрозондирования и прокрашивания в шлифах комплексным красителем, представлены кальцитом и слабо железистым кальцитом. Поздние карбонатные прожилки сложены чистым кальцитом, а рассеянные в породе метасоматические выделения карбоната как той, так и другой разностью.

В пределах пренит-пумпеллиновой фации осадочные породы обычно представлены филлитами. Для них характерен парагенезис хлорит+серицит+карбонат+кварц+пирротин. Часто в большом количестве присутствует органическое вещество. В прослоях туфов среди филлитов обнаружен пренит. При этом интенсивность метаморфических изменений осадочных пород гораздо ниже основных вулканитов. Небольшие тела ультрабазитов в интервале 350—602 м превращены в серпентиновые хлорит-серпентиновые, тремолит-серпентиновые, тальк-тремолитовые породы, содержащие реликтовый клинопироксен. Можно полагать, что метаморфизм ультрабазитов также происходил в условиях пренит-пумпеллиновой фации. Но отделить его от других возможных преобразований ультраосновных пород по наблюдениям в керне не удается.

Фация зеленых сланцев распространена в интервале 1400—4900 м и разделена на три субфации.

Эпидот-хлоритовая субфация характеризуется интенсивным замещением пироксенов актинолитом. Начиная с глубины около 2000 м и глубже пироксен практически полностью актинолитизирован.

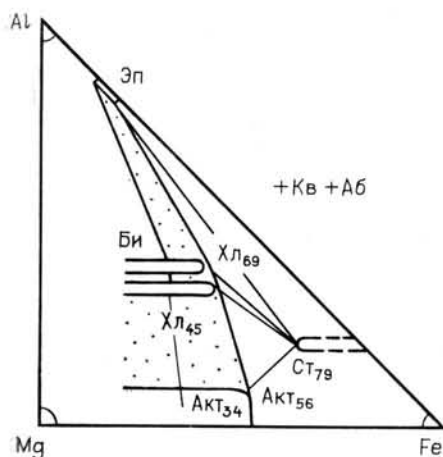


Рис. 1.47. Диаграмма состав — парагенезис метабазитов зеленосланцевой фации.

Индексами обозначена железистость минералов

Замещение происходит с образованием псевдоморфоз и сохранением исходной порфировой структуры магматических пород. По основной массе и зернам плагиоклазов развиты эпидот, хлорит, кварц, местами, стильпномелан и карбонат, по зернам пироксена — актинолит. Вместо парагенезиса пумпеллит + стильпномелан здесь устойчивы парагенезисы эпидот + актинолит, а также эпидот + стильпномелан (рис. 1.47). Стильпномелан по составу не отличается от аналога охарактеризованного в пренит-пумпеллитовой фации. В этой ассоциации эпидот обладает несколько более высокой железистостью (0,20—0,25) и соответственно высоким показателем светопреломления (N_g до 1,744) и малым углом $2V = -75^\circ$. С ними ассоциирует высокожелезистый хлорит ($f = 0,69—0,73$), а актинолит представлен малоглинозёмистой разностью с железистостью около 0,56. В ассоциациях без стильпномелана железистость этих минералов значительно ниже. Местами актинолит и хлорит обнаруживают неравномерное распределение магния и железа в отдельных зернах, наряду с актинолитом отмечалось присутствие бурого и зеленого амфиболов. В частности, в псевдоморфозах актинолита по пироксену были встречены небольшие участки неправильной формы, сложенные бурым высокотитанистым и темно-зеленым высокоглинозёмистым амфиболами. Различия в составе этих участков были установлены с помощью микрозонда. По форме они напоминают реликты, и это приводит к мысли о том, что актинолит, возникший при метаморфизме, наложился здесь на амфибол типа керсутита.

Для биотит-актинолитовой субфации характерна интенсивная перекристаллизация пород с исчезновением первичных структур. Отмечается тенденция к образованию сравнительно однородно-зернистых структур вместо порфировых, т. е. к грануляции. Биотит в парагенезисе с актинолитом и эпидотом имеет железистость 0,37—0,58, тогда как актинолит — 0,4—0,5, а эпидот — около 0,25. Актинит характеризуется довольно высоким содержанием глинозёма. В отдельных интервалах (2100—2700; 3098—3104; 3310—3316 м) он обнаруживает химическую и оптическую неоднородность: вокруг него возникают каемки более яркого зеленого цвета. Они сложены амфиболом, в составе которого увеличивается содержание глинозёма и железа по сравнению с актинолитом в ядрах. Часто такие зеленые зоны с резкими границами наблюдаются вдоль трещинок внутри зерен актинолита. Распределение компонентов (Fe, Al) в профилях через такие зерна показывает, что в контакте друг с другом находятся два амфибола с разным составом. Возникновение глинозёмистого амфибола может происходить согласно уравнению реакции: $Эп_{15} + Би + Акт = РО$. В низах этой субфации (3400—3800 м) наблюдалось также обрастание железистого

эпидота каймой клиноцоизита. В других участках зерна эпидота обычно имеют однородное строение.

Исследование составов минералов выявило отчетливую корреляцию железистости сосуществующих минералов. На диаграмме $Al-Fe-Mg$ (см. рис. 1.47) выделяются две группы парагенезисов: 1) в железистых метабазитах со стильпномеланом и 2) в метабазитах умеренной железистости. Первая группа представлена ассоциацией стильпномелана с эпидотом, хлоритом, актинолитом и биотитом, обладающими наибольшей железистостью. Наименьшая железистость хлоритов в парагенезисе со стильпномеланом и эпидотом составляет 0,69. Более магnezиальные хлориты ассоциируют с актинолитом, либо с биотитом без стильпномелана. В бедных железом глинозёмистых породах хлорит ($f=0,20$) устойчив с мусковитом и биотитом ($f=0,24$).

Биотит-амфиболовая субфация представляет собой переходную зону между фацией зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой. В состав пород входят актинолит, актинолитовая роговая обманка, альбит, эпидот и биотит. В виде примеси присутствуют хлорит, кварц, местами кальцит (см. рис. 1.45). В эволюции структуры породы отмечается новая тенденция, заключающаяся в том, что происходит избирательная перекристаллизация актинолита с образованием крупных порфиробласт. Вокруг актинолита наблюдаются описанные выше зеленые каемки, которые здесь имеют гораздо большее развитие. Местами актинолит полностью превращен в зеленый глинозёмистый амфибол — роговую обманку, содержащую до 12 % Al_2O_3 . Вместе с глинозёмом в краевой кайме амфибола увеличивается содержание железа и, менее значительно, натрия. Таким образом, наряду с актинолитом в описываемом интервале присутствуют актинолитовая и обыкновенная роговые обманки. В появлении роговой обманки нельзя исключать роль железистости пород, которая здесь несколько возрастает. В ассоциации с роговой обманкой развит более железистый эпидот, чем в соседних интервалах с актинолитом, и довольно железистый хлорит ($f=0,50$).

Карбонаты, как и в пренит-пумпеллиитовой фации, представлены в основном кальцитом и слабо железистым кальцитом. Содержание железа не превышает первых десятых долей процента. В некоторых прокрашенных шлифах встретились зерна железистого кальцита, спеменированные чистым кальцитом. На других участках наблюдается некоторая избирательность в их распространении. Железистый кальцит обнаруживает тенденцию к развитию возле зерен роговой обманки, а чистый кальцит — в кристаллах плагиоклаза, с зернами кварца и т. д. Однако эта тенденция требует подтверждения большим числом наблюдений, так как основана на единичных шлифах. В некоторых гнездах кварца наблюдались мелкие кристаллики доломита. В образце с глубины 2866 м встречены более крупные выделения доломита, находящегося в сростании с кальцитом.

В осадочных породах ждановской свиты метаморфические минералы зеленосланцевой фации представлены серицитом, мусковитом, хлоритом, карбонатом. Мелкочешуйчатый серицит с двупреломлением около 0,015 развит до отметки 2460 м. Ниже присутствуют довольно крупные листочки мусковита с высоким двупреломлением (0,025—0,030). Метаосадочные породы лучломпольской свиты относятся уже к биотит-мусковитовым сланцам. Они подвергнуты перекристаллизации с укрупнением зерен и перераспределением углистого вещества. В аркозовых песчаниках кроме слюд, кварца и карбоната присутствует калиевый полевой шпат. Он представлен микроклином или ортоклазом и составляет обломки. Встречены также тонкие прожилки калиевого полевого шпата, секущие обломочные зерна альбита. Альбит повсеместно замещается мусковитом и сохраняется лишь в виде реликтового, неустойчивого в данных условиях минерала. Светлая слюда в интервале 4809—4840 м

представлена, судя по оптическим свойствам и рентгеновским микроанализам, флогопитом. Магнетит из этого интервала характеризуется довольно высоким содержанием титана (до 6,87 %).

Метаультрабазиты, вскрытые в интервале 1540—1805 м, частично сохраняют реликтовые магматические (пойкилитовые или порфировые) структуры и массивные текстуры. Но в приконтактных зонах эти структуры утрачиваются, а текстуры сменяются сланцеватыми. Самыми ранними из новообразованных минералов метаультрабазитов являются бурый керсутит и зеленая актинолитовая роговая обманка, возникшие за счет клинопироксена в эпимагматическую или раннюю автотометаморфическую стадию. Керсутит содержит 0,24—0,57 формульных единиц Ti и имеет железистость 0,22—0,40. Актинолитовая роговая обманка характеризуется железистостью 0,33—0,42. Наиболее распространенные минералы метаультрабазитов — серпентин и хлорит. Серпентин более точно не определялся, его железистость колеблется от 0,10 до 0,14. Хлорит представлен несколькими разновидностями. Судя по диаграмме Дж. Хей [98], они относятся к диабантину, дженкинситу, деллеситу и талько-хлориту с железистостью от 0,14 до 0,32. Реже встречаются более железистые хлориты (0,40—0,44). Эти минералы, по крайней мере, частично имеют автотометаморфическое происхождение. Несомненно метаморфическими минералами метаультрабазитов являются тальк и тремолит. Состав талька отвечает теоретическому, железистость изменяется от 0,07 до 0,20. Тремолит обладает железистостью от 0,09 до 0,20, за исключением единичных образцов, где бесцветный амфибол имеет железистость до 0,38. В одном из образцов метаультрабазита (№ 6552, гл. 1802,0 м) встречен стильпномелан в ассоциации с тальком, хлоритом и кальцитом. Тальк и хлорит отличаются повышенной железистостью (0,20 и 0,42). Однако железистость стильпномелана (0,55—0,58) гораздо ниже, чем в метабазах (0,78—0,79). Метаморфизм затрагивает не только ультрабазиты, но также связанное с ними медно-никелевое оруденение. Подробнее об этом сказано ниже (см. «Рудную минерализацию»).

Необходимо подчеркнуть, что переход от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации совпадает с мощной зоной рассланцевания, которая захватывает низы заполяринской, всю лучломпольскую, верхи маярвинской свиты. Именно с этой зоной связано появление в метаморфических породах резкой анизотропии новообразованных текстур и структур (см. «Разрывные нарушения и минерализованные трещины»).

Эпидот-амфиболитовая фация. Верхняя граница этой фации примерно совпадает с кровлей пиртиярвинской свиты (около 4900 м), нижняя проходит внутри маярвинской свиты (около 6000 м). Породы представлены однородными сланцеватыми амфиболитами и гораздо реже — массивными разновидностями. И те и другие сложены, кроме амфибола и плагиоклаза, также биотитом, магнетитом; в виде примеси присутствуют сфен, местами кварц, эпидот, турмалин, карбонат. Плагиоклаз — обычно альбит, но в отдельных участках основность плагиоклаза повышается (№ 10—15). Иногда в амфиболитах этой фации появляется куммингтонит (гл. 5874,0 и 5968,0), что свидетельствует о недонасыщенности этих пород СаО. Диаграмма состав-парагенезис помещена на рис. 1.45. При общей однородности метаморфизма в этой фации встречаются интервалы, в которых либо изменяются свойства минералов, либо происходит смена парагенезисов. Например, верхний интервал 4900—5100 м характеризуется развитием ассоциации роговая обманка + альбит, чередующейся с ассоциацией альбит + магнетит + биотит.

Роговая обманка представлена идиоморфными кристаллами с ярким плеохроизмом от голубовато-зеленого вдоль Ng до светлого жел-

то-зеленого вдоль *Np*. Ниже 5100 м в породе появляется ярко-зеленая роговая обманка (с $Ng=26-29^\circ$). Местами ее кристаллы рассечены прожилками кальцита с кварцем. Около таких прожилков роговая обманка обесцвечивается. В отдельных интервалах встречается эпидот, а иногда и хлорит. В присутствии эпидота роговая обманка имеет более бледную окраску. Вблизи границы амфиболитов с нижележащими биотит-мусковитовыми сланцами (около 5200 м) наблюдаются признаки хлоритизации роговой обманки. В этом образце присутствуют кварц, примесь карбоната, роговая обманка, хлорит и альбит.

Роговая обманка в зависимости от состава породы обладает различной железистостью ($f=0,26-0,75$). Железистость биотита также колеблется в больших пределах ($f=0,29-0,75$). Железистость куммингтонита ($f=0,33-0,45$) обычно меньше железистости сосуществующей с ним роговой обманки.

Значительную часть интервала эпидот-амфиболитовой фации по скв. СГ-3 занимают метаандезиты и осадочные породы. Метаандезиты представлены двумя разновидностями: одна (амфиболсодержащая) характеризуется теми же парагенезисами, что и амфиболиты, другая имеет состав биотит-плаггиоклазовых мелкозернистых сланцев, часто с магнетитом. Вторая разновидность содержит биотит и кислый плагиоклаз. Известковистые метапесчаники кроме кварца, плагиоклаза, слюд и микроклина содержат кальцит, эпидот и магнетит. Нередко минералы представлены довольно магнезиальными разновидностями: флогопит с железистостью 0,04—0,11 ассоциирует с фенгитом, который содержит 6,28 % FeO и 3,23 % MgO (0,33 и 0,36 форм. ед). Карбонатные известково-магнезиальные породы бедные железом являются метаморфизованными доломитсодержащими кремнистыми известняками. Сейчас они представлены ассоциациями кальцита, доломита, тремолита, талька, флогопита и хлорита. Составы всех минералов характеризуются исключительно низкой железистостью. Самым железистым минералом оказывается хлорит ($f=0,08$). Принадлежность этих пород к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма не вызывает сомнений. Отсутствие диопсида свидетельствует о том, что температурные условия амфиболитовой фации достигнуты не были. С другой стороны, кварц, иногда ассоциируя с кальцитом, ни в одном шлифе не был встречен с доломитом, что было бы возможно в зеленосланцевой фации. Парагенезисы карбонатно-силикатных пород изображены на рис. 1.48.

Амфиболитовая фация в разрезе скв. СГ-3 представлена наиболее низкотемпературными частями, вплотную примыкающими к эпидот-амфиболитовой фации. Для нее характерно систематическое присутствие высокоглинозёмистой роговой обманки и более основного плагиоклаза, чем № 15. Сюда относится большая часть маярвинской свиты и гранитоидного комплекса. По структуре амфиболиты этой фации разделяются на тонкосланцеватые мелкозернистые и крупнозернистые, слабо рассланцованные, имеющие подчиненное значение.

По минеральному (и химическому) составу среди амфиболитов маярвинской свиты различаются две группы: 1) наиболее распространенные амфиболиты, содержащие такие кальциевые минералы, как эпидот или сфен (лейкоксен), насыщенные кальцием; 2) амфиболиты, содержащие кроме роговой обманки плагиоклаза и биотита бескальцевый амфибол — куммингтонит. В качестве акцессорного титанистого минерала здесь встречается не сфен, а ильменит (титаномagnetит). Эти породы можно характеризовать как недонасыщенные кальцием амфиболиты.

Роговые обманки амфиболитов маярвинской свиты представлены высокоглинозёмистыми разновидностями (Al в форм. ед. 1,5—2,5). Железистость их меняется в широких пределах (0,26—0,66). Биотит имеет железистость от 0,29 до 0,59, которая приблизительно соответствует

железистости роговой обманки. Соотношения железистостей этих минералов могут меняться. В амфиболитах, особенно в крупнозернистых структурных разновидностях можно видеть зональность роговой обманки, характерную для прогрессивной стадии метаморфизма, т. е. периферия зерен более густо окрашена и обогащена глинозёмом. Состав

плагиоклазов амфиболитов маярвинской свиты печенгского комплекса, не затронутых регрессивным метаморфизмом колеблется между № 19 и № 37.

Во вскрытом скважиной гранитогнейсовом комплексе большая часть амфиболитов сложена роговой обманкой и плагиоклазом приблизительно в равных соотношениях. Постоянно, хотя и в различных, обычно небольших количествах присутствуют биотит и кварц. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и ильменитом. Среди разновидностей выделяются куммингтонитовые и эпидотовые амфиболиты, а также неустраиваемые выше клинопироксеновые и гранатовые амфиболиты. Кроме того

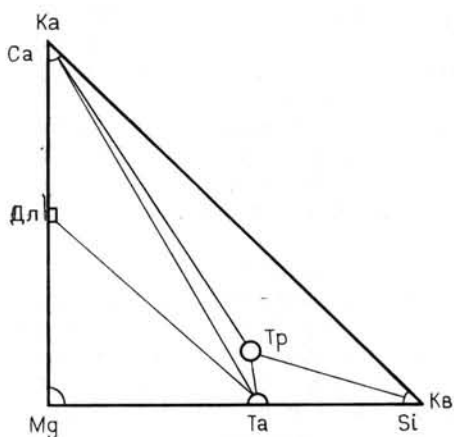


Рис. 1.48. Диаграмма состав — парагенезис метаморфизованных кремнисто-карбонатных пород

в кольском комплексе отмечаются рудоносные магнетит-ильменитовые амфиболиты (см. «Рудную минерализацию»).

Различия в химическом составе амфиболитов отчетливо проявляются в отношении $Ca/(Ca+Al+Mg+Fe)$. В клинопироксеновых амфиболитах оно превышает 0,30, в обычных разновидностях — 0,21—0,24, в куммингтонитовых — менее 0,20.

Амфиболиты содержат роговую обманку нормальной глинозёмистости (1,6—2,36 форм. ед.) и умеренной щелочности ($Na+K=0,33—0,68$ форм. ед.). Железистость ее колеблется в пределах 28—66 %. По отношению Al^{IV} и щелочей некоторые роговые обманки приближаются к ряду гастингсит—чермакит. Плагиоклазы относятся к андезину или лабрадору, реже к более основным разновидностям. Содержание анортитовой составляющей колеблется от 36 до 67 % по данным микроанализатора, а по замерам углов угасания в зоне $\perp a$ от 30 до 80 %. Для плагиоклаза амфиболитов характерна зональность с расположением в центре более кислого, а в периферийной части более основного плагиоклаза. Наблюдалось различие в 10 % Ан. Иногда зональность бывает сложнее: после основной каймы идет опять более кислая. В последнем случае сказывается влияние мигматизации или последующих регрессивных процессов.

Биотит амфиболитов почти не отличается от биотита гнейсов. Его железистость колеблется от 0,32 до 0,67 и зависит от общей железистости породы и ассоциации минералов.

В куммингтонитовых амфиболитах темноцветные минералы характеризуются более магнезиальным составом, чем в обычных амфиболитах, а плагиоклаз — более основным. Роговая обманка в этой ассоциации имеет железистость 0,26—0,39, а биотит 0,32—0,34. Куммингтонит представлен довольно магнезиальной разновидностью ($f=0,31—0,40$). Плагиоклаз содержит 50—70 % Ан. Этот тип амфиболитов никогда не содержит ни эпидота, ни сфена. Куммингтонитовые амфиболиты явно обеднены кальцием по сравнению с другими типами амфиболитов — отношение $Ca/(Ca+Mg+Fe+Al)$ менее 0,20.

Эпидотовые амфиболиты пользуются более широким распространением. В единичных зернах эпидот часто присутствует и в обычных амфиболитах. Первичный эпидот находится в ассоциации с роговой обманкой и основным плагиоклазом. При образовании вторичного эпидота в регрессивных условиях происходят альбитизация плагиоклаза и актинолитизация и хлоритизация роговой обманки. Местами это хорошо видно по структурным взаимоотношениям минералов в шлифах. Но обычно эти два эпидота трудно различимы.

Эпидот в амфиболитах бесцветный или желтоватый, его железистость (F) около 0,22, так же как и у вторичного эпидота.

Клинопироксеновые амфиболиты — довольно редкая разновидность амфиболитов для разреза скв. СГ-3. В метаморфической толще печенгской серии клинопироксен не был встречен даже в самых низах, где начинается амфиболитовая фация. В амфиболитах гранитогнейсового комплекса он отмечается в пяти-шести местах, вместе с обильным эпидотом. Сравнительная редкость клинопироксена в изучаемых амфиболитах возможно обусловлена малым содержанием в них кальция. Это подтверждается сравнением химического анализа клинопироксенового амфиболита с анализами других разновидностей. Отношение $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Al} + \text{Mg} + \text{Fe})$ у него выше 0,30, тогда как у других разновидностей оно колеблется от 0,17 до 0,24.

Клинопироксеновые амфиболиты сложены роговой обманкой, плагиоклазом, эпидотом, биотитом, клинопироксеном, актинолитом и сфеном. Роговая обманка и биотит не имеют особых отличий от этих минералов в обычных амфиболитах. Железистость роговой обманки 0,47—0,48, актинолита 0,26—0,36. Клинопироксен по химическому составу может быть отнесен к салиту с железистостью 0,32—0,56. Плагиоклаз, как правило, не более основной, чем в обычном амфиболите (35—60 % An), хотя встречается и до 92 % An . Актинолит, как и частично эпидот, образовался при наложении регрессивного метаморфизма.

Гранатовые амфиболиты встречаются также только в гранитогнейсовом комплексе. Причем с глубиной их относительная роль увеличивается. В обр. 38167 (гл. 10 253,0 м) гранатовый амфиболит сложен роговой обманкой ($f=0,52$), плагиоклазом-битовнитом (N° 87), биотитом ($f=0,48$), куммингтонитом ($f=0,51$) и гранатом ($f=0,82—0,86$). Куммингтонит здесь имеет наибольшую железистость из всех анализируемых, а гранат — наибольшее содержаниеgrossуляра (до 19,8 % в центре зерна).

Парагенезисы минералов в метабазах амфиболитовой фации представлены на рис. 1.45.

Подробное петрографическое описание гнейсов и мигматитов кольцевой серии приведено ранее. Поэтому мы ограничимся краткой характеристикой их минеральных ассоциаций.

Высокоглиноземистые гнейсы кроме биотита, мусковита, кварца и плагиоклаза содержат андалузит, гранат, ставролит, силлиманит. Силлиманит представлен фибролитом, лишь изредка перерастающим в тонкопризматический, игольчатый силлиманит. Андалузит образует неправильные крупные зерна, окруженные пластинками мусковита. Гранат представлен неправильными, изометричными зернами, иногда разрозненными фрагментами зерен; почти нигде не встречается в виде правильных многогранников. Состав граната — альмандин (66—70 %) с примесью пиропы (7—16 %), спессартина (8—15 %), grossуляра (до 7 %) и реже — андрадита (до 6 %). Ставролит встречается почти также часто как гранат; зерна неправильные, часто пойкилобластические с включениями кварца. Состав ставролита обычен ($f=0,82—0,86$).

Как правило, высокоглиноземистые гнейсы содержат биотит и мусковит. Железистость биотита (в присутствии граната или ставролита)

0,51—0,56. Мусковит высокоглиноземистых гнейсов содержит не более 0,18 форм. ед. Mg и Fe вместе, т. е. содержание фенгитовой составляющей невелико. Часть мусковита несомненно вторична и развивалась по андалузиту и силлиманиту. Нередко высокоглиноземистые гнейсы содержат крупные пластины хлорита, который не образует псевдоморфоз по биотиту. Его железистость приблизительно такая же, как и у биотита (0,48—0,58). Присутствие хлорита одновременно с биотитом может объясняться недостатком калия в этих породах. Плаггиоклаз по основности отвечает олигоклазу с содержанием анортитовой составляющей 20—30 %. В высокоглиноземистых гнейсах не встречено кордиерита, что, видимо, объясняется отсутствием достаточно магнезиальных разновидностей гнейсов. Важно отметить, что хотя андалузит и силлиманит часто присутствуют в породах, кианит был встречен лишь в одном образце. Можно предположить, что высокоглиноземистые гнейсы образовались при метаморфизме осадочных пород — песчаников с глинистым цементом и прослоями глин. Диаграмма состав — парагенезис высокоглиноземистых гнейсов изображена на рис. 1.45.

Биотитовые гнейсы, как правило, двуслюдяные, т. е. содержат хотя бы в небольших количествах мусковит. Составы минералов такие же как в глиноземистых гнейсах. Плаггиоклазы могут быть и более кислые, т. е. содержат менее 20 % Ан. Эти породы легко подвергаются мигматизации и обычно содержат участки равномерно-зернистых лейкократовых аплитовидных кварц-полевошпатовых пород, которые можно рассматривать как переплавленный субстрат. Амфибол-биотитовые гнейсы являются как бы переходными породами от биотитовых гнейсов к амфиболитам. Кроме биотита, плаггиоклаза, кварца и мусковита они содержат роговую обманку и часто эпидот. Состав плаггиоклаза в этих породах может меняться от олигоклаза, как в высокоглиноземистых и биотитовых гнейсах, до андезина с 30—40 % Ан, как в амфиболитах. Часть биотит-амфиболовых гнейсов-мигматитов, вероятно, образовалась при плагиомигматизации амфиболитов. Очень редко встречаются биотит-амфиболовые гнейсы, содержащие кроме роговой обманки еще и куммингтонит. Эти породы являются лейкократовыми аналогами куммингтонитовых амфиболитов.

По данным химических анализов, содержание Al_2O_3 в высокоглиноземистых гнейсах не намного выше, чем в обычных биотитовых (18,40 % против 17,30 %), молярное отношение Al к сумме $Ca+Na+K$ в них значительно больше (1,78—2,26 против 0,86—1,21). Именно недостаток щелочей и кальция в первичных осадках при их инертности при метаморфизме вызвал образование высокоглиноземистых минералов.

Метаультрабазиты в кольской серии представлены обычно тремолит-талк-флогопитовыми, тремолит-флогопит-куммингтонитовыми и тремолит-талк-хлоритовыми сланцами. В небольших количествах в них встречаются магнетит и ильменит. Наиболее железистым минералом метаультрабазитов является куммингтонит ($f=0,25—0,27$), однако он более магнезиален, чем куммингтонит амфиболитов (0,31—0,40). Кальцевый амфибол содержит мало Al (менее 0,29 форм. ед.), имеет железистость 0,12—0,17, что и позволяет отнести его к тремолиту. Железистость талька не превышает 0,06. Хлорит представлен высокоглиноземистой разновидностью (Al до 2,1 форм. ед.) с железистостью 0,16—0,19. Флогопит характеризуется железистостью 0,22—0,23. В довольно редких случаях в состав метаультрабазитов входит антофиллит. Таким образом, минеральный состав метаультрабазитов отвечает той же амфиболитовой фации.

Мигматиты, столь характерные для кольской серии, состоят из плаггиоклаза, калиево-натриевого полевого шпата, кварца, биотита. В переменных количествах присутствуют эпидот, клиноцоизит и мусковит. На контакте с породами, подвергшимися гранитизации мигматиты име-

ют переходный состав. Среди биотитовых гнейсов мигматиты имеют состав тоналита-гранодиорита. Вблизи высокоглиноземистых гнейсов в них наблюдаются реликтовые кристаллы ставролита и граната. В контактах с амфиболитами для мигматитов характерен состав диорита. Крупные реликтовые зерна роговой обманки окружены листочками биотита и постепенно замещается агрегатом полевых шпатов и кварца. В прилегающих амфиболитах мигматизация проявляется в образовании кварц-полевошпатовых жилков вдоль сланцеватости, биотитизации роговой обманки. Лейкосомы темных мигматитов гранодиоритового состава представлена гранитом, который обогащен калиево-натриевым полевым шпатом по сравнению с массой остального мигматита.

Плаггиоклазы в мигматитах имеют зональность с более основным ядром. В мигматитах диоритового состава андезин (№ 33—35) занимает краевые зоны олигоклаза (№ 28—30). В мигматитах гранитного состава ядро олигоклаза (№ 12—18) окружено оболочкой альбита (№ 8—10). Калиево-натриевый полевой шпат представлен решетчатым непертитовым микроклином. Высокие содержания окиси калия (14,46—15,60 %) и низкие содержания плаггиоклазового минала (8,6—11,1 %) указывают на относительно низкие температуры кристаллизации. Роговая обманка мигматитов по содержанию глинозема (1,73 форм. ед.), щелочей (0,59 форм. ед.) и железистости (0,46) соответствует роговым обманкам гнейсов. Биотит имеет железистость 0,45—0,66, как и в метаморфических породах. Железистость эпидота колеблется в пределах 9—21 %, что ниже, чем у эпидота метаморфических пород. Мусковит характеризуется низким содержанием фенгитового минала ($Mg+Fe=0,31$ форм. ед.), таким же как в гнейсах и значительно более низким, чем в зонах регрессивного метаморфизма. По химическому составу мигматиты отвечают щелочно-земельному ряду плаггиогранит-диорит-гранодиорит-гранитов [104]. Сопоставление химических составов мигматитов и исходных пород (гнейсов, амфиболитов) показало, что в мигматитах, по сравнению с вмещающими породами, увеличиваются количество SiO_2 , Al_2O_3 , щелочей (особенно Na_2O) и уменьшаются содержания TiO_2 , железа, MgO и CaO .

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕГРЕССИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Начиная с глубины 6000 м в амфиболитах и гранито-гнейсах отчетливо фиксируются проявления регрессивного метаморфизма, связанные с зонами пологих и крутопадающих разрывных нарушений. Участки наиболее интенсивного регрессивного метаморфизма совпадают с зонами сильного дробления и катаклаза пород. Такие зоны изменения наблюдались в интервалах 5977—5984, 6065—6120, 6250—6268, 6336—6410, 6615—6677, 7652—7656, 8117—8118, 9370—9375, 9921—9940, 9994—9999 м. Исследования измененных амфиболитов позволяют выделить в регрессивном метаморфизме относительно высокотемпературную ступень, отвечающую биотитовым субфациям зеленосланцевой фации, и низкотемпературную — на уровне безбиотитовой субфации зеленосланцевой фации. Кроме того, в отдельных участках обнаружены признаки еще более низкотемпературного изменения близкого к пренит-пумпеллиитовой фации. Интенсивный регрессивный метаморфизм проходил на уровне безбиотитовых субфаций зеленосланцевой фации (рис. 1.49).

Относительно высокотемпературное изменение выражается в некотором снижении основности плаггиоклаза и глиноземистости роговой обманки. В богатых кальцием амфиболитах появляется (или увеличивается в количестве) эпидот, а в недосыщенных кальцием амфиболитах — куммингтонит. Биотит еще сохраняется, но местами частично замещается хлоритом. Обычно интенсивность этого процесса невелика,

но местами (особенно в пределах гранитогнейсового комплекса) наблюдаются скопления прожилков эпидота и зоны сплошной эпидотизации и окварцевания. Часто эта эпидотизация не сопровождается альбитизацией плагиоклаза, лишь роговая обманка частично замещается актинолитом. Этот явно метасоматический процесс проходил с приносом CaO и перемещением других компонентов.

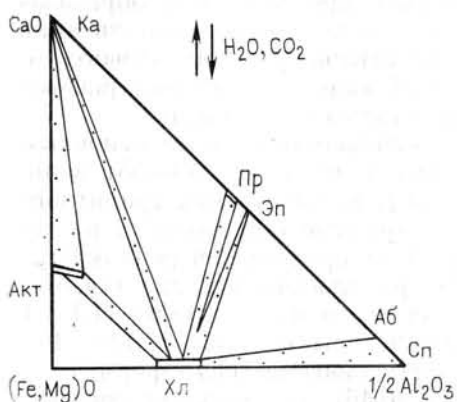


Рис. 1.49. Диаграмма состав — парагенезис регрессивного метаморфизма амфиболитов

В зонах более низкотемпературного изменения биотит не сохраняется, плагиоклазы альбитизируются, роговая обманка замещается актинолитом. В отдельных узких зонах амфиболит превращается в эпидот-хлоритовую породу, что возможно только при некотором перемещении глинозема и кальция. Необходимо отметить различия в составах эпидота в верхних частях печенгского комплекса и в зонах регрессивных изменений в его нижних частях. Если железистость первых колеблется в пределах 0,16—0,18, то эпидоты регрессивных зон имеют, как правило, значительно более высокую железистость (0,25—0,43).

Изменение на уровне пренит-пумпеллиновой фации устанавливается по появлению пренита и пумпеллинта в виде изометричных скоплений и тонких жилок. В отличие от пумпеллинта верхней части разреза, который окрашен в интенсивно зеленый цвет, регрессивный пумпеллинт характеризуется отчетливо голубой окраской разной интенсивности; он слагает отдельные зерна или радиальнолучистые сростки.

Изменение богатых кальцием амфиболитов на уровне безбиотитовой ступени зеленосланцевой фации метаморфизма происходило согласно следующим реакциям: $\text{Ро} + \text{Пл}_{20-30} + \text{Би} \rightarrow \text{Акт} + \text{Хл} + \text{Аб} + \text{Эп} + \text{КПШ} \rightarrow \text{Хл} + \text{Аб} + \text{Ка} + \text{КПШ}$.

Плагиоклазы амфиболитов, содержащие 20—40 % An и более, как правило, замещаются несдвойникованным альбитом или, чаще, очень тонкозернистой пелитизированной буроватой полевошпатовой массой. Как показало исследование на рентгеновском микроанализаторе, последняя состоит из тонкой смеси кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата. В этих же породах встречаются также чистые участки альбита и калиевого полевого шпата; замеры на Федоровском столике показали, что это нерешетчатый микроклин. Хлорит регрессивно измененных, богатых кальцием амфиболитов характеризуется железистостью 0,40—0,71 и содержанием Al 2,30—2,47 форм. ед.

В процессе интенсивного изменения амфиболиты местами превращаются в альбит-калшпат-хлоритовые породы, имеющие такие же структуры, что и сланцеватый амфиболит. Часто видны признаки замещения актинолита хлоритом. Иногда в породах при этом появляется кальцит. В зонах интенсивного тектонического воздействия наблюдается много линзовидных обособлений и жилок кальцита. Таким образом, кальций мог выноситься и откладываться на небольших расстояниях.

Регрессивный метаморфизм в обедненных кальцием амфиболитах также проявляется в хлоритизации биотита и альбитизации плагиоклаза. Более высокотемпературная ступень регрессивного метаморфизма, проявленная в кальциевых амфиболитах в эпидотизации, здесь выразилась в дополнительной куммингтонизации роговой обманки и частичной ее актинолитизации. На глубине 6617,0 м (обр. 21560) в интерва-

ле куммингтонитовых амфиболитов при регрессивном метаморфизме возникла необычная ассоциация минералов: роговая обманка, актинолитовая роговая обманка, куммингтонит, биотит, плагиоклаз, хлорит и эпидот. Присутствие вместе роговой обманки и актинолита, биотита и хлорита легко объясняется наложением регрессивных процессов изменения. Наиболее удивительно совместное присутствие куммингтонита и эпидота, обычно вместе не встречающихся. Вероятно они образовались при относительно высокотемпературном регрессивном изменении роговой обманки и основного плагиоклаза и характеризуют резкую неравномерность этого превращения. Хлорит, образующийся при регрессивном метаморфизме обедненных кальцием амфиболитов, более магниен, чем хлорит в амфиболитах богатых кальцием.

Интересно отметить, что намеченная последовательность регрессивных процессов в амфиболитах отвечает возрастным соотношениям мелких жилков в зонах брекчирования. В зонах интенсивного изменения породы преобразуется целиком, а вне этих зон — только на контактах с жилками. Характер изменения породы отвечает обычно заполнению жилки. Последовательность возникновения жилков следующая: кварц-эпидотовые, хлорит-калишпатовые, карбонатные и пренит-пумпеллиитовые.

В гнейсах и мигматитах гранитогнейсового комплекса регрессивный метаморфизм на относительно высокотемпературной ступени выразился в мусковитизации, которая сопровождается окварцеванием. В этих породах часто появляется фибролит. Все это указывает на то, что процесс имеет характер слабой грейзенизации. Состав вторичного мусковита отличается от регионально-метаморфического значительным содержанием фенгитовой составляющей (сумма $Fe+Mg$ равна 0,47—0,48, против 0,07—0,18 форм. ед.). Наиболее интенсивно грейзенизация проявлена в интервалах 6830—6860, 7520—7540, 7858—7876, 8635—8680, 8980—9030, 9775—9850 м и т. д.

Более низкотемпературные изменения гнейсов выражаются в хлоритизации биотита, эпидотизации и серицитизации калиевого полевого шпата. В отдельных зонах и прожилках отмечается пренит. Калиевый полевой шпат содержит меньше плагиоклазовой составляющей, чем микроклин мигматитов. Состав пренита обычен, его железистость колеблется от 0,01 до 0,03. Зоны катаклаза и регрессивных изменений часто сопровождаются сульфидной минерализацией.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Исследования керна Кольской сверхглубокой скважины позволили впервые в одном разрезе проследить переходы от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фации. Генетическая связь перечисленных фаций доказывается не только закономерной сменой минеральных ассоциаций, но также закономерным изменением состава таких метаморфических минералов как плагиоклазы и амфиболы (см. рис. 1.45).

Однако определение температур и давлений при формировании этой метаморфической зональности сопряжено с большими трудностями. Они обусловлены двумя причинами: несовершенством минералогических геотермометров и геобарометров для зон низкотемпературного метаморфизма и неполной равновесностью минеральных ассоциаций в этих зонах [28].

Изучение метабазитов пренит-пумпеллиитовой фации показало, что в них присутствуют явно неравновесные минералы. При этом стекловатая масса, лейсты плагиоклаза и вкрапленники пироксена изменяются при метаморфизме неодинаково. Сначала преобразуется стекловатая основная масса. Большею частью она замещается хлоритом с выделением избыточного кремнезема в виде округлых зерен кварца, ча-

сто имеющих радиально-лучистое угасание. Железистость хлорита обычно превышает железистость породы на 2—5 %. Отсюда можно предположить, что остаточная жидкость магматических пород основного состава была обогащена железом по сравнению с породой в целом.

Плагноклазы, присутствующие в виде тонких и относительно длинных лейст с большей поверхностью соприкосновения, первоначально отвечали лабрадору-битовниту. В слабо измененных породах они повсеместно замещены альбитом, пренитом, пумпеллиитом, эпидотом и др. В пренит-пумпеллиитовой фации плагноклаз замещается пренитом и альбитом и гораздо реже — пумпеллиитом. Можно предположить, что для образования пумпеллиита было необходимо взаимодействие плагноклаза с метаморфизирующейся стекловатой основной массой, богатой Mg и Fe.

В условиях зеленосланцевой фации в лейстах плагноклаза и вокруг них большое распространение получает эпидот, частично замещающий альбитизированный ранее плагноклаз. При развитии эпидота по альбиту кальций поступает из замещающегося актинолитом клинопироксена, а железо — из хлорита. Вкрапленники моноклинного пироксена в условиях пренит-пумпеллиитовой фации почти не подвергаются изменениям, в верхах зеленосланцевой фации они замещаются актинолитом и глубже 2000 м исчезают.

При этом разным фациям соответствуют и разные структуры: пренит-пумпеллиитовой — реликтовая порфировая, зеленосланцевой — переходная от порфировой к немато- и порфиробластовой, а началу эпидот-амфиболитовой фации — идиогранобластовая. Таким образом, порфировая структура сохраняется лишь на низких ступенях благодаря малой скорости диффузионного перемещения компонентов в породах. При замещении пироксена актинолитом отношение $MgO/(MgO+FeO)$ во вкрапленнике резко изменяется: железистость пироксена выше 50 %, а актинолита — ниже. Однако глинозем и кремнезем не обнаруживают признаков перемещения. Эти два компонента и образуют консервативную основу порфировой структуры. При возрастании метаморфизма происходит частичное перераспределение Al_2O_3 и SiO_2 между актинолитовыми вкрапленниками и хлоритом основной массы. Начиная с 2100 м и глубже, в породах отмечаются признаки «расползания» порфировой структуры. Это выражается в разрастании актинолитовых иголок за пределы вкрапленников пироксена и возникновении в основной массе спутанноволокнистого агрегата актинолита. При этом из вкрапленников выносятся железо, а привносятся Al_2O_3 , MgO и H_2O . Вкрапленники альбита здесь сохраняют свою форму. Ниже 3180 м исчезают не только пироксеновые, но и плагноклазовые вкрапленники. Местами происходит собирательная перекристаллизация актинолита с образованием его порфиробласт. Для этой зоны, совпадающей с биотит-актинолитовой субфацией, характерны устойчивые метаморфические идиогранобластовые или лепидогранобластовые структуры.

Соответственно, в разрезе скважины выделены три зоны по степени достижения равновесия при метаморфизме: 1) зона химического и структурного неравновесия (0—2100 м); 2) зона с реликтовыми первичными структурами и проявлением биметасоматизма в микромасштабе (2100—3200 м) и 3) зона полной перекристаллизации пород в условиях, близких к равновесным (глубже 3200 м).

О неполном равновесии свидетельствует и неомогенность метаморфических минералов. Так, в верхних частях фации зеленых сланцев бесцветные кристаллы актинолита в метабазах обрастают зеленой каймой роговой обманки. Кайма имеет резкую границу с ядром и отличается от него более высоким содержанием Al_2O_3 , Fe, Na_2O и более низким содержанием SiO_2 , MgO. Кроме каймы роговая обманка развивается по трещинам спайности актинолита. По данным электронного

микронзондирования, здесь в непосредственном контакте находятся амфиболы с содержанием глинозема 1,2 и 5,2 % и соответственно с разной железистостью.

Поэтому для пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций оценки температур и давлений базируются на результатах изучения газовой-жидких включений в метаморфогенных жилах и прожилках (см.

ТАБЛИЦА 1.14

ОЦЕНКИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ДАВЛЕНИЯ ПРОГРЕССИВНОГО МЕТАМОРФИЗМА
В АМФИБОЛИТАХ СКВ. СГ-3 ПО ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРУ Г. Г. ЛИХОЙДОВА И ДР. [61]

№ обр.	Глубина, м	№ Пл	ΣAl в РО, форм. ед.	Температура, °C	P, ГПа
18 483	4887,6	2	1,88—2,37	<500	—
19 383	5765,0	11—17	1,56—2,21	500—515	0,4—0,7
19 487	6004,0	19	1,65—2,37	520	0,4—0,8
19 828	6166,0	37	1,21—1,65	560	0,2—0,3
19 943	6216,6	30	1,60—2,36	540	0,3—0,7
20 771	6457,2	27	1,11	535	0,2
22 325	6783,9	25	1,06—1,44	530	0,2—0,3
22 706	6946,0	32—67	1,98—2,03	545—7650	0,2—0,5
	8337,4	64	2,54	650	0,4
36 811	9940,3	33	2,06	550	0,5
37 687	10141,4	79	1,95	650	0,2
38 620	10504,5	61	1,95	650	0,2

«Геохимия и условия формирования докембрийских комплексов»). Напомним, что, по данным И. В. Банщиковой, вниз по разрезу включения в минералах изофациальных жил меняют свой фазовый состав от типа $\text{Ж} > \text{Г}$ (0—1500 м) к типу $\text{Ж} > \text{Г} + \text{К}$ или $\text{Ж} \geq \text{Г} > \text{К}_{\text{л+т}}$ (1400—4000 м) и далее к типу $\text{Г} \geq \text{Ж} + \text{К}$ или $\text{Г} \geq \text{К} > \text{Ж}$ (ниже 4000 м). Гомогенизация ранних групп сингенетических включений в интервале 170—3100 м происходит в жидкую фазу при температурах 190—460°, в интервале 3100—4100 м — в диапазоне 480—512° а ниже 4100 м — в газообразную фазу при температурах 510 °C и выше.

Начиная с отметки 4900 м и вплоть до забоя скважины, т. е. в пределах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, возможности для определения температур и давлений при метаморфизме значительно расширяются. Г. Г. Лихойдовым и др. [61] предложен геотермобарометр, основанный на составах плагиоклаза и роговой обманки, находящихся в равновесии с эпидотом. Геотермобарометр построен по экспериментальным данным. Такая ассоциация типична для большинства метабазитов скв. СГ-3, начиная приблизительно с 5000 м. Выше плагиоклаз метабазитов представлен альбитом и ассоциация характеризует температуры менее 500 °C, находящиеся на нижнем пределе чувствительности предложенного геотермобарометра. Обработка результатов микрорентгеноспектральных анализов показывает значительные колебания отдельных определений и вместе с тем общее повышение температуры метаморфизма с глубиной при слабо увеличивающемся давлении в пределах 0,2—0,4 ГПа (табл. 1.14). Разброс значений, возможно, связан с неполным равновесием минеральных ассоциаций (на что указывают колебания состава минералов в одном и том же образце) или с наложением более поздних процессов.

Определение температур метаморфизма пород гранитогнейсового комплекса по двуминеральным геотермометрам [71] также показало значительный разброс значений (табл. 1.15). Однако большинство цифр укладывается в пределах 540—620 °C, которые и ограничивают наибо-

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР МЕТАМОРФИЗМА ПО ДВУМИНЕРАЛЬНЫМ ГЕОТЕРМОМЕТРАМ [71]

№ обр.	Глубина, м	Ca/ (Ca+Na+K)		Температура, °C	Mg/(Mg+Fe+Mn)				Температура, °C
		PO	Пл		Гр	Ств	PO	Бит	
22 799	6983,1	—	—	—	0,08—0,14	0,14	—	0,38	530—650
23 153	7119,9	0,80—0,84	0,49	540—590	—	—	—	—	—
23 742	7367,0	—	—	—	0,10	—	—	0,48—0,49	490—500
24 051	7419,4	—	—	—	0,11	—	—	0,44	550
24 824	7652,6	0,84—0,86	0,39	500—520	—	—	—	—	—
27 044	7964,0	0,82—0,84	0,60—0,67	580—610	—	—	—	—	—
31 100	8716,4	0,72—0,73	0,22—0,24	505—520	—	—	—	—	—
31 596	8858,0	0,80—0,82	0,36—0,39	530—560	—	—	0,71—0,72	0,56	750
31 596	8858,0	0,75—0,76	0,36—0,40	570—610	—	—	0,46—0,48	0,50—0,54	550—575
36 811	9940,3	0,70	0,33	600	—	—	—	—	—
37 148	9990,4	0,78—0,81	0,45—0,53	595—625	—	—	—	—	—
37 480	10093,5	0,79	0,19	460	—	—	0,70	0,68	660
37 687	10141,4	0,77	0,79	700	—	0,58	0,58	—	600
38 167	10253,0	0,80	0,87	750	0,14—0,18	0,48	0,52	—	550—610
38 569	10480,7	—	—	—	0,10	—	0,48	—	520
38 620	10504,5	0,80	0,61	640	—	0,54	0,54	—	590

лее вероятные максимальные температуры регионального метаморфизма. Распределение Mg и Fe в трех парах роговой обманки и клинопироксена (обр. 24824, 34405 и 36795; глубины, соответственно, 7652,6; 9200,0 и 9936,3 м) показало слишком высокое значение температур (690, 640 и 725 °C).

Таким образом, для пород низов печенгского и гранитогнейсового комплексов большинство полученных цифр указывают на эпидот-амфиболитовую и низкотемпературную часть амфиболитовой фации. Значения давления при метаморфизме 0,2—0,4 ГПа) подтвердили установленный по минеральным ассоциациям метapelитов андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма.

Развитие в высокоглиноземистых гнейсах андалузита и волокнистой разности силлиманита — фибролита — при отсутствии кианита свидетельствует о том, что давление не достигало тройной точки равновесия андалузит-силлиманит-кианит, т. е. 0,3—0,4 ГПа. Присутствие ставролита как в верхах, так и в низах разреза позволяет говорить о приблизительно одинаковой температуре метаморфизма в этих интервалах. Сосуществование граната ($f=0,84—0,90$) со ставролитом ($f=0,82—0,87$), биотитом ($f=0,52—0,62$) и андалузитом свидетельствует об андалузит-ставролитовой субфации ставролитовой фации, которая в общепринятой системе соответствует верхам эпидот-амфиболитовой и низам амфиболитовой фации.

Как уже отмечалось, кольскую серию отличает от печенгского комплекса интенсивная гранитизация, приводящая к образованию полосчатых и темневых мигматитов. Новообразованные минералы представленные микроклином, плагноклазом и кварцем. Мигматиты, обогащенные этими минералами, отличаются структурой, переходной к гранитной. Плагноклазы имеют нормальную зональность и некоторые их кристаллы в виде табличек совместно с идиоморфными листочками биотита встречаются внутри порфировластов микроклина, что обычно для магматических пород. Все это заставляет предполагать магматическую природу неосомы. По химическому составу мигматиты укладываются в обычный ряд щелочноземельных пород. В микроклинсодержащих мигматитах состав внешней зоны плагноклаза более или менее постоянен. Все это показывает, что при гранитизации в целом достигалось физико-химическое равновесие.

На рис. 1.50 приведены минеральные парагенезисы мигматитов. Конноды проведены в соответствии с парагенезисами неосомы. Видно, что эти парагенезисы обычны для нормальной щелочноземельной магмы. На эту же диаграмму нанесена котектическая линия кристаллизации нормальной щелочноземельной магмы. Фигуративные точки исследованных мигматитов располагаются вблизи этой кривой. Если из суммарного состава гранитного мигматита исключить состав палеосомы, то фигуративная точка неосомы почти совпадает с эвтектикой. Таким образом, неосома мигматитов имеет анхизевтектический состав.

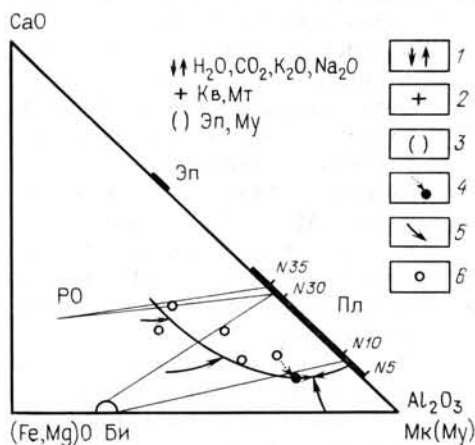


Рис. 1.50. Парагенезисы и пути кристаллизации мигматитов.

Компоненты: 1 — подвижные, 2 — избыточные, 3 — реликтовые; 4 — фигуративная точка состава неосомы гранитного мигматита; 5 — пути кристаллизации нормальных щелочноземельных гранитоидов; 6 — точки составов исследованных мигматитов

Все это указывает на вполне подвижное, в целом, поведение щелочей при гранитизации. В то же время ассоциация микроклина с альбитом № 8—10 и состав биотита свидетельствуют о пониженной нормальной активности калия при формировании исследованных мигматитов. Локальное повышение активности калия происходит вблизи амфиболитов, где с микроклином ассоциирует андезин № 30—33, не превышающее однако нормального щелочноземельного уровня.

Касаясь температур, которые достигались при гранитизации, необходимо иметь в виду зависимость содержания титана и глинозема в шестерной координации в биотитах от температуры их формирования. Соотношение этих компонентов обычно для биотитов метаморфических пород эпидот-амфиболитовой и низких ступеней амфиболитовой фации. Содержание глинозема в роговых обманках мигматитов составляет $Al^{VI} — 0,35$, $Al^{IV} — 1,38$ форм. ед., что характерно для этого минерала в высокотемпературных частях эпидот-амфиболитовой фации [36]. Все это свидетельствует о том, что гранитизация проходила в тех же термодинамических условиях, что и метаморфизм амфиболитов и гнейсов кольской серии.

Что же касается резкого ограничения развития мигматитов контактом кольской серии с печенгским комплексом, то причины этого явления недостаточно ясны. Определенную роль мог играть литологический состав метаморфических пород, как это наблюдается в кольской серии, где метабазиты гранитизированы гораздо слабее, чем гнейсы. Однако не исключено, что кольская серия подвергалась мигматизации и до и после формирования печенгского комплекса, причем гранитизация, сопряженная с прогрессивным метаморфизмом печенгского комплекса, была менее интенсивной.

ВОЗРАСТ ЗОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Результаты калий-аргоновых и рубидий-стронциевых определений возраста метаморфических пород из разреза Кольской сверхглубокой скважины приведены в табл. I.16—18.

Для пород печенгского комплекса характерен широкий диапазон датировок К-Аг методом. При этом значения 1,9—1,5 млрд. лет характеризуют главным образом слабометаморфизованные породы верхней части печенгского комплекса (никельская серия), тогда как в более метаморфизованной нижней части (луостаринская серия) отмечаются значения возраста, превышающие 1,9 млрд. лет (табл. I.16).

К-Аг датировки пород кольской серии (табл. I.17) в целом соответствуют таковым печенгского комплекса, также варьируя в широких пределах и только в амфиболитах приближаются к среднему значению 1830 ± 110 млн. лет. Следует также отметить сравнительно небольшой разброс значений возраста мусковита и его влияние на возраст ассоциирующего с ним биотита. Как уже отмечалось, в лейкократовых биотитовых плагиогнейсах мусковит является наложенным, а в мезо- и меланократовых плагиогнейсах с высокоглиноземистыми минералами он находится в равновесии с биотитом. Поэтому при статистической обработке полученные данные группировались с учетом фактора наложенной мусковитизации. Занижение среднего значения возраста биотита из мусковитизированных пород (1572 ± 108 млн. лет) следует связывать с процессом региональной грейзенизации пород кольского комплекса, датируемым в 1532 ± 135 млн. лет. Таким образом, самый поздний возрастной максимум статистически определяется в 1,5 млрд. лет.

Более древний максимум образуют биотиты из пород нижней части печенгского комплекса (1827 ± 178 млн. лет), а также слюды (1830 ± 110 млн. лет) и амфиболы (1815 ± 134 млн. лет). При этом следует отметить, что если калий-аргоновые данные по печенгскому комплексу

ТАБЛИЦА 1.16

**К-Аг ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА
ИЗ РАЗРЕЗА СКВ. СГ-3**

Серия	Свита	№ обр.	Глубина, м	Порода	Минерал	К, %	$^{40}\text{Ar} \times 10^{-3}$ см ³ /г	Возраст, млн. лет
Ни- жель- ская	gd	4 318*	1325	Эссекситовое метагаббро	Плагноклаз	0,268	0,036	1960 ± 60
		9 524*	2535	Габбро-диабаз	Актинолит	0,077	0,0084	1710 ± 80
	zp	12 760*	3318	Метадиабаз	Плагноклаз	0,280	0,028	1620 ± 60
		14 662*	3901	То же	Актинолит	0,075	0,0068	1520 ± 70
		14 668*	3901	" "	Роговая об- манка	0,100	0,013	1930 ± 70
Луос- тарин- ская	lz	17 860	4715	Дацитовый метаспорфирит	Биотит	6,830	0,814	1813 ± 75
		17 938*	4738		То же	7,740	0,773	1620 ± 40
		18 167*	4800	Доломитовый метаспесчаник	Мусковит	7,250	0,919	1890 ± 35
		18 276*	4841	Аркозовый метаспесчаник	Вал	4,440	0,248	1070 ± 20
		18 405*	4865	То же	Серицит из цемента	5,600	0,267	950 ± 15
					Вал	4,410	0,283	1190 ± 15
					Серицит из цемента	5,200	0,264	1000 ± 10
	pr	18 628*	5003	Амфибол-би- титовый пла- гиосланец	Вал	0,770	0,109	2020 ± 100
		19 041*	5495	Биотит-магне- титовый пла- гиосланец	Амфибол	0,835	0,153	2350 ± 80
		19 043*	5507	Эпидот-маг- нетитовый плаггиосланец	Биотит	7,270	0,812	1750 ± 30
	ma	20 776	6465	Метагаббро- диабаз	Биотит	7,100	0,678	1570 ± 32
					Биотит	5,580	0,615	1730 ± 50
		20 779	6466	То же	Роговая обманка	0,390	0,0400	1630 ± 45
		22 233	6761	Амфиболит	Роговая обманка	0,380	0,0470	1873 ± 70
		22 273*	6767	Амфибол-би- титовый пла- гиосланец	Биотит	7,600	1,179	2130 ± 40
					Роговая обманка	0,350	0,0196	1860 ± 70
		22 374*	6793	То же	Плагноклаз	0,100	0,0151	2100 ± 70
					Биотит	7,370	1,142	2130 ± 40
		22 387	6791	Амфиболит	Роговая обманка	0,370	0,0532	2040 ± 70
					Плагноклаз	0,110	0,0297	2890 ± 80
		22 441	6800	То же	Биотит	4,200	0,560	1949 ± 70
					Биотит	5,700	0,873	2118 ± 45

Примечание. Анализы выполнены Т. В. Кольцовой*, С. Н. Вороновским, Л. В. Овчинниковой.

ТАБЛИЦА 1.17

**К-Аг ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА
ИЗ РАЗРЕЗА СКВ. СГ-3**

Толща	№ обр.	Глубина, м	Порода	Минерал	К, %	$w_{Ar} \times 10^{-3}$ см ³ /г	Возраст, млн. лет
I	22 544*	6900	Плагнопегматоид	{ Мусковит	8,100	0,913	1750 ± 30
	22 660	6918	Мезократовый плагногнейс с ВГМ	{ Плагноклаз	0,650	0,162	2770 ± 70
	22 709	6952	Fe-амфиболит	Биотит	7,000	0,665	1569 ± 65
	22 748а	6937	Мезократовый плагногнейс с ВГМ	Амфибол	0,530	0,072	1970 ± 60
	22 778	6979	Биотит-роговообманковый сланец	Биотит	7,300	0,711	1600 ± 30
	22 947	7028	Мигматит-пегматоид	Биотит	6,100	0,762	1872 ± 70
	23 290	7185	Лейкократовый биотитовый гнейс	Биотит	6,990	0,648	1544 ± 48
	23 308	7186	Гранит	Биотит	6,750	0,606	1511 ± 50
	23 470*	7281	Fe-амфиболит	Биотит	7,340	0,592	1404 ± 43
	23 550	7352	Биотитизированный актинолитовый сланец	Амфибол	0,460	0,056	2020 ± 70
	23 617	7360	Мезократовый плагногнейс с ВГМ	Биотит	6,580	0,894	1972 ± 50
	23 869	7388	Si-амфиболит	{ Биотит	7,140	0,712	1621 ± 38
	24 047*	7431	Мезократовый плагногнейс с ВГМ	{ Мусковит	5,900	0,599	1640 ± 40
	24 216	7468	Fe-Mg-амфиболит	Биотит	6,900	0,813	1805 ± 50
	24 305	7485	Меланократовый плагногнейс с ВГМ	{ Биотит	7,520	0,779	1660 ± 30
	24 461*	7508	Si-амфиболит	{ Мусковит	7,520	0,710	1560 ± 30
	24 618	7535	Мезократовый плагногнейс с ВГМ	{ Биотит	6,030	0,697	1778 ± 50
				{ Мусковит	7,400	0,762	1640 ± 50
				{ Биотит	8,070	0,875	1710 ± 30
				{ Амфибол	0,656	0,074	1750 ± 55
II	24 784	7658	Слюдит (по тальк-актинолитовому сланцу)	Биотит	7,550	0,789	1684 ± 40
	24 823	7660	Fe-амфиболит	Мусковит	8,030	0,812	1635 ± 40
	24 915	7678	Биотит-роговообманковый плагногнейс	Биотит	7,850	1,030	1930 ± 45
	24 919	7679	Al-Mg-амфиболит	Роговая обманка	0,260	0,0378	2054 ± 88
	24 964	7691	Fe-амфиболит	Биотит	6,810	0,924	1970 ± 45
	25 214*	7786	Лейкократовый биотитовый плагногнейс	{ Биотит	7,220	0,782	1710 ± 35
	25 464	7792	Лейкократовый биотитовый гнейс	{ Роговая обманка	0,480	0,0568	1810 ± 50
	26 509-Д	7895	Слюдит (по актинолитовому сланцу)	Роговая обманка	0,314	0,0501	2169 ± 50
	26 558	7905	Лейкократовый биотитовый плагногнейс	{ Плагноклаз	0,439	0,057	1910 ± 60
	27 029*	7967	Al-Mg-амфиболит	{ Биотит	7,970	0,663	1430 ± 30
	26 873	7980	Лейкократовый биотитовый плагногнейс	Мусковит	8,250	0,782	1567 ± 50
	26 918	7990	Эпидот-биотитовый плагногнейс	Биотит	7,940	0,978	1856 ± 35
				Биотит	7,480	0,811	1712 ± 40
				Роговая обманка	0,247	0,045	2340 ± 80
				Куммингтонит	0,123	0,018	2030 ± 70
				{ Биотит	7,090	0,542	1352 ± 27
				{ Мусковит	8,330	0,756	1523 ± 50
				Биотит	8,020	0,933	1790 ± 40

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. I.17

Толща	№ обр.	Глубина, м	Порода	Минерал	K, %	$^{40}\text{Ar} \times 10^{-3}$ см ³ /г	Возраст, млн. лет
II	27 248	8 020	Лейкократовый биотитовый плагиогнейс	{ Мусковит	7,810	0,677	1475 ± 38
				{ Биотит	6,390	0,620	1591 ± 40
	27 741	8 120	Лейкократовый биотитовый гнейс	Мусковит	8,350	0,801	1579 ± 50
	27 875	8 128	Лейкократовый биотитовый плагиогнейс	Биотит	7,700	1,010	1930 ± 42
	28 004	8 189	Пегматоидный гранит	Мусковит	6,870	0,848	1858 ± 50
	28 107	8 229	Лейкократовый биотитовый гнейс	Биотит	6,340	0,683	1704 ± 50
	28 353	8 265	Fe-амфиболит	Биотит	7,260	1,360	2377 ± 60
	28 825*	8 376	Fe-Mg-амфиболит	Амфибол	0,740	0,091	1850 ± 60
	28 918	8 403	Гранит	{ Биотит	4,780	0,442	1541 ± 45
				{ Мусковит	7,140	0,800	1748 ± 40
				{ Амфибол	0,860	0,150	2280 ± 70
	28 933*	8 410	Fe-амфиболит	{ Биотит	7,640	0,756	1610 ± 35
				{ Роговая обманка	0,452	0,0691	2116 ± 60
	29 067	8 418	Al-Mg-амфиболит	Биотит	5,100	0,595	1794 ± 40
	30 654	8 678	Лейкократовый эпидот-биотитовый плагиогнейс	Биотит	6,910	0,640	1543 ± 45
	31 318	8 775	Роговообманково-биотитовый плагиогнейс	Биотит	7,420	0,714	1583 ± 50
	32 000	8 967	Si-амфиболит	Биотит	6,900	0,802	1785 ± 40
	33 400	9 030	Гранит	Мусковит	7,860	0,710	1517 ± 50
	33 727*	9 049	Fe-амфиболит	Амфибол	0,930	0,109	1800 ± 50
	33 830	9 074	Лейкократовый биотитовый гнейс	{ Биотит	7,150	0,986	1990 ± 50
				{ Мусковит	6,080	0,553	1524 ± 50
III	34 855	9 267	Биотитизированный актинолитовый сланец	Биотит	7,080	0,849	1825 ± 50
	35 403	9 449	Порфиробластовый Fe-амфиболит	Биотит	7,250	1,010	2002 ± 55
	35 413	9 451	То же	Амфибол	0,680	0,105	2120 ± 60
III	35 515*	9 481	Порфиробластический гранит	Биотит	8,030	0,688	1460 ± 40
	35 552	9 499	То же	Мусковит	8,730	0,791	1520 ± 40
IV	35 891	9 672	Слюдит (по тальк-актинолитовому сланцу)	Флогопит	5,460	0,623	1769 ± 40
	36 158	9 748	Fe-амфиболит	Роговая обманка	0,320	0,0486	2108 ± 80
	36 580	9 906	Порфиробластический Fe-амфиболит	Роговая обманка	0,812	0,0980	1832 ± 24
	36 923	9 930	То же		0,768	0,0980	1897 ± 21
V	38 378*	10 315	Роговообманково-биотитовый плагиогнейс	{ Амфибол	1,200	0,124	1660 ± 50
				{ Биотит	8,100	0,840	1660 ± 40

Примечание. I, III, V — толщи мезо-, меланократовых плагиогнейсов с ВГМ; II, IV — толщи лейкократовых биотитовых плагиогнейсов и гнейсов.

Анализы выполнены Т. В. Кольцовой*, С. Н. Вороновским, Л. В. Овчинниковой.

фиксируют возраст прогрессивного зонального метаморфизма, то первичные датировки пород кольского комплекса синелированы этим метаморфизмом и еще более поздней региональной грейзенизацией.

Дополнительные датировки возраста метаморфических процессов для кольской серии получены с помощью изохронного Rb-Sr метода (табл. I.18).

Данные, полученные для лейкократовых биотитовых гнейсов, отвечают изохроне с возрастом в 1663 млн. лет и первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7073$. Уравнение изохроны $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7073+2,39\cdot 10^{-2} \cdot ^{87}\text{Pb}/^{86}\text{Sr}$. Изотопные данные для амфиболитов также укладываются в изохрону, но проходящую ниже изохроны гнейсов; уравнение изохроны $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7045+2,32\cdot 10^{-2} \cdot ^{87}\text{Pb}/^{86}\text{Sr}$, чему соответствует возраст 1617 млн. лет и первичное стронциевое отношение 0,7045. Еще ниже проходит изохрона, построенная для лейкократовых двуслюдяных плагиогнейсов с ВГМ; ей соответствует минимальный возраст — 1360 млн. лет и максимальное значение первичного стронциевого отношения — 0,7248. Изотопные данные для биотитизированного актинолитового сланца (обр. 34852+34855) не попадают ни на одну из построенных изохрон, поэтому возраст его был вычислен отдельно — 2252 млн. лет; за первичное стронциевое отношение принята величина 0,7073. Данные для трех образцов слюдитов из эндоконтактовых зон амфиболовых сланцев также не образуют изохрону, в связи с чем их возраст был рассчитан по единичным значениям с первичным стронциевым отношением 0,7073. В результате возраст слюдита из тальк-актинолитового сланца (обр. 24784) был определен в 2182 млн. лет, а возраст слюдита из биотит-амфиболового сланца (обр. 27209) оказался близким к изохроне для плагиогнейсов — 1677 млн. лет. Возраст слюдита из актинолитового сланца (обр. 27563) определен в 1439 млн. лет (при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7073$).

Приведенные выше данные позволяют предполагать, что возрасту в 1650 млн. лет отвечает период химического закрытия системы «рубий-стронций», а возрасту 1530 млн. лет — закрытия системы «калий-аргон».

Дополнительную информацию о структурно-петрологической эволюции описываемых метаморфических комплексов дают наблюдения за внутренним строением разрывных нарушений и включениями в порообразующих минералах, а также сопоставление всех геологических, геохимических и геохронологических данных по скважине и району ее заложения.

Результаты исследований метаморфизма по керну Кольской сверхглубокой скважины в целом подтверждают наблюдения на поверхности и вместе с тем позволяют сделать ряд новых выводов.

На материалах скв. СГ-3 впервые в одном непрерывном разрезе детально изучена метаморфическая зональность в диапазоне от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фации, охарактеризованы минеральные парагенезисы разных фаций и субфаций и физико-химические условия их образования.

При переходе от metabазитов печенгского комплекса к гранито-гнейсам и амфиболитам кольской серии, несмотря на явный стратиграфический перерыв, изменений в условиях метаморфизма не зафиксировано. Ассоциации метаморфических минералов в кольской серии в подавляющем большинстве случаев также соответствуют амфиболитовой фации. Следовательно, прогрессивный метаморфизм, наложенный на печенгский комплекс, интенсивно проявился и в более древних толщах.

Гранитизация кольской серии совершилась в тех же термодинамических условиях амфиболитовой фации путем метасоматического замещения и частичного плавления пород при нормальной и пониженной активности калия.

Существенное влияние на степень метаморфического преобразования и гранитизации оказывал исходный литологический состав пород. В печенгском комплексе в одних и тех же свитах метаморфизм проявлен более интенсивно в основных магматических породах по сравнению с осадочными, в кольской серии гнейсы гранитизированы гораздо в большей степени, чем амфиболиты.

ТАБЛИЦА 1.18

**ИЗОХРОННЫЙ ВОЗРАСТ И ПЕРВИЧНЫЕ ОТНОШЕНИЯ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ КОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА ИЗ РАЗРЕЗА СКВ. СГ-3**

№ п/п	Образец (интервал глубин, м)	^{86}Sr , г/г	^{87}Rb , г/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Возраст, млн. лет
-------	------------------------------	------------------------	------------------------	---------------------------------	---------------------------------	-------------------

Изохрона № 1 (лейкократовые двуслюдяные плагиогнейсы с ВГМ)

1	35 570	(9500—9517)	21,30	46,64	$0,7674 \pm 5$	2,190
2	35 571		22,52	36,14	$0,7557 \pm 5$	1,604
3	35 574		23,19	40,38	$0,7593 \pm 3$	1,741
4	35 575		34,13	26,43	$0,7239 \pm 1,5$	0,774

Изохронный возраст при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7248$ | 1360 ± 100

Изохрона № 2 (лейкократовые биотитовые плагиогнейсы)

5	26 927 (7979—7985)	29,54	7,55	$0,7131 \pm 8$	0,255	
6	26 950 (7984—7991)	18,18	27,33	$0,7427 \pm 2$	1,504	
7	27 465 (8064—8067)	24,00	18,47	$0,7286 \pm 2$	0,769	
8	28 107 (8214—8222)	44,69	22,35	$0,7180 \pm 5$	0,500	

Изохронный возраст при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7073$ | 1663 ± 50

Изохрона № 3 (амфиболиты, в т. ч. биотитизированные, № 9, 10)

9	24 948 (7670—7678)	24,74	2,13	$0,7069 \pm 2$	0,0861	
10	28 353 (8257—8261)	20,81	4,78	$0,7093 \pm 2$	0,230	
11	29 671 (8532—8551)	18,44	1,72	$0,7063 \pm 5$	0,0932	
12	31 125 (8714—8734)	16,91	9,87	$0,7181 \pm 5$	0,584	
13	31 536 (8836—8865)	13,8	1,82	$0,7072 \pm 1$	0,132	
4	31 998 + 32 000 (8952—8959)	26,67	3,31	$0,7079 \pm 8$	0,124	

Изохронный возраст при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7045$ (6,7044) * | 1617 ± 40
(1648 ± 46) *

Датирование отдельных проб

15	24 784 (7643—7648)	0,15	91,00	$19,8007 \pm 10$	606,6	2182 ± 75
16	слюдит биотитовый 27 209 (7998—8006)	24,29	79,92	0,7866	3,29	1677 ± 65
17	слюдит биотитовый 27 562 (8096—8100)	0,45	44,16	$2,7332 \pm 5$	98,1	1439 ± 55
18	слюдит биотитовый 34 852 (9066—9075) биотитизированный актинолитовый сланец (Би = 15 %)	5,25	17,02	$0,8111 \pm 7$	3,23	2251 ± 70

* В скобках даны значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и возраста амфиболитов без следов биотитизации (№ 9—13).

Анализы выполнены С. Н. Вороновским и Е. К. Хохловым.

С глубиной увеличиваются не только температуры прогрессивного метаморфизма, но также степень равновесности минеральных ассоциаций. Соответственно в разрезе скв. СГ-3 выделяются три зоны: 1) зона химического и структурного неравновесия (0—2100 м); 2) зона с реликтовыми первичными структурами и проявления биметасоматоза (2100—3200 м) и 3) зона полной перекристаллизации пород в условиях, близких к равновесным (ниже 3200 м).

На глубинах ниже 6000 м в керне скважины обнаружены и изучены зоны регрессивного метаморфизма, совпадающие с зонами разрывных нарушений. Установлено, что регрессивный метаморфизм проходил в условиях зеленосланцевой и пренит-пумпеллиновой фаций.

На основании калий-аргоновых и рубидий-стронциевых определений установлен возраст прогрессивного зонального метаморфизма пород печенгского комплекса и регрессивного метаморфизма ниже лежащей кольской серии (2,1—1,7 млрд. лет), а также возраст более поздней региональной грейзенизации (1,6—1,5 млрд. лет).

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Металлогенический профиль северо-западной части Кольского полуострова определяют сульфидные медно-никелевые месторождения Печенгского рудного поля [1, 30, 41]. Большая их часть располагается в Печенгском рудном поле в одноименном комплексе, меньшая — в кольской серии. Кроме того, в районе известны железистые кварциты, мусковитоносные пегматиты, гидротермальные свинцово-цинковые жилы.

Г. И. Горбунов [30] установил, что сульфидные медно-никелевые руды Печенгского рудного поля пространственно и генетически связаны с измененными основными — ультраосновными интрузиями, имеют первично-магматическое происхождение и вместе с тем подвергнуты более позднему метаморфизму и гидротермальным воздействиям, которые способствовали образованию богатых эпигенетических руд. Локализация медно-никелевого оруденения обусловлена сложной комбинацией литологических, стратиграфических, тектонических и магматических факторов. Подавляющая часть никеленосных интрузивов сосредоточена в продуктивной ждановской свите и размещается в ее нижней и верхней части в виде двух линейно вытянутых рудных узлов — Западного и Восточного.

Важная роль в размещении никеленосных интрузий принадлежит перечным складкам туфогенно-осадочных пород, а также межпластовым тектоническим зонам. Последние обычно проходят в донных частях основных — ультраосновных интрузий и определяют положение эпигенетических брекчиевидных рудных залежей [81].

Одной из главных задач бурения Кольской сверхглубокой скважины, заданной в центральной части Печенгского рудного поля, была оценка перспектив его глубоких горизонтов в отношении медно-никелевого оруденения. Эта задача была успешно решена. В средней части ждановской свиты скважина вскрыла ранее неизвестную зону ультрабазитов с медно-никелевыми рудами. Дальнейшая проходка скважины доказала присутствие рудной минерализации не только в печенгском комплексе, но также в нижележащей кольской серии и выявила значительное разнообразие ее генетических типов.

Рудные минералы распространены по всему разрезу, вскрытому Кольской сверхглубокой скважиной. Главными из них являются: пирротин, халькопирит, пирит и пентландит среди сульфидов и магнетит, ильменит и лейкоксен среди окислов. Содержание сульфидов не-

равномерно и изменяется на отдельных участках от единичных зерен до 50 %. Наиболее насыщены сульфидами туфогенно-осадочные породы ждановской свиты, где преобладает пирротинное оруденение. К этой же свите приурочены и массивы ультраосновных пород с медно-никелевым оруденением. Глубже 3000 м в породах печенгского комплекса содержание сульфидов обычно менее 1 % и только в интервале 6000—6835 м возрастает до 4 %, где преобладает уже халькопирит. Морфологически сульфиды образуют послойную вкрапленность (размером от сотых долей до 2 мм), прожилки, полосы и линзовидные выделения, в которых они иногда ассоциируют с кальцитом и кварцем. Количество и размеры выделений сульфидов заметно возрастают в зонах катаклаза и расщеливания пород.

Сульфиды наблюдаются и в породах кольской серии. Распределение их неравномерное. Относительное содержание изменяется: в гнейсах от единичных зерен до 0,5 %, в отдельных образцах 1—2 %; в амфиболитах — 0,1—0,3 %, в участках скопления сульфидов 3—5 %; в метаультрабазах 0,1—0,5 %. В нерасщепленных или слабо расщепленных породах сульфиды образуют тонкую равномерно рассеянную вкрапленность, редкие крупные вкрапления или прожилки. В гнейсах и амфиболитах вкрапленность, линзовидные и прожилковидные выделения чаще приурочены к плоскостям сланцеватости. Встречаются и секущие сланцеватость жилки.

Окисная минерализация, развитая также по всему разрезу скважины, в отличие от сульфидной, распределена более равномерно. Содержание рудных окислов варьирует от единичных зерен до 5—10 %. Они преобладают над сульфидами по всему разрезу, за исключением ждановской свиты.

Среди окисных минералов установлены магнетит, титаномagnetит, хромшпинелиды, ильменит, рутил, гематит, лейкоксен. В протерозойском комплексе наибольшим содержанием окислов, главным образом магнетита, характеризуются метадиабазы пиритиярвинской свиты, а также метAPERидотиты; в последних распространены также ильменит, титаномagnetит и хромшпинелиды. В туфогенно-осадочных породах среди окислов преобладает лейкоксен.

В породах архейского комплекса окисная минерализация представлена ильменитом, магнетитом и рутилом. Распределение их в различных породах неравномерное. В гнейсах и амфиболитах обычно наблюдается лишь один ильменит, в сланцах и титаноносном ортоамфиболите встречаются оба минерала, в железистых кварцитах присутствует один магнетит. В количественном отношении ильменит и магнетит являются акцессорными, а иногда главными рудными минералами.

Более редкие рудные минералы представлены соединениями свинца (галенит), цинка (сфалерит), теллура (алтаит), кобальта (кобальт-пентландит, зигенит, линнеит, глаукодот, кобальтин), никеля (миллерит, виоларит, герсдорфит), молибдена (молибденит), серебра (аргентопентландит, сульфид и теллурид серебра), хрома (хромшпинелид). Распределение их в разрезе скв. СГ-3 представлено в табл. I.19.

На основании геологических, петрографических и минералогических исследований в керне Кольской сверхглубокой скважины выделено несколько типов рудной минерализации.

1. Сульфидное медно-никелевое оруденение в связи с основными — ультраосновными интрузиями в ждановской свите и медно-никелевая минерализация в метабазах и метаультрабазах кольской серии.

2. Железо-титановое оруденение в метабазах кольской серии.

3. Железистые кварциты среди гранитогнейсов кольской серии.

4. Гидротермальная сульфидная минерализация в зонах регрессивного дислокационного метаморфизма в метабазах печенгского комплекса и породах кольской серии.

ТАБЛИЦА 1.19

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В РАЗРЕЗЕ СКВ. СГ-3

Породы	Минералы	
	главные	второстепенные и редкие
Печенгский комплекс		
Метабазиты	Пирротин, лейкоксен	Халькопирит, пирит, сфалерит, пентландит, кобальт-пентландит, аргентопентландит, марказит, линнеит (?), кобальтин, зигенит, макиннавит, борнит, молибденит, галенит, сульфид серебра (?), ильменит, гематит, магнетит, графит
Метапериidotиты	Пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, ильменит	Сфалерит, кобальтин, макиннавит, теллурид серебра (?), хромшпинелиды, титаномагнетит, лейкоксен
Метаморфизованные туфогенно-осадочные породы	Пирротин, пирит, лейкоксен	Халькопирит, сфалерит, пентландит, кобальтин, арсенопирит, молибденит, галенит, глаукоdot, аллантит, графит, гематит, ильменит
Архейский комплекс		
Гнейсы	Пирротин, пирит, халькопирит	Пентландит, сфалерит, зигенит, молибденит, галенит, герсдорфит, миллерит, интерметаллическое соединение Cu, Zn, Ni, Co; медь самородная, графит; ильменит, магнетит, рутил, гематит, сфен, ильвант
Амфиболиты	Пирротин, пирит, халькопирит, магнетит, ильменит, рутил, сфен	Пентландит, зигенит, сфалерит, молибденит, марказит, аргентопентландит, борнит, галенит, виоларит, лейкоксен
Метаультрабазиты	Пирротин, пирит, халькопирит, пентландит, ильменит	Зигенит, галенит, кобальт-пирит; магнетит, рутил, сфен

Изучение рудной минерализации первого типа представляет интерес как в генетическом, так и в практическом отношении. Исследования остальных типов рудной минерализации важны для решения общей проблемы о распределении рудных концентраций в вертикальном разрезе земной коры.

СУЛЬФИДНОЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Условия локализации

Сульфидное медно-никелевое оруденение в ассоциации с метапериidotитами вскрыто Кольской сверхглубокой скважиной в средней части ждановской свиты.

Последняя отмечается тонким ритмичным переслаиванием филлитов, алевролитов, песчаников и обилием туфогенного материала.

Всего в туфогенно-осадочной ждановской свите сверхглубокой скважиной вскрыты три массива метаперидотитов в интервалах 1541—1677, 1756—1788 и 1802—1808 м.

Самый крупный интрузив (1541—1677 м), истинная мощность которого составляет около 100 м, сложен перидотитами, в значительной степени серпентинизированными. Наиболее сильные изменения (оталькование, амфиболизация) проявлены в краевых частях интрузива.

Перидотиты превращены в серпентиниты, хлорит-серпентиновые, тремолит-серпентиновые, тальк-тремолитовые и другие подобные породы. Единственным магматическим породообразующим минералом, встречающимся в виде реликтов, является клинопироксен, исчезающий на глубине 1563 м. Местами сохраняются порфиновые структуры с расположенными среди серпентина короткими призматическими зернами клинопироксена. Реликтовые порфиновые структуры характеризуются присутствием псевдоморфоз серпентина по оливину в хлорит-тремолитовой основной массе. В серпентинитах обычны петельчатые или ячеистые структуры. К наиболее ранним новообразованным минералам относятся титанистый бурый амфибол-керсутит, являющийся эпимагматическим или ранним автометаморфическим. Одновременно с ним, вероятно, образовалась густоокрашенная актинолитовая роговая обманка. Остальные минералы имеют позднеавтометаморфическое регионально-метаморфическое происхождение. Именно с этим интрузивом ультраосновных пород связаны наиболее интересные тела медно-никелевых руд, вскрытых скв. СГ-3.

Второй ультраосновной массив, встреченный в интервале 1756—1788 м, сложен также полностью измененными (серпентинизированными, тремолитизированными и оталькованными) перидотитами, содержащими в средней части разреза лишь убогое вкрапленное оруденение. Третье тело ультраосновных пород, подсеченное в интервале 1802—1808 м, представлено рассланцованными перидотитами, превращенными в серпентин-тальковые и тремолит-тальковые сланцы. Зона рассланцевания насыщена жилками и примазками сульфидов, а в верхней части содержит брекчиевидную руду.

Сульфидное медно-никелевое оруденение, связанное с первым ультраосновным массивом, распространяется также и во вмещающие филлиты висячего и лежащего боков. Изучение керна скв. СГ-3 позволило выделить в этом массиве несколько зон, отличающихся по характеру метаморфизма перидотитов и проявлению медно-никелевого оруденения (рис. 1.51).

Верхняя часть массива мощностью 13 м (1541—1554 м) сложена метаперидотитами, в которых наряду с серпентином и хлоритом присутствуют тальк и тремолит, в небольших количествах керсутит и зеленая актинолитовая роговая обманка, развивающиеся по клинопироксену. Клинопироксен целиком замещен серпентином (баститом) и амфиболами. Рудная минерализация представлена убогой вкрапленностью сульфидов. Как правило, в породе хорошо видны реликтовые магматические структуры — пойкилитовая и панидиоморфнозернистая. Они прослеживаются по псевдоморфозам баститового серпентина и магнетита по клинопироксену и петельчатого серпентина по оливину.

Основная часть интрузива мощностью около 100 м (интервал 1554—1654 м) представлена серпентинизированным и хлоритизированным перидотитом, в котором сохранились не только реликтовые магматические структуры, но и реликтовый клинопироксен. Он исчезает только в узких зонах интенсивной серпентинизации и карбонатизации. Спорадически развиты также керсутит и зеленая актинолитовая рого-

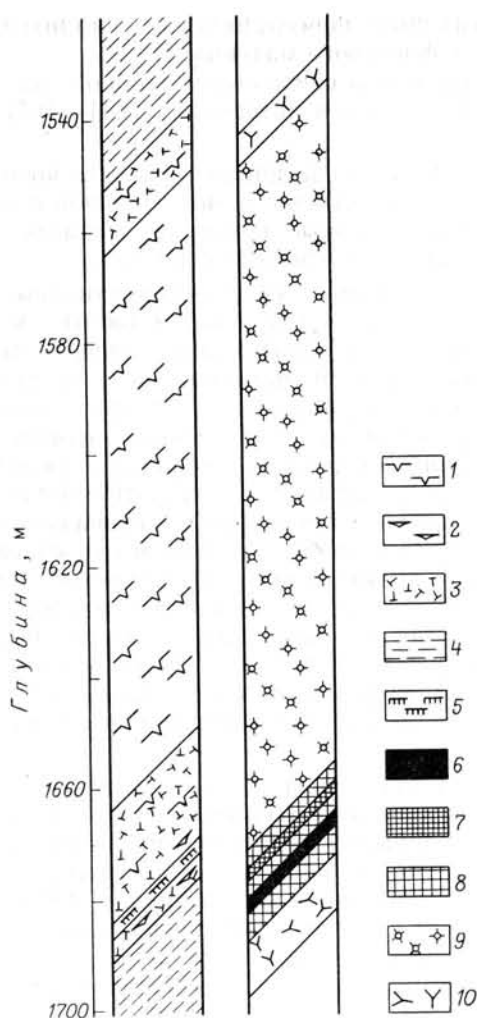


Рис. 1.51. Строение никеленосного массива ультрабазитов в разрезе скв. СГ-3:

зональность метаперидотитов и зональность сульфидного медно-никелевого оруденения: 1—3 — метаперидотиты (1 — массивные, 2 — рассланцованные, 3 — оталькованные); 4, 5 — филлиты и алевролиты (4 — слоистые, 5 — рассланцованные); 6—8 — руды (6 — брекчиевидные, 7 — густо вкрапленные, 8 — рассеянные вкрапленные); 9, 10 — оруденения (9 — убогое вкрапленное в метаперидотитах, 10 — прожилково-вкрапленное в филлитах и алевролитах)

вая обманка. Тальк отсутствует. Тремолит редок. Мелкие прожилки или цепочки зерен магнетита совместно с серпентином и хлоритом слагают псевдоморфозы по оливину и клинопироксену. Наиболее интенсивно изменена и деформирована нижняя часть интрузива, в которой зона талькосо-держающих метаперидотитов отделена хлоритовыми сланцами и серицитовыми бластомилонитами от талько-тремолитовых сланцеватых метаперидотитов.

Характер медно-никелевой минерализации также изменяется в направлении сверху — вниз. В верхней части массива метаперидотитов до глубины 1665 м развито убогое вкрапленное оруденение с содержанием сульфидов 1—3 % от объема породы, почти не отличающееся от средней части интрузива. Затем наблюдается обогащение метаперидотитов сульфидами, количество которых в интервале 1665—1668 м дости-

гает 10, а в интервале 1668—1671 м — 15—40 %, со средним содержанием 20 %. В нижней части этой зоны (1671—1674 м), представленной интенсивно рассланцованными оталькованными и тремолитизированными перидотитами, количество сульфидов вновь понижается до 5—7 %. Характерной особенностью этой зоны является широкое развитие в ее пределах тесных сростаний сульфидов с беспорядочно расположенными призматическими кристаллами тремолита. В верхней части зоны (1654—1665 м) в сростании с тремолитом и сульфидами широко развит и замещающий последние магнетит. Преобладающий среди сульфидов пирротин представлен исключительно гексагональной модификацией.

В интервале 1674—1675,5 м вскрыты метаосадочные породы, слагающие либо ксенолит, либо тектонический фрагмент, зажатый среди ультрабазитов в результате движения по зоне бластомилонитов. Породы представлены хлоритовыми сланцами и серицитовыми алевролитами. Первые сложены однообразно ориентированными пластинками и чешуйками хлорита, среди которых находятся линзовидные мелкие скопления лейкоксена. Алевролиты состоят из чешуйчатого серицита, в массе которого встречаются мелкие обломки кварца и полевого шпата. Породы насыщены кварц-сульфидными линзами и прожилками, вытянутыми вдоль сланцеватости. Местами содержание сульфидов достигает 10—

15 % и они цементируют обломки пород, образуя характерные брекчиевидные текстуры.

Бластомилониты по метаультрабазитам имеют тремолит-талек-карбонатный состав с подчиненными количествами серпентина и хлорита. Реликтовые магматические структуры в этих породах, имеющих сланцеватые или брекчиевидные текстуры, совершенно не сохранились. Сульфиды образуют удлиненные или прожилковидные выделения, ориентированные вдоль сланцеватости, либо слагают цемент брекчий. Брекчиевидные руды с обломками сланцеватых метаперидотитов, примыкают к брекчиям по филлитам. Характерной особенностью сульфидной минерализации этой зоны является присутствие помимо пирротина, пентландита и халькопирита зерен сульфоарсенидов никеля и кобальта, а также сфалерита.

Во вмещающих филлитах типичная пентландит-пирротиновая ассоциация прослеживается на расстоянии около 6 м висячем боку и около 11 м в лежащем боку массива и затем сменяется седиментогенной пирротиновой минерализацией.

В кольской серии выявлено несколько небольших тел метабазитов и метаультрабазитов с типичной медно-никелевой минерализацией (в интервалах 7340,0—7352,0, 7920,0—7941,5 м и др.). Метаультрабазиты, залегающие в гранитогнейсовом комплексе, представлены несколькими разновидностями. Наиболее характерны флогопит-тремолитовые, талек-тремолитовые, флогопит-талевые и куммингтонит-тремолитовые с флогопитом сланцы. Встречаются также все промежуточные разновидности. Во всех метаультрабазитах присутствуют хлорит и магнетит. Приконтактовые части тел, а также маломощные прослои метаультрабазитов местами превращены во флогопитовые (биотитовые) сланцы или роговообманково-биотитовые (флогопитовые), иногда кварцсодержащие породы. Количество выделений сульфидов в участках распространения медно-никелевой минерализации 0,1—1,5 %, но чаще составляет менее 0,3 %. Сульфиды обычно распределены неравномерно, образуя выделения линзовидной или удлиненной прожилковидной формы, ориентируясь длинной стороной вдоль сланцеватости пород.

Типы руд и их минеральный состав

В пределах протерозойского комплекса установлены три типа медно-никелевых руд: рассеянно- и густо-вкрапленные в измененных перидотитах, брекчиевидные в тектонических зонах и прожилково-вкрапленные в филлитах. Что же касается архейского комплекса, то в нем выявлена только рассеянно-вкрапленная минерализация в существенно амфиболовых породах (метабазитах и метаультрабазитах).

Вкрапленные руды. Убогое вкрапленное оруденение в перидотитах характеризуется содержанием сульфидных минералов менее 2—3 % и окисленных — около 5—7 %. Измененные перидотиты с содержанием сульфидов до 5—10 % относятся к рассеянно-вкрапленным рудам, а с содержанием более 15 % — к густо вкрапленным (рис. 1.52). Главный рудный минерал — пирротин, преимущественно гексагональный, образует основу вкрапленности и находится в тесном сростании с пентландитом и халькопиритом. Последний распределен неравномерно в виде мелких обособленных выделений. Местами содержание халькопирита существенно возрастает. В серпентинитах сульфиды постоянно ассоциируют с магнетитом, образующим неправильные выделения, прожилки и каймы на границах сульфидов с силикатами. Сульфиды частично замещаются магнетитом. Для амфиболитизированных перидотитов характерны тесные сростания сульфидов с пластинчатыми кристаллами тремолита. Псевдоморфозы сульфидов по оливину встречаются

ся очень редко. Из первичных минералов перидотитов наблюдаются идиоморфные зерна ильменита, титаномагнетита и хромшпинелидов. Последние нередко обрастают каймами магнетита.

Брекчиевидные руды. Типичная брекчиевидная руда представлена на рис. 1.53. Сульфиды цементируют различные по величине



Рис. 1.52. Рассеянно-вкрапленная медно-никелевая руда в метаперидотите.

Полир. шлиф, $\times 20$; обр. 5565, гл. 1643,5 м

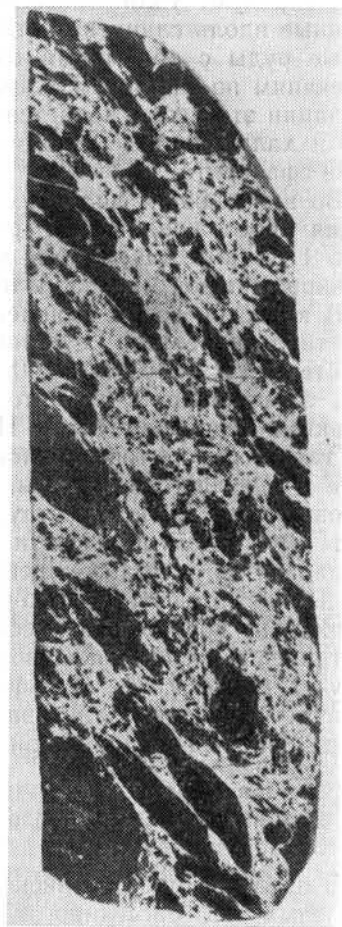


Рис. 1.53. Брекчиевидная медно-никелевая руда.

Обломки филлита (черное) в сульфидном цементе (светло-серое). Полир. штуф, $3/4$ нат. вел., обр. 6096, гл. 1734 м

(от сотых миллиметра до 12 см) и форме обломки филлитов и ультраосновных пород. Содержание сульфидов колеблется от 20 до 90 %. Главный рудный минерал пирротин, представленный срастаниями моноклинной и гексагональной модификаций, слагает неравномернозернистые аллотриоморфные агрегаты с размером зерен 0,1—0,5 мм. Пентландит наблюдается в виде пластинчатых включений в пирротине, кайм по периферии его зерен и изометричных зерен. Халькопирит, образующий мелкие зерна и полосы, распределен неравномерно, от единичных зерен до 50 %. Местами содержит включения зерен сфалерита.

Прожилково-вкрапленное оруденение в филлитах и алевролитах представлено тонкой равномерно рассеянной вкрапленностью, пятнистыми скоплениями, линзочками и прожилками сульфидов, согласными со слоистостью и сланцеватостью пород. Форма и размеры вкраплений изменяются в зависимости от крупности зерна вмещающих пород. В глинисто-слюдистых филлитах размеры зерен сульфидов не более 0,01 мм. Наряду с вкрапленностью здесь имеют место тонкие секущие и послойные жилки сульфидов, в которых нередко встречаются

кварц и карбонаты. В грубозернистых песчанистых прослоях размер выделений достигает 2 мм. Сульфиды располагаются между зернами кварца и других породообразующих минералов. Содержание сульфидов в отдельных прослоях от 2 до 60 %. Здесь преобладает пирротин (90—95 % от общего объема сульфидов); содержание пентландита не более 3 %, халькопирита 3—5 %. В виде редких выделений в тесном сростании с халькопиритом встречается сфалерит, единичные зерна кобальтина и других редких минералов.

Пирротин — преобладающий минерал во всех типах руд. Относительное количество его от общего объема сульфидов колеблется от 60 до 90 %. В сильно измененных перидотитах он наблюдается в виде ксеноморфных выделений в тесном сростании с игольчатым тремолитом и крайне редко в виде мелких округлых выделений. В брекчиевидных рудах пирротинном слагается цемент, а в прожилково-вкрапленных среди филлитов — разнообразные по форме скопления, линзочки, прожилки. Структура агрегатов пирротина мелкозернистая, аллотриоморфная. Размер зерен от 0,01 до 0,2 мм. Характерную особенность внутреннего строения зерен пирротина составляет присутствие пластинчатых включений пентландита. Во вкрапленных рудах они содержатся постоянно, а в брекчиевидных встречаются редко. Пирротин представлен двумя модификациями: гексагональной и моноклинной, встречающимися обособленно либо в тесном сростании. Во всех типах медно-никелевых руд преобладает гексагональный пирротин. Относительное содержание моноклинного пирротина в агрегатах, сложенных сростаниями, не превышает 3—5 %. Лишь в отдельных более крупных вкраплениях среди измененных перидотитов и местами в цементе брекчиевидных руд содержание моноклинного пирротина достигает 20—25 %. Обычно моноклинный пирротин наблюдается в виде кайм по периферии зерен гексагонального пирротина, по трещинкам и вокруг включений пентландита в пирротине.

Состав пирротина изучался на электронном зонде «Самеса» MS-46. Результаты определений приведены в табл. I.20. Состав гексагонального пирротина из разных типов руд по наличию главных компонентов существенно не отличается. Содержание железа 59,9—60,2 %. Минимальное присутствие железа характерно для гексагонального пирротина из брекчиевидных руд, находящегося в сростаниях с моноклинным пирротинном. Содержание железа в моноклинном пирротине составляет 59,4—59,7 %. Определение состава гексагональных пирротитов по величине межплоскостных расстояний по методу Р. Арнольда подтверждает полученные результаты о более сернистом составе гексагональных пирротитов, находящихся в сростаниях с моноклинным. Атомный состав гомогенного гексагонального пирротина колеблется от 48,1 до 47,9 % Me; в гексагональном пирротине, находящемся в сростаниях с моноклинным, содержание Me не превышает 47,5 %. Эти данные находятся в соответствии с диаграммой фазовых равновесий в системе Fe—S в низкотемпературной (ниже 320 °C) области [109].

Характерны относительно высокие содержания никеля в пирротине (до 0,70 %) и низкие содержания кобальта. Содержание никеля в сосуществующих гексагональным и моноклинным пирротинах в перидотитах одинаковое; в моноклинном пирротине брекчиевидных руд оно вдвое меньше, чем в гексагональном, образующем сростания с ним. Эта закономерность в сочетании с формой выделений моноклинного пирротина (каймы по периферии зерен гексагонального пирротина) подтверждает предположение об образовании моноклинного пирротина путем замещения гексагонального в условиях выноса не только железа, но и никеля [24].

Пентландит в тесном сростании с пирротинном наблюдается во всех типах руд. Он образует узкие каймы (шириной 0,05 мм) по границам

зерен пирротина, изометричные зерна в поперечнике до 0,2 мм в пирротине или серпентинизированном перидотите и мельчайшие клиновидные, пламенеобразные пластинки в зернах пирротина. Относительное содержание пентландита в различных рудах колеблется в широких пределах. По химическому составу, по данным рентгеновского микроанализа,

ТАБЛИЦА 1.20

СОСТАВ ПИРРОТИНА И ПЕНТЛАНДИТА (РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ, %)

№ обр.	Глубина, м	Тип руды	Минерал	Fe	Ni	Co	S	Сумма
5110	1543,9	Вкрапленные	Пирротин гексагональный	60,10	0,65	—	39,1	99,85
5565	1643,5	То же	Пентландит	29,0	35,0	2,0	35,2	101,2
			Пирротин моноклинный	59,70	0,68	0,77	40,6	101,75
5719	1666,9	" "	Пирротин гексагональный	60,0	0,68	—	39,3	99,98
			Пентландит	29,0	35,0	1,10	35,0	100,10
			Пентландит	29,4	35,7	1,3	33,2	99,6
5723	1669,7	" "	Пирротин гексагональный	60,0	0,70	—	39,0	99,70
5762	1675,4	Брекчиевидные	Пентландит	29,7	36,5	1,3	33,1	100,6
			То же	30,3	36,2	0,76	33,8	101,0
			Пирротин гексагональный	59,9	0,6	0,04	39,4	99,9
5800	1682,9	Прожилково-вкрапленные в филлитах	Пирротин моноклинный	59,4	0,35	0,03	40,7	100,5
			Пентландит	35,3	35,1	1,2	33,5	100,1
			То же	32,7	32,9	0,81	33,5	99,9
5856	1692,5	То же	Пирротин гексагональный	60,0	0,55	0,04	39,6	100,2
			Пирротин гексагональный	60,4	0,05	0,05	39,0	99,5
5856	1693,6	" "	Пирротин гексагональный	60,2	0,08	—	39,0	99,28

Аналитики: И. П. Лапутина, Г. Н. Муравицкая, Я. А. Пахомовский.

пентландиты из разных типов руд сходны между собой (см. табл. 1.20). Содержание никеля в пентландите из вкрапленных руд в измененных перидотитах от 35,0 до 36,5 %, кобальта от 0,10 до 2,0 %. Весьма характерна неоднородность состава, установленная не только в разных зернах в одном и том же шлифе, но и в отдельных точках в одном зерне. Особенно отчетливо неоднородность проявлена в пентландитах прожилково-вкрапленного оруденения в филлитах, где в трех зернах по большому числу точек содержание никеля изменяется от 26,5 до 35,9 %; железа от 21,3 до 37,5 %; кобальта от 0,35 до 1,0 %; серы от 32,0 до 33,0 %. Подобная неоднородность свидетельствует, по-видимому, о неравновесных условиях образования пентландита.

Халькопирит в количествах от единичных зерен (размером от 0,01 до 0,3 мм) до 3 % наблюдается во всех типах руд. Он образует мельчайшие включения и ксеноморфные выделения в зернах пирротина, каймы по периферии его выделений на границе с силикатами. В измененных перидотитах халькопирит, подобно пирротину, встречается в виде прожилковидных выделений в тесном срастании с тремолитом; часто содержит мельчайшие включения сфалерита. В оруденелых филлитах на контакте с вкрапленными рудами в интрузиве халькопирит образует тонкие, обособленные от пирротина, линзочки, согласные со

слоистостью филлитов. Состав халькопирита, по данным микрозондового анализа, близок к теоретическому. Кроме основных элементов установлены примеси никеля (до 0,01 %), кобальта (0,01 %).

Сфалерит принадлежит к числу минералов, не образующих крупных выделений, но довольно широко распространенных во всех типах руд. В небольших ксеноморфных выделениях (не более 0,2 мм) он наблюдается обычно в тесном сростании с халькопиритом и пирротинном, иногда с магнетитом.

Единичные изометричные или удлиненные зерна кобальтина размером до 0,1 мм были установлены среди пирротина и халькопирита вкрапленных руд в измененных перидотитах. В отраженном свете кобальтин белый, изотропный. Взаимоотношение с тремолитом свидетельствует о его более позднем образовании. В составе кобальтина кроме кобальта во всех анализированных зернах установлены никель (до 8,1 %) и железо (до 5,0 %). При максимальном содержании никеля содержание железа минимальное. В отдельных зернах отмечается зональное внутреннее строение. Внешние зоны обогащены железом.

Хромшпинелид по химическому составу близкий к феррихромиту в виде изометричных зерен (размером около 0,1 мм) наблюдается всюду во вкрапленных рудах в измененных перидотитах. Относительное содержание его не более 0,4 %, распределение равномерное. Нередко зерна хромшпинелида окружены каймами магнетита.

Магнетит представлен тонкой пылевидной вкрапленностью, прожилками, мелкими изометричными зернами в сростаниях с силикатами и сульфидами, а также узкими каймами вокруг зерен хромшпинелидов.

В метаультрабазитах и вмещающих их породах кольской серии преобладающим минералом пентландитсодержащей ассоциации является пирротин, представленный в основном моноклинной модификацией. Пентландит развит в виде двух главных форм: тонких пластинчатых выделений и порфировидных образований (рис. 1.54).

Пластинчатые и линзовидные включения пентландита в пирротине являются самой распространенной формой его выделений в медно-никелевой минерализации. Размер пластинок и линзочек пентландита, образующих редкие разрозненные или единичные выделения в пирротине, составляет $0,01-0,03 \times 0,07-0,15$ мм. Наиболее типичны они для амфиболитов, но встречаются также в метаультрабазитах и контактирующих с ними гнейсах. Многие выделения сульфидов вообще лишены выделений пентландита, состоят из сростаний пирротина и халькопирита и обладают иногда овально-каплевидной формой. Порфировидные выделения пентландита в пирротине и халькопирите были встречены только в метаультрабазитах (обр. 26639, 34856). Размер выделений пентландита достигает $0,1 \times 0,5$ мм. По форме и нахождению среди пирротина и халькопирита они сходны с аналогичными выделениями в типичных медно-никелевых рудах.

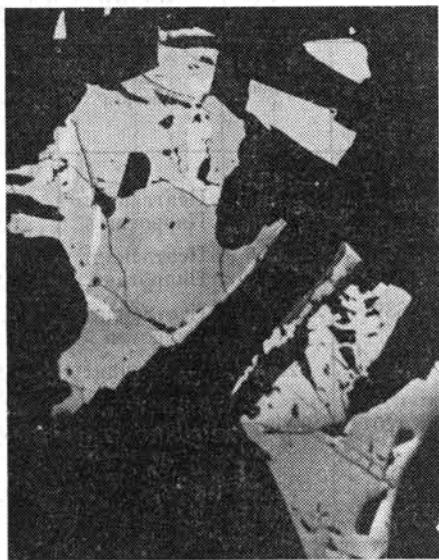


Рис. 1.54. Пластинчатые выделения пентландита (белое) в пирротине (светло-серое), в метаультрабазите.

Полир. шлиф, $\times 20$, обр. 36 023, гл. 9674 м

Исследование состава сосуществующих пентландита и пирротина из метаультрабазитов и metabазитов архейского комплекса и сопоставление с составом пентландита и пирротина из медно-никелевого оруденения скв. СГ-3 в интервале 1660—1686 м и из медно-никелевых руд Восточного рудного узла Печенги приведены в табл. 1.21.

ТАБЛИЦА 1.21

СОСТАВ ПЕНТЛАНДИТА И СОСУЩЕСТВУЮЩЕГО С НИМ ПИРРОТИНА
(РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ, %)

№ обр.	Глубина, м	Минерал	Ni	Co	Fe	S	Сумма	$\frac{Ni+Co}{Fe}$
23 482*	7291,0	Пентландит	35,19	2,12	30,27	33,70	101,28	1,23
		Пирротин	0,95	0,11	59,37	40,06	100,49	
24 209	7460,5	Пентландит	31,82	7,42	27,45	34,02	100,71	1,43
		Пирротин	0,99	0,20	59,35	40,00	100,54	
26 639	7928,1	Пентландит	36,75	0,67	29,61	33,91	100,94	1,26
		Пирротин	2,8	0,07	57,49	39,53	99,89	
28 210	8238,6	Пентландит	37,90	0,70	28,06	33,25	99,91	1,38
		Пирротин	4,00	0,12	56,36	40,09	100,57	
28 420*	8293,0	Пентландит	32,67	1,19	31,71	33,34	98,91	1,03
		Пирротин	1,77	0,04	58,44	39,53	99,78	
30 142	8585,8	Пентландит	32,48	4,47	28,90	32,25	98,10	1,27
		Пирротин	1,50	0,18	59,59	38,04	99,31	

* Медно-никелевая минерализация в гнейсах вблизи метаультрабазитов.
Аналитики: И. П. Лапутина, Г. Н. Муравицкая.

Результаты анализа состава пентландита выявляют значительные вариации содержания кобальта — от 0,67 до 7,42 %. Наименьшие концентрации кобальта обнаружены в пентландите из метаультрабазитов, наибольшие в амфиболитах. Близкие величины отношения $(Ni+Co)/Fe$ в анализах 1, 3, 4 и 6, несмотря на различные содержания в пентландитах никеля и кобальта, свидетельствуют об изоморфизме $Ni \rightleftharpoons Co$. В анализе 2 кобальт, по-видимому, замещает также железо. Наиболее железистым является пентландит из гнейсов.

Пирротин в медно-никелевой минерализации также характеризуется вариациями содержания никеля — от 0,95 до 4,0 % и в меньшей степени кобальта — от 0,04 до 0,20 % (см. табл. 1.21). Наибольшие содержания никеля — 2,8 и 4,0 % (анализы 3 и 4) установлены в пирротине из метаультрабазитов.

Особенности генезиса

Источником медно-никелевого оруденения в протерозойском комплексе, несомненно, были интрузивы ультраосновных пород, что подтверждается геологической позицией оруденения, распределением продуктивных пентландитсодержащих ассоциаций и данными по изотопии серы сульфидов. Ассоциация пирротина с пентландитом и повышенные (более 0,5 %) содержания никеля в пирротине за пределами рудоносных серпентинизированных перидотитов наблюдаются в подстилающих их филлитах лишь на протяжении 10,5 м.

Напомним, что вмещающая туфогенно-осадочная толща содержит колчеданную пирит-пирротиную минерализацию. Текстуры колчеданной минерализации и формы выделений сульфидов в туффитах, филлитах и алевролитах весьма разнообразны: прожилковые, вкрапленные и

брекчиевидные. В прожилках сульфиды обычно ассоциируют с кварцем и карбонатом. Характерна подчиненность вкрапленных и прожилковидных выделений сульфидов слоистости филлитов с неравномерным обогащением отдельных прослоев. Своеобразные текстурные рисунки возникают в зонах расщепления филлитов, в которых тонкая рассеянная вкрапленность сульфидов сочетается с прожилковидными и линзовидными выделениями, ориентированными по сланцеватости породы.

Главный рудный минерал — пирротин представлен гексагональной модификацией или сростаниями гексагонального и моноклинного пирротина, в которых содержание последнего не превышает 10—15 %. Состав пирротина в отличие от пирротина медно-никелевого оруденения характеризуется относительно низкими содержаниями никеля (меньше 0,1 %) и низкими содержаниями или отсутствием кобальта. Исследование изотопного состава серы¹ пирротина из туфогенно-осадочных пород показало присутствие в пирротине значительно утяжеленной серы с $\delta^{34}\text{S}$, достигающими в туфопесчаниках +20,97 ‰ и в филлитах +19,46 ‰.

Особенности распределения пирротина и других сульфидов колчеданной минерализации в туфогенно-осадочных породах продуктивной толщи печенгской серии, низкие содержания никеля в пирротине, изотопный состав серы пирротина, приближающийся по значению $\delta^{34}\text{S}$ к сульфатам морской воды, свидетельствуют о возникновении колчеданного оруденения в осадочных породах при процессах диагенеза, эпигенетического преобразования и последующего метаморфизма совместно с вмещающими ее породами на уровне зеленосланцевой фации.

Влияние колчеданной минерализации на образование медно-никелевого оруденения устанавливается по изменению изотопного состава серы сульфидов в зоне контакта метаперидотитов и метаосадочных пород (рис. 1.55). Во вкрапленных рудах и перидотитах, а также в примыкающих к ним брекчиевидных и прожилковых рудах $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов варьирует от +0,65 до +2,92 ‰, в то время как в филлитах ниже контакта с перидотитами — от +5,29 до +8,54 ‰. Таким образом, в отличие от близкой к метеоритной сере в рудоносных метаперидотитах, в оруденелых филлитах, содержащих колчеданную минерализацию, обнаруживается явное, увеличивающееся по мере удаления от контакта с перидотитами, утяжеление серы. Наиболее тяжелая сера (+8,54 ‰) установлена в минерализованных филлитах на границе медно-никелевого оруденения. Ниже этой границы в 11 м от контакта с перидотитами $\delta^{34}\text{S}$ уже составляет +9,76 ‰. Это, по-видимому, объясняется смешением близкой к метеоритной серы сульфидов, проникших в филлиты из вышележащих перидотитов, с осадочной серой колчеданной минерализации филлитов. С этим предположением согласуется также исчезновение пентландита и резкое уменьшение содержания никеля в пирротине в 11 м от контакта (1692,5 м).

Таким образом, по своей геологической позиции и минеральному составу медно-никелевые руды, вскрытые скв. СГ-3 в протерозойском комплексе, сходны с рудами печенгских месторождений. Сходство на-

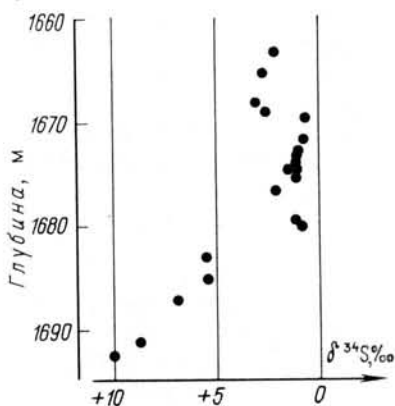


Рис. 1.55. Вариации изотопного состава серы в сульфидных медно-никелевых рудах, вскрытых скв. СГ-3

¹ Определения изотопного состава серы в сульфидах выполнены Л. П. Носиком на масс-спектрометре МИ-1311.

блюдается в локализации и концентрации оруденения в придонных частях ультраосновных интрузивов и в их ближайшем экзоконтакте и характере метаморфических изменений никеленосных перидотитов. Аналогичными являются типы руд и особенности их проявления с сохранением первично-магматических структур сульфидно-силикатных сростаний лишь в убого-вкрапленных рудах в перидотитах и значительной ролью переотложения и перекристаллизация при образовании густо-вкрапленных руд в перидотитах и брекчиевидных и прожилково-вкрапленных руд в филлитах. Эти более богатые руды несомненно контролируются зонами согласных разрывных нарушений, по которым происходили неоднократные тектонические перемещения.

Медно-никелевая минерализация в архейском комплексе обнаруживает несомненное сходство с рудами Аллареченского месторождения, которое располагается к югу от Печенгской структуры, их связью с ультрабазитами, залегающими среди гранитогнейсов [91]. Ультрабазиты и медно-никелевые руды здесь также подвергнуты метаморфизму в условиях амфиболитовой фации. Известно, что вплоть до амфиболитовой фации метаморфические процессы не нарушают изотопных отношений серы в сульфидах [106].

В метакультрабазитах кольской серии изотопный состав серы близок к метеоритному стандарту. Так, на глубине 7928 м (обр. 26639) $\delta^{34}\text{S}$ в пирротине оказалось равным +0,85, а в халькопирите +0,71 ‰.

ЖЕЛЕЗО-ТИТАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В МЕТАБАЗИТАХ

Окисная минерализация, представленная магнетитом, ильменитом и иногда рутилом, встречается по всему разрезу скв. СГ-3. Высокие концентрации этих минералов в железо-титановых рудах обнаружены в кольской серии на глубине 8711 м в сланцеватых биотитовых амфиболитах (рис. 1.56). Химический состав бесполовошпатовой разновидности амфиболитов приведен в табл. 1.22. Обращает на себя внимание высокое содержание железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 28,53\%$) и TiO_2 (5,17 %). В целом химический состав отвечает скорее щелочным габброндам (низкое содержание SiO_2 , высокое TiO_2 , умеренное Al_2O_3), хотя содержание щелочей не выше, чем в обычных амфиболитах изученного разреза. Можно предположить, что до метаморфизма это было меланократовое рудное габбро.

Железо-титановая минерализация¹ представлена ассоциацией магнетита и ильменита. В сростании с ними присутствуют пирротин и халькопирит. Количество окисных минералов (ильменит, магнетит) достигает в отдельных участках 40—50 %, количество сульфидов — 5—7 %.

Составы железо-магнезиальных минералов рудоносных амфиболитов отличаются от минералов обычных амфиболитов значительно большей железистостью и повышенным содержанием TiO_2 . Роговая обманка имеет самую высокую железистость из всех роговых обманок других пород и достигает 0,78. Содержание TiO_2 в роговых обманках — от 0,83 до 1,16 %. Биотиты имеют красноватую окраску в отличие от биотитов железистых кварцитов, высокую железистость (0,64—0,75) и самое высокое содержание TiO_2 по сравнению с биотитами других пород (2,98—3,47 % против 1,87—2,22 % в обычных амфиболитах). Плагноклаз титано-магнетитовых метагаббро довольно кислый (22—24 % An).

Количественное соотношение ильменита и магнетита в рудных агрегатах примерно равны 60 : 40. Зерна магнетита содержат мелкие вклю-

¹ Исследования железо-титановой минерализации проведены О. В. Карповой.

чения силикатов, что отличает их от лишенных включений зерен ильменита. Включения ильменита и ульвошпинели в магнетите не обнаружены.

Ильменит в амфиболитах является более распространенным минералом по сравнению с магнетитом и наблюдается не только в рудоносных, но и в других амфиболитах. Зерна ильменита обычно расположены в виде отдельных групп, ориентированных согласно полосчатости вмещающей породы. Размер их колеблется от 0,02 до 0,2 мм. В краевых

ТАБЛИЦА 1.22

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ
ТИТАНОМАГНЕТИТОВОГО МЕТАГАББРО
И ЖЕЛЕЗИСТОГО КВАРЦИТА (%)**

Окислы	Рудный амфиболит	Железистый кварцит
SiO ₂	38,60	38,60
TiO ₂	5,17	0,22
Al ₂ O ₃	9,60	6,55
Fe ₂ O ₃	6,33	17,75
FeO	22,20	18,27
MnO	0,31	0,13
MgO	3,54	2,41
CaO	8,04	0,36
Na ₂ O	1,37	0,85
K ₂ O	1,88	2,25
H ₂ O ⁻	—	—
H ₂ O ⁺	1,19	1,50
P ₂ O ₅	0,32	0,18
CO ₂	0,28	0,32
п. п. п.	1,37	—
Сумма	100,20	99,39

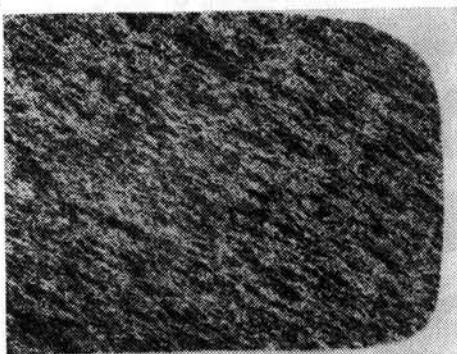


Рис. 1.56. Сланцеватая текстура амфиболитов с железо-титановым оруденением (светло-серое).

Полир. штурф. 9/10 нат. вел., обр. 31 078.
гл. 8711,5 м

частях зерен ильменита наблюдаются каемки вторичных нерудных минералов, мелкие зерна ильменита иногда замещены полностью.

В амфиболите (обр. 31100, гл. 8716,4 м) ильменит наблюдается в виде отдельных обособленных зерен, образующих линзовидные выделения в породе. В пределах отдельных обособлений ильменит имеет различный размер и разнообразную форму выделения. Типичны крупные пластинчатые зерна (0,1—0,2 мм), нередко с извилистыми очертаниями, и мелкие удлиненные и изометричные зерна (0,01—0,03 мм). Близкие по форме и размеру выделения ильменита были отмечены в титаномagnetите из метаморфизованной руды в амфиболитах Кусинского месторождения на Южном Урале [65].

Ильменит в рудоносном амфиболите (обр. 31077, 31078, 8711,5) представлен агрегатом зерен (0,1—0,2 мм), тесно срастающихся с магнетитом, образуя близко расположенные (нередко соединяющиеся) линзовидно-полосчатые обособления в породе (рис. 1.57.). Реже наблюдаются мелкие изометричные зерна (0,01—0,03 м), рассеянные в силикатах. Количество ильменита в амфиболитах колеблется от единичных зерен до 10 %, а в рудоносном амфиболите до 30 %.

Состав ильменита из амфиболитов, встречающихся на разных глубинах, близкий (табл. 1.23). Отличие заключается в меньшем содержании магния и марганца в ильмените из рудоносного амфиболита (обр. 31077, 31078).

Магнетит характерен лишь для рудоносных амфиболитов, содержащих густую вкрапленность рудных минералов до 60 %. Из них количество магнетита составляет до 40 % (размер зерен 0,1—0,2 мм).

Состав магнетита (см. табл. I.23, обр. 31077, 31078) характеризуется низким (хотя и более высоким, чем в железистых кварцитах) содержанием двуокиси титана, элементов-примесей (Mg и Mn) и высоким содержанием ванадия. Интересно, что близкий состав имеет магнетит из метаморфизованных сплошных руд в амфиболитах Кусинского массива Южного Урала, который относится к железо-ванадиевой разновидности. Относительно низкие содержания титана в магнетите, ассоциирующем с ильменитом, обусловлены, вероятно, метаморфизмом руд.

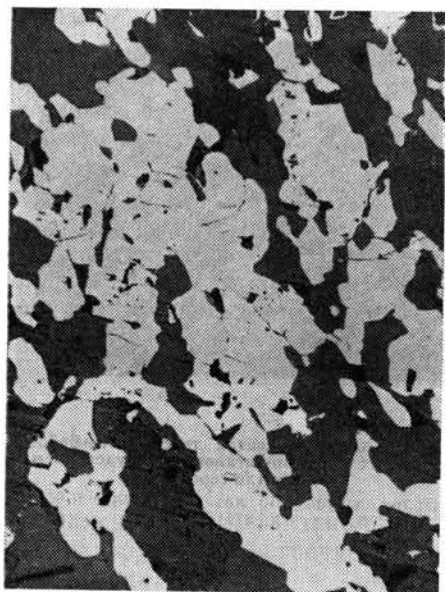


Рис. I.57. Полосчатые обособления магнетита, ильменита и пирротина в сланцеватом амфиболите.

Полир. шлиф, $\times 60$, обр. 31 077, гл. 8711,0 м

Рассмотрение структур агрегатов окисных минералов и внутреннего строения их зерен в железо-титановых рудах Кусинского месторождения показало, что при метаморфизме этих руд происходит перекристаллизация титаномагнетита с высвобождением титана и образованием ильменита в результате собирательной кристаллизации [65]. При формировании железо-титанового оруденения вскрытого Кольской сверхглубокой скважиной, процессы метаморфизма также способствовали преобразованию менее ценных титаномагнетитовых руд в высококачественные ильменит-магнетитовые.

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ

Железистые кварциты (обр. 24 733 и 24 734, гл. 7635 м) характеризуются полосчатыми текстурами, обусловленными чередованием слоев, сложенных биотитом и кварцем, с полосками, обогащенными магне-

ТАБЛИЦА I.23
СОСТАВ ИЛЬМЕНИТА И МАГНЕТИТА (РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ, %)

№ обр.	Глубина, м	Минерал	TiO ₂	FeO	MgO	MnO	CaO	ZnO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	SiO ₂	Сумма
24 733	7635,0	Магнетит	0,03	99,23	—	0,06	—	0,01	0,14	0,02	0,10	—	0,37	99,96
		То же	—	98,58	—	0,03	—	—	0,09	0,01	0,12	—	2,31	101,17
29 646	8524,6	Ильменит	50,06	45,79	0,14	1,99	—	0,03	—	0,02	0,15	0,04	1,17	99,39
		То же	50,48	45,78	0,23	2,05	—	0,03	—	0,02	0,11	0,04	1,00	99,74
33 981	9083,2	—	52,10	45,88	0,18	1,68	—	—	—	0,02	0,13	—	0,67	100,66
		—	51,19	45,38	0,18	1,72	—	—	—	0,02	0,13	0,04	0,99	99,65
31 100	8716,4	—	51,39	45,63	0,18	1,81	—	—	—	0,01	0,11	0,04	1,10	100,27
31 077	8711,0	—	51,15	47,36	0,09	1,10	—	0,02	—	0,026	—	—	—	99,746
		Магнетит	0,19	99,21	0,06	0,19	0,03	0,03	0,03	0,19	1,95	—	—	102,21
31 078	8711,5	Ильменит	49,99	47,21	—	0,85	0,08	—	0,12	0,03	0,28	0,04	1,35	102,56
		Магнетит	0,20	98,85	—	—	0,10	—	0,24	0,22	1,33	—	0,89	101,86

Примечание. Аналитик А. И. Цепин.

титом. В обр. 24 733 помимо биотита, кварца и магнетита содержатся такие акцессорные минералы, как апатит, циркон, ортит, не характерные для представителей железисто-кремнистой формации. В обр. 24 734 помимо кварца, магнетита и биотита в незначительных количествах присутствуют плагиоклаз, эпидот и гранат.

Химический анализ железистого кварцита (обр. 24 734) показал высокое содержание железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 > 35\%$). Относительно высокое (для железисто-кремнистой формации) содержание Al_2O_3 объясняется присутствием в породе плагиоклаза, биотита, эпидота и граната. Важно отметить незначительное (0,22 %) содержание TiO_2 (см. табл. 1.22).

Биотит в обоих образцах имеет травянисто-зеленую окраску с резким плеохроизмом и характеризуется (обр. 24 734) высокой железистостью ($f=0,63$) и относительно небольшим содержанием титана (0,05 форм. ед.). Плагиоклаз представлен андезином (33 % Ан). Эпидот имеет высокую железистость ($f=0,27$), выше, чем в каких-либо из изученных пород.

Магнетит в образцах железистого кварцита содержится в количестве 20—30 % в виде уплощенных зерен, размером 0,1—0,3 мм. Зерна образуют сростки, не превышающие 0,5—1 мм. Встречаются также скопления мелких (0,03—0,07 мм) кристаллов, вытянутые вдоль сланцеватости. Магнетит железистых кварцитов почти не содержит примесей, что очень характерно для магнетита железисто-кремнистой формации (см. табл. 1.23, обр. 24 733).

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЗОНАХ РЕГРЕССИВНОГО ДИСЛОКАЦИОННОГО МЕТАМОРФИЗМА

Зоны регрессивного дислокационного метаморфизма, сопровождаемые гидротермальной сульфидной минерализацией, зафиксированы на глубинах 6—10 км в метабазах печенгского комплекса, а также в амфиболитах и гранитогнейсах кольской серии (см. «Метаморфизм» и «Разрывные нарушения и минерализованные трещины»). Сульфидная минерализация образует тонкую равномерно рассеянную вкрапленность, редко более крупные линзовидные и прожилковидные вкрапления, прожилки и жилки, располагающиеся как по сланцеватости пород, так и секущие ее. Характерно сочетание прожилков сульфидов и сопровождающей их тонкой сульфидной вкрапленности.

Минеральный состав сульфидной минерализации представлен наиболее распространенными пирротинном, пиритом и халькопиритом и более редкими сфалеритом, галенитом, борнитом, молибденитом, аргентопентландитом, зигенитом. В эту же парагенетическую ассоциацию входят такие жильные минералы, как кварц, карбонат, пренит, эпидот, хлорит, актинолит, альбит, калиевый полевой шпат, также связанные с зонами катаклаза, дробления и трещиноватости метаморфических пород.

Сульфидная минерализация в сланцеватых метабазах печенгского комплекса показана на рис. 1.58. В карбонат-кварцевых прожилках с хлоритом и эпидотом мощностью 2—3 см пирротин и пирит образуют довольно крупные выделения. Особый интерес представляет обнаружение в этих сульфид-карбонат-кварцевых прожилках аргентопентландита. Этот редкий минерал образует мелкие выделения среди пирротина и халькопирита в ассоциации с пентландитом, иногда сфалеритом. Важно подчеркнуть то, что во всех проявлениях аргентопентландита он выступает как первично-гипогенный минерал, будучи связан с глубинными источниками.

Гидротермальная минерализация в мигматитах кольской серии с глубины 10 км представлена на рис. 1.59. Здесь вблизи милонитового

шва, проходящего по контакту амфиболитов и мигматитов, последние катаклазированы и рассечены тонкими трещинками, выполненными пренитом, вторичным кварцем, карбонатом, хлоритом, серицитом. Измененные мигматиты содержат вкрапленность халькопирита и по текстурно-структурным признакам обнаруживают поразительное сходство с низкотемпературными метасоматитами медно-порфировых и других што-



← Рис. 1.58. Карбонат-кварцевый прожилок с сульфидами (светлое) в сланцеватом амфиболите (черное).
Полир. штуф. 9/10 нат. вел., обр. 20 568, гл. 6380 м

Рис. 1.59. Гидротермально измененный мигматит с вкрапленностью халькопирита.

↓ Полир. штуф. 9/10 нат. вел., обр. 37 186, гл. 10 000,1 м



кверковых гидротермальных месторождений, которые всегда считались близповерхностными образованиями.

Приведенные данные однозначно свидетельствуют об эпигенетическом характере сульфидной минерализации и ее тесной связи с зонами низкотемпературного регрессивного метаморфизма.

Для выяснения происхождения этой сульфидной минерализации помимо установления ее состава и геолого-структурной позиции были изучены: распределение кобальта и никеля в пирите, изотопный состав серы сульфидов, проведена оценка температур минералообразования.

Для пирита в литературе отмечается генетическое значение распределения в нем кобальта и никеля и отношения Co/Ni [2, 93]. Данные по содержанию кобальта и никеля в пирите из гнейсов, амфиболитов и метаультрабазитов скв. СГ-3 и их сопоставление с данными для пирита из метаосадочных пород печенгского комплекса и пиритов оса-

дочного происхождения приведены в табл. 1.24. Существенное отличие пирита пород скв. СГ-3 в интервале 7—10 км от пирита метаосадочных пород печенгского комплекса главным образом выражается в значительно более высоком содержании кобальта и никеля в пирите из скважины, хотя Co/Ni отношения в тех и других довольно близки. Это свидетельствует об эндогенном происхождении изученного пирита.

Исследование изотопного состава серы сульфидов в интервале 6—10 км проводилось во всех породах. По всему разрезу удалось выделить 15 мономинеральных проб: девять — пирротина, четыре — пирита и две — халькопирита (как из прожилков в породах, так и из относительно равномерной вкрапленности сульфидов).

ТАБЛИЦА 1.24
СОДЕРЖАНИЯ КОБАЛЬТА И НИКЕЛЯ В ПИРИТАХ (Г/Т)

Порода	Глубина, м	Co	Ni	Порода	Глубина, м	Co	Ni
Скв. СГ-3 в породах кольской серии *				Метаосадочные породы печенгского комплекса **			
Гнейс	7921,0	200,0	3 000				
То же	7367,2	400,0	2 000	Субаркозовые		50	70
" "	7377,6	5 000	2 500	метафиллиты			
Амфиболит	7443,8	2 000	2 000	То же		60	50
То же	7489,8	3 000	400	Метаалевропсаммиты		120	150
" "	7544,9	12 000	5 000	То же		90	120
Гнейс	8486,4	13 000	200	Метаалевролиты		340	180
Амфиболит	9526,5	6 000	20 000	Углеродисто-сульфидные сланцы		180	156
Гнейс	9968,0	2 000	3 000	То же		145	180

* По данным лазерного микроспектрального анализа.

** По данным количественного спектрального анализа [2].

Результаты определения изотопного состава серы приведены в табл. 1.25. Наиболее важной особенностью полученных значений является их однородность и близость метеоритному стандарту. Несмотря

ТАБЛИЦА 1.25
ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ

№ обр.	Глубина, м	Минерал	$\delta^{34}S$, ‰	№ обр.	Глубина, м	Минерал	$\delta^{34}S$, ‰
23 742	7367,0	Пирротин	—0,36	31 890	8931,8	Пирротин	—0,30
24 361	7489,8	Пирит	+0,66	33 374	9022,0	—,"—	—0,13
24 710	7552,1	Пирротин	—0,55	34 125	9123,6	—,"—	+0,27
26 639	7928,1	То же	+0,85	34 856	9264,8	—,"—	—0,32
		Халькопирит	+0,71	35 667	9526,5	—,"—	—0,19
		Пирит		36 792	9935,8	Пирит	+1,13
27 148	7991,4	Пирит	+2,09	36 795	9936,3	То же	+1,76
		Пирротин	+1,06	37 004	9968,0	—,"—	+0,87
31 077	8711,0	То же	—0,82				

на различие состава пород, из которых выделялись сульфиды, и различие самих сульфидов $\delta^{34}\text{S}$ у них изменяется от +2,09 до -1,42 ‰, причем для большинства сульфидов $\delta^{34}\text{S}$ составляет менее 1 ‰. Лишь для двух образцов (6400—6500 м) $\delta^{34}\text{S}$ пирротина и халькопирита достигает +5 ‰. Эти данные существенно отличаются от значений $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах печенгского осадочно-метаморфического комплекса, где в разрезе скв. СГ-3 установлен широкий диапазон этих величин: от близких к метеоритному стандарту в сульфидах перидотитовых интрузивов с медно-никелевым оруденением до +21 ‰, типичных для сульфидов колчеданной минерализации осадочного происхождения. Близкие к метеоритному стандарту значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов во всех породах кольской серии свидетельствуют об едином источнике серы.

ТАБЛИЦА 1.26

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУР ОБРАЗОВАНИЯ СОСУЩЕСТВУЮЩИХ ПИРРОТИНА И ПИРИТА
С ПОМОЩЬЮ КОБАЛЬТОВОГО ГЕОТЕРМОМЕТРА [5]

№ обр.	Глубина, м	Со %	K_{Co}	$\lg K_{\text{Co}}$	$t^{\circ}\text{C}$	№ обр.	Глубина, м	Со %	K_{Co}	$\lg K_{\text{Co}}$	$t^{\circ}\text{C}$
23 482	7291,0	$\frac{0,15^*}{0,20}$	0,75	-0,12	268	24 359п	7489,8	$\frac{1,00}{0,30}$	3,33	0,52	184
23 742	7337,0	$\frac{1,19}{1,80}$	0,63	-0,18	279	24 782	7644,9	$\frac{0,10}{1,20}$	0,08	-0,10	485
23 750	7337,2	$\frac{0,15}{0,40}$	0,37	-0,43	323	27 148	7991,4	$\frac{0,80}{0,10}$	0,08	-0,10	266
23 811	7377,6	$\frac{0,20}{0,50}$	0,40	-0,40	318	29 552	8486,4	$\frac{0,10}{1,30}$	0,077	-1,11	490
24 152a	7443,8	$\frac{0,10}{0,20}$	0,50	-0,30	300	35 667	9526,5	$\frac{0,10}{0,60}$	0,17	-0,77	397

Примечание. Содержание Со: числитель — в пирротине, знаменатель — в пирите.

Температуры образования сульфидной минерализации оценивались с помощью кобальтового геотермометра [5] путем установления распределения кобальта в сосуществующих пирротине и пирите (табл. 1.26). Содержания кобальта в этих сульфидах определялись с помощью лазерного микроспектрального анализа в спектральной лаборатории Е. А. Кориной и на электронном зонде в рентгеноспектральной лаборатории В. А. Боронихина в ИГЕМ АН СССР.

Почти во всех образцах содержание кобальта в пирите было выше, чем в пирротине, в связи с чем коэффициент распределения кобальта

$$K_{\text{Co}} = \frac{\text{Со в пирротине (в \%)}}{\text{Со в пирите (в \%)}} < 1.$$

Вычисленные на основании этого коэффициента температуры образования сосуществующих пирротина и пирита являются ориентировочными, поскольку не во всех зернах пирита устанавливалось гомогенное распределение кобальта. Характерно, однако, что для пар этих сульфидов во всех породах температура образования не превышала 490 °С — т. е. была существенно ниже температур, характерных для амфиболитовой фации метаморфизма, который претерпели все вмещающие породы. Большая часть температур имеет значение от 184 до 323 °С. Самая низкая температура — 184 °С определена для пирит-пирротинных прожилковидных выделений в кварцевой жиле в зоне регрес-

сивного дислокационного метаморфизма в гнейсах (обр. 24339, гл. 7489,8 м).

На основании определения изотопного состава серы сосуществующих пирротина и пирита из образца гидротермально измененного гнейса с глубины 7991,4 м была проведена также ориентировочная оценка температур их образования с помощью сероизотопного геотермометра [99]. Сопоставление полученной этим методом температуры (260 °C) с температурой, установленной для той же пары минералов по кобальтовому пирит-пирротинному геотермометру (266 °C) подтверждает достоверность оценок.

Отмеченная выше приуроченность сульфидной минерализации, представленной как рассеянными выделениями сульфидов, так и их прожилкообразными образованиями к участкам наложенного катаклаза и гидротермальных изменений, относительно низкие температуры образования, оцениваемые по кобальтовому пирит-пирротинному геотермометру, и малые величины $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов подтверждают связь этой сульфидной минерализации с регрессивными явлениями в метаморфических породах печенгского комплекса и кольской серии. Сера в растворах, отложивших сульфиды, имела ювенильное, возможно мантийное происхождение.

Результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины подтвердили прогноз о наличии сульфидных медно-никелевых руд на нижних горизонтах Печенгского рудного поля. Установлено, что эти медно-никелевые руды занимают ту же геологическую позицию, что на других месторождениях Печенги, будучи приурочены к контакту метапиротитов с филлитами, осложненному согласной зоной рассланцевания. По текстурно-структурным признакам, минеральному составу и генезису они аналогичны рудам, выходящим на поверхность, что доказывает выдержанность медно-никелевого оруденения по падению по крайней мере на 2,5 км. Важное значение имеет и тот факт, что Кольская сверхглубокая скважина обнаружила новую, ранее неизвестную зону гипербазитов и медно-никелевых руд, располагающуюся в средней части туфогенно-осадочной ждановской свиты.

Эти результаты меняют существующие представления о вертикальной зональности эндогенного рудообразования в земной коре и позволяют объяснить распределение разных типов минерализации на глубине последовательным наложением разновозрастных магматических, метаморфических и гидротермальных процессов, совершавшихся в разных условиях.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ И МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ТРЕЩИНЫ

Все исследователи признают важную роль дизъюнктивных нарушений в геологическом строении Печенгского района. Наиболее детально они изучены в Печенгском рудном поле. По данным Г. И. Горбунова, Ю. А. Астафьева, Ю. В. Гончарова [81], структура Печенгского рудного поля была сформирована в пять этапов. С первым этапом связаны излияния основных эффузивов и внедрение габбро-диабазовых силлов; со вторым — образование в результате карельской складчатости асимметричного синклиория в обстановке сжимающих усилий с востока на запад, внедрение по глубинным разломам слабо минерализован-

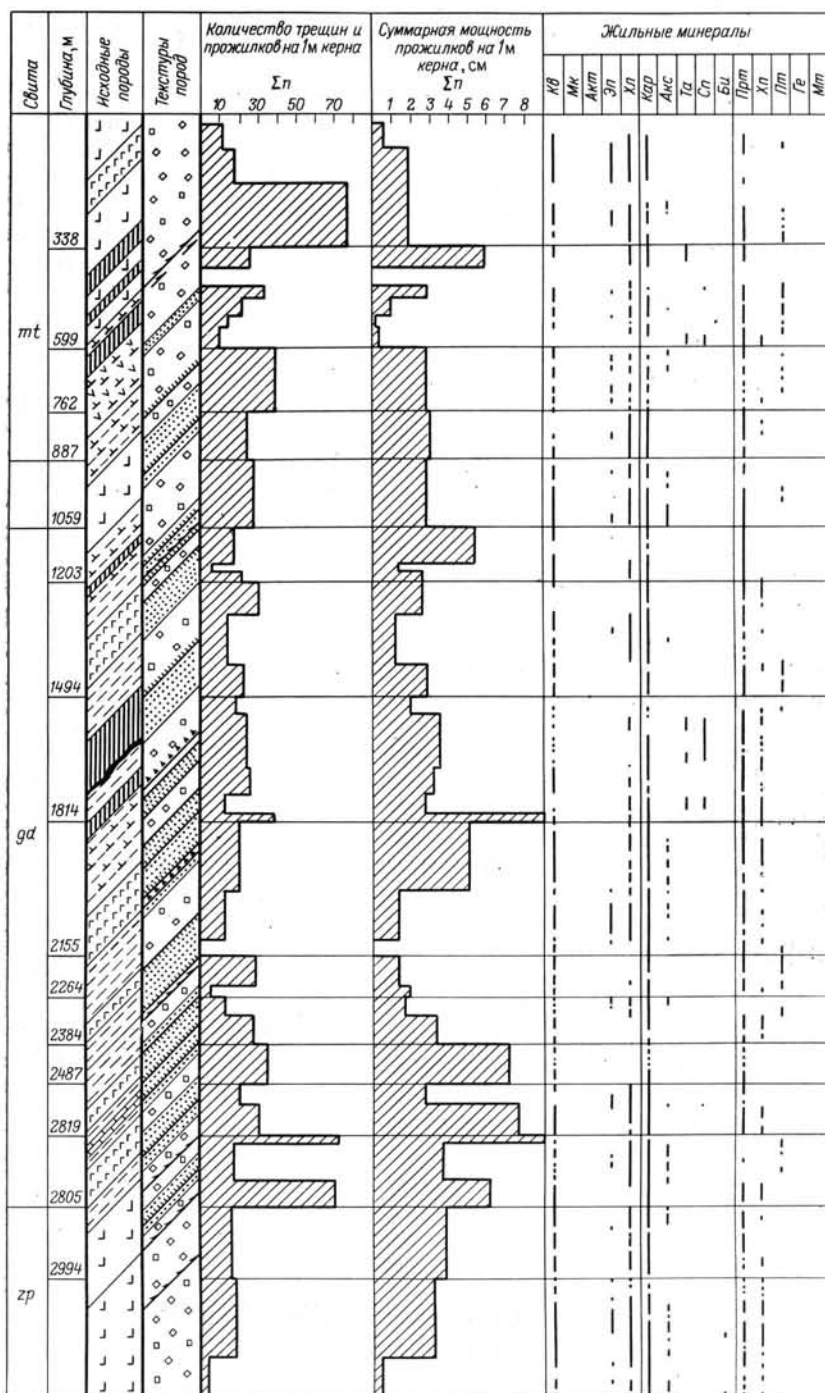
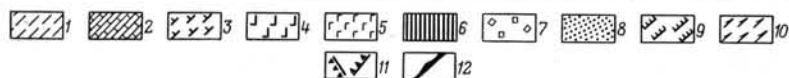
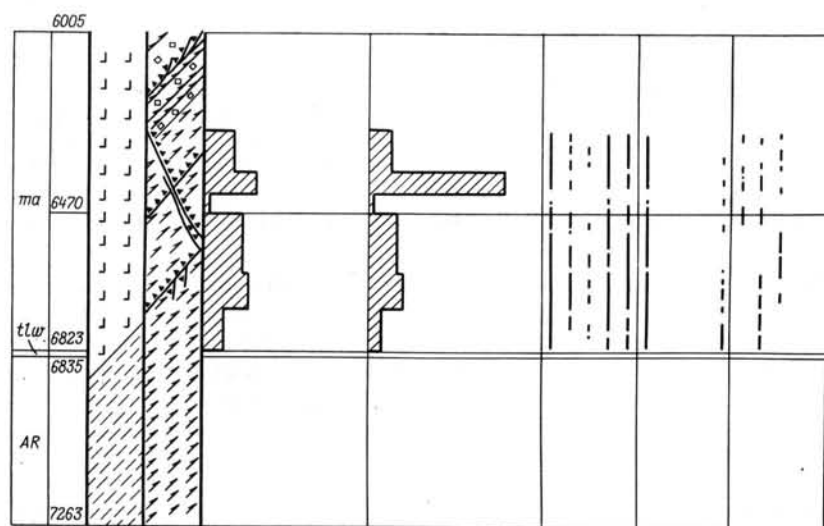
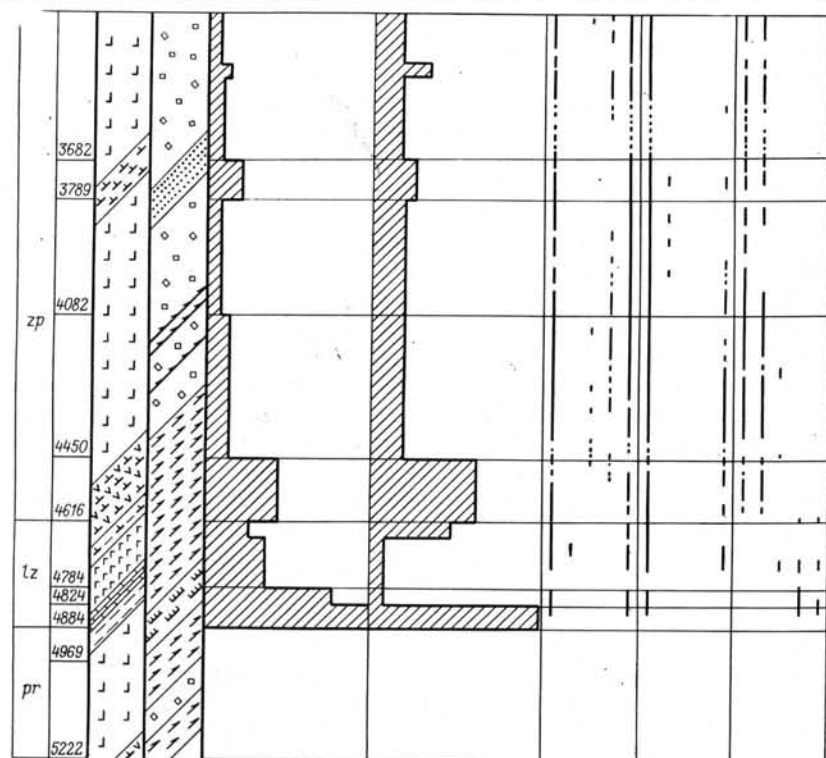


Рис. 1.60. Распределение разрывных нарушений и минерализованных трещин в разрезе скв. СГ-3. По В. И. Казанскому, Ю. П. Смирнову.

Исходные породы: 1 — песчаники, аргиллиты; 2 — карбонатные породы; 3 — основные туфы; 4 —

алевролитов и мелкозернистых туфов, подвергшихся рассланцеванию и частичной перекристаллизации, но сохранивших признаки слоистых обломочных пород. Кристаллически-сланцеватые структуры свойственны интенсивно деформированным и метаморфизованным осадочным и пирокластическим породам, а также изверженным породам, подвергшимся дислокационному метаморфизму, будь то покровы основных лав или



основные лавы; 5 — основные интрузивные породы; 6 — ультраосновные интрузивные породы. Текстуры пород: 7 — массивные и шаровые реликтовые; 8 — слоистые реликтовые; 9 — слоисто-сланцеватые; 10 — кристаллически-сланцеватые; 11 — катакlastические; 12 — рудные тела

интрузивы основного — ультраосновного состава. В эту группу отнесены бластомилониты, бластокатаклазиты и сланцеватые амфиболиты и гнейсы, тектоническая природа которых доказана с помощью микро-структурного анализа. Наконец, группа катакlastических текстур объединяет брекчии, микробрекчии, катаклазиты и миониты с явными признаками хрупких деформаций.

ных основных и ультраосновных интрузий; с третьим — смена направлений сжимающих усилий, возникновение поперечных складок и приуроченных к ним рудоносных интрузий, а также медно-никелевых месторождений; с четвертым — метаморфизм вмещающих пород и руд в обстановке хрупких деформаций; с пятым — смещение рудных тел по дизъюнктивным нарушениям с образованием глинки трения. Важным фактором локализации никеленосных основных — ультраосновных интрузивов явилась так называемая Главная тектоническая зона, проходящая внутри ждановской свиты параллельно и под острым углом к напластованию туфогенно-осадочных пород. Предполагается, что рудоносные интрузии проникли в эту зону по Порьяташскому и Луостаринскому разломам. Неоднократные тектонические движения по зоне сопровождались перемещением сульфидных масс в подстилающие породы, образованием поздних гидротермальных минеральных ассоциаций, интенсивным проявлением метаморфических процессов.

Исследование керна Кольской сверхглубокой скважины не позволяет проследить всю историю формирования разрывных нарушений, выделить и охарактеризовать все их типы, установленные на поверхности. Однако оно открывает редкую возможность для изучения внутреннего строения разрывных нарушений, соотношений между метаморфизмом и дислокациями горных пород, вертикальной зональности минерализованных трещин с количественной характеристикой.

Систематические наблюдения за внутренним строением разрывных нарушений и распределением минерализованных трещин проведены до глубины 7 км (рис. 1.60). Это объясняется двумя причинами: 1) моноклинальным залеганием печенгского комплекса и надежной увязкой слагающих его осадочно-вулканогенных толщ с их выходами на поверхность, 2) отбором керна в этом интервале с помощью прямой колонковой трубы, что обеспечивает сохранение ориентировки столбиков керна «верх — низ» и относительное их расположение в пределах одного рейса. На более низких отметках информация носит отрывочный характер, но и она представляет интерес.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ И ДИСЛОКАЦИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

В кристаллических породах докембрия восстановление истории и условий формирования разрывных нарушений во многом базируется на изучении процессов дислокационного метаморфизма. В общей форме его можно определить как изменение текстур, структур и минерального состава горных пород в разломах ниже зон диагенеза и выветривания. Эти изменения происходят без существенного расплавления горных пород и совершаются в условиях, отличных от тех, в которых породы образовались.

Изучение дислокационного метаморфизма в разрезе Кольской сверхглубокой скважины базировалось на документации керна, сопоставлениях текстур и структур метаморфических горных пород с их минеральными ассоциациями, изучении пространственной ориентировки метаморфических минералов (кварц, карбонат, хлорит, тальк, слюда, амфиболы). Микроструктурные исследования выполнены Л. П. Гордиенко и А. В. Кузнецовым в образцах керна, для которых было известно положение «верх — низ».

Соответственно, на разрезах по скв. СГ-3 введена колонка «Текстуры пород», а сами эти текстуры объединены в пять групп: 1) массивные и шаровые реликтовые; 2) слоистые реликтовые; 3) слоисто-сланцеватые; 4) кристаллически-сланцеватые; 5) катакlastические.

С дислокационным метаморфизмом связаны три последние группы текстур. Слоисто-сланцеватые текстуры характерны для песчаников,

Наиболее полные данные об изменении с глубиной условий дислокационного метаморфизма получены для разрывных нарушений, согласных с залеганием печенгского комплекса. Установлено, что в соответствии с общей температурной зональностью прогрессивного метаморфизма интенсивность деформации и перекристаллизации горных пород

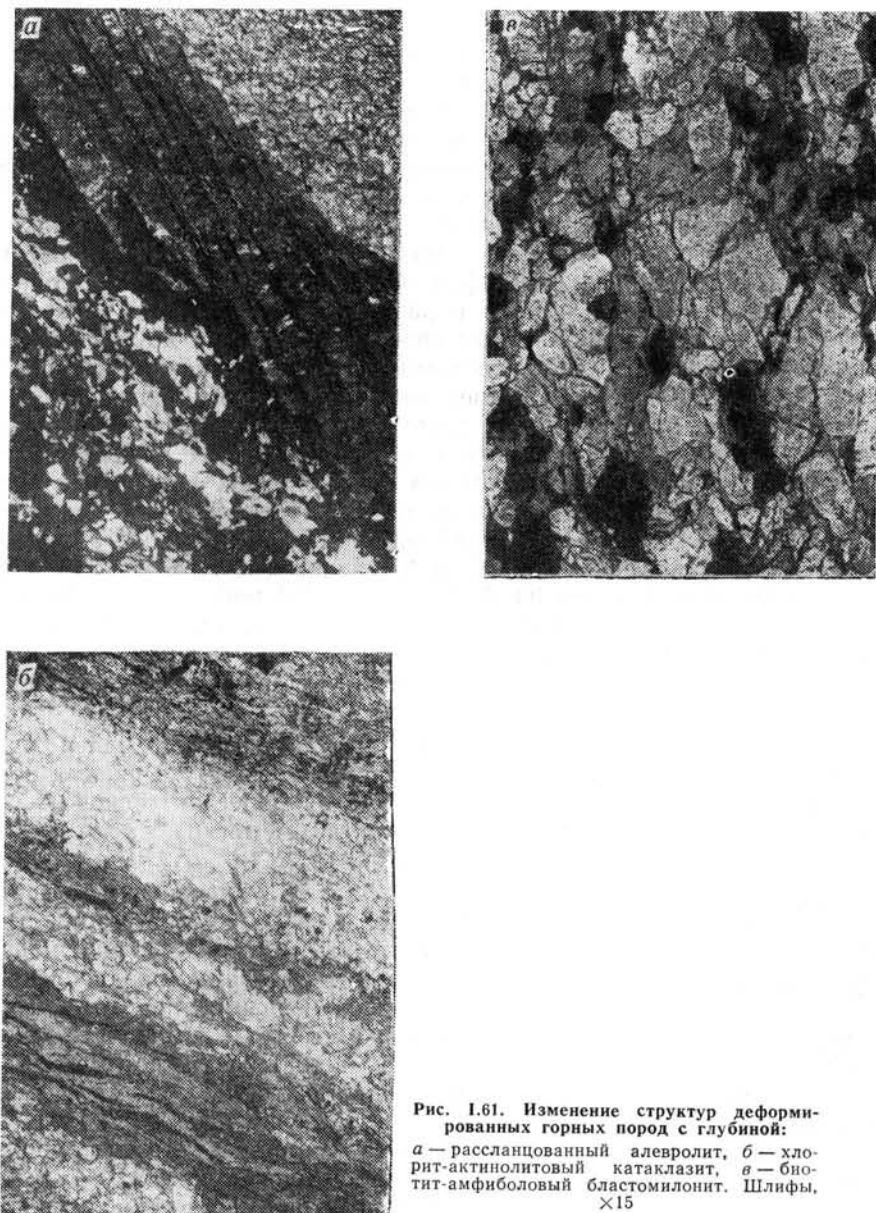


Рис. I.61. Изменение структур деформированных горных пород с глубиной:

а — рассланцованный алевролит, б — хлорит-актинолитовый катаклазит, в — биотит-амфиболовый бластомилонит. Шлифы, $\times 15$

также увеличивается сверху вниз (рис. I.61). До отметки 4340 м проявления дислокационного метаморфизма ограничены сравнительно узкими тектоническими швами, внутреннее строение которых определяется в основном составом исходных пород. Ниже этой отметки влияние литологического состава отходит на второй план и все породы подвергаются рассланцеванию, которое сопровождается появлением деформационных

структур, закономерной ориентировки метаморфических минералов и анизотропии горных пород.

Среди вулканогенных и осадочных пород материнской свиты, метаморфизованных в условиях пренит-пумпеллитовой фации, тектонические деформации проявлены очень слабо, и лишь в метасульфидных породах фиксируются тектонические швы мощностью до 10 см. В промежуточных между ними ультрабазитах, несмотря на интенсивную серпентинизацию, сохраняют свою первоначальную структуру и под микроскопом в них ясно различимы и более крупные (0,7—1 мм) порфировидные выделения моноклинного пироксена, и более мелкие (0,2—0,5 мм) псевдоморфозы серпентина, тремолита, талька по оливину. Тектонические швы обладают резкой сланцеватостью и сложены кальцитом, тальком, тремолитом, серпентином и непрозрачными рудными минералами. Сланцеватость обусловлена чередованием линзовидных, плавно изгибающихся существенно карбонатных полос мощностью 1—8 мм и разделяющих их существенно тальковых полосок с отчетливыми зеркалами скольжения. Микроструктурное изучение шлифов обнаружило различный характер ориентировки кальцита и талька в разных агрегатах. Так, в беспорядочнозернистых тальк-карбонатных сростках ни тот, ни другой минерал не обнаруживают какой-либо закономерной ориентировки. В лепидогранобластических агрегатах, отвечающих плоскостям преимущественного скольжения, оптические оси тальковых чешуек образуют отчетливый максимум, перпендикулярный к сланцеватости, а оптические оси кальцитовых зернышек располагаются беспорядочно. Наконец, в крупнозернистых кальцитовых линзах намечается тенденция к поясовому расположению оптических осей карбонатных зерен и микроструктурная диаграмма имеет вид, переходный от *R*-тектонита к *S*-тектониту. Экспериментальные исследования Ю. А. Розанова [75] показали, что *S*-тектониты образуются из *R*-тектонитов при увеличении одностороннего напряжения. Это дает основание предполагать, что перекристаллизация и укрупнение зерен кальцита происходили под влиянием интенсивных сжимающих усилий.

В ждановской свите дислокационный метаморфизм проявлен отчетливее, чем в материнской свите и при этом по-разному в разных породах. Наименее деформированы metabазиты, наиболее интенсивно — осадочные породы и метасульфиды на контакте с ними.

В metabазитах развиты маломощные (0,5—10 см) тектонические швы, представленные катаклазитами и blastокаклазитами с характерной для биотит-амфиболовой ступени зеленосланцевой фации ассоциацией минералов. Первичные темноцветные минералы в них нацело разрушены, а таблички плагиоклаза альбитизированы, раздроблены и рассечены волосовидными трещинами, выполненными эпидотом, хлоритом, кальцитом. Чаще обломки имеют изометричные угловатые очертания и составляют в поперечнике первые миллиметры. Местами наблюдаются переходы к параллельному расположению деформированных удлиненно-линзовидных зерен альбита и далее к сланцеватым хлорит-актинолитовым катаклазитами, в которых хлорит-актинолит-карбонатная ткань цементирует порфироидные измененного плагиоклаза. В карбонатной массе заключены линзовидные и овальные сростки кварцевых зерен, имеющих извилисто-зубчатые границы и волнистое угасание, а также скопления хлорита. В мелкозернистой ткани оптические оси кальцитовых зерен обнаруживают отчетливую поясовую ориентировку по типу *R*-тектонита. Аналогичный узор микроструктурных диаграмм характерен для кварца. Крупные линзовидные зерна кальцита обладают более четкой и совершенной ориентировкой: их оптические оси группируются в виде одного максимума, перпендикулярного к плоскости тектонического шва. Следовательно, как и в тектонических швах среди

метаультрабазитов, рост кальцитовых зерен обусловлен интенсивными сжимающими усилиями.

Наиболее характерным проявлением разрывных нарушений в осадочных породах ждановской свиты является тонкое избирательное рассланцевание. Сильнее всего оно выражено в филлитах, а в тех случаях, когда затрагиваются две или три породы с разной крупностью обломочных частиц — в самых мелкозернистых породах.

Рассланцеванные разности филлитов, как и сами филлиты, не поддаются микроструктурному изучению. Более благоприятным объектом для исследований служат рассланцованные песчаники, алевролиты и согласные кварц-кальцит-сульфидные жилки, преобразованные в бластокатаклазиты. В шлифах из рассланцованных осадочных пород наблюдаются кулисообразные плоскости скольжения, отстоящие одна от другой на 0,05—0,2 мм и выполненные непрозрачным углистым веществом. Деформированные жилки перекристаллизованы на плоскостях скольжения в мелкозернистые (0,01—0,05 мм) кварц-кальцитовые агрегаты, в которых присутствуют также хлорит и сульфиды железа, главным образом пирротин. На микроструктурных диаграммах из зон рассланцевания оптические оси кварцевых и карбонатных зерен обнаруживают узоры типа *R*-тектонита с горизонтально расположенной осью, свидетельствующей о дифференциальных тектонических перемещениях по плоскостям сланцеватости.

Согласные кварц-кальцит-хлоритовые бластокатаклазиты содержат, как правило, меньше сульфидных минералов, чем окружающие их алевролиты и аргиллиты. Некоторые бластокатаклазитовые швы обогащены пиритом, но не пирротин. Это служит дополнительным указанием на диагенетическую природу колчеданной сульфидной минерализации и ее перераспределение в результате прогрессивного метаморфизма печенгского комплекса. Зоны рассланцевания, проходящие по контактам никеленосных гипербазитов, также возникли в ходе прогрессивного метаморфизма и занимают вполне определенное положение в тектонических структурах и метаморфической зональности печенгского комплекса (см. «Рудная минерализация»).

В целом зоны рассланцевания пород ждановской свиты можно отнести к категории рассредоточенных согласных дизъюнктивных нарушений. Намечаются два интервала с наибольшей концентрацией таких зон. Первый отвечает отметкам 1500—2000 м, где Кольской сверхглубокой скважиной вскрыты никеленосные гипербазиты, второй — отметкам 2250—2800 м, что соответствует той нижней части разреза ждановской свиты, в которой на поверхности располагается Главная тектоническая зона.

В противоположность осадочно-вулканогенным породам подстилающие их метабазиты заполярнинской свиты в интервале 2800—4000 м почти не затронуты дислокационным метаморфизмом. Принципиально иная картина наблюдается в зоне Лучломпольского разлома, который захватывает нижнюю часть заполярнинской свиты, всю лучломпольскую свиту и подстилающие их вулканиты (глубины 4340—5100 м). Приближение к зоне Лучломпольского разлома начинает сказываться на отметках 4050—4100 м, где среди массивных и шаровых лав, претерпевших зеленокаменное изменение, появляются неясно сланцеватые разности, не сохранившие признаков первичных текстур и структур. Местами они переходят в хлорит-актинолитовые бластокатаклазиты, состоящие из актинолита, эпидота, хлорита, биотита, альбита, кальцита, затем снова сменяются недеформированными породами и т. д. Отметка 4340 м служит тем рубежом, ниже которого бластокатаклазиты и бластомилониты решительно преобладают. Сланцеватость бластомилонитов обусловлена чередованием полосок различной зернистости и разного минерального состава и подчеркивается волнистыми кварц-карбонатными

струйками, на долю которых приходится до 25 % объема. Под микроскопом такие бластомилониты представляют собой довольно тонкозернистые (0,05—0,3 мм) породы с лепидогранобластовой основной тканью.

Количественные отношения минералов основной ткани непостоянны и особенно резко меняются вкрест сланцеватости. Так, эпидот-хлоритовые полоски соприкасаются с биотитовыми и достаточно резко отделяются от кварц-полевошпатовых, содержащих лишь одиночные пластинки хлорита и биотита, актинолит обычно сростается с хлоритом и т. д. В мелкозернистой основной ткани встречаются и более крупные порфиробластовые выделения — чаще всего высокоглиноземистого актинолита, эпидота, биотита или кальцита.

Микроструктурное изучение образцов бластомилонитов показывает, что они обладают четкой и единообразной ориентировкой минералов и по форме, и по внутреннему строению. Так, оптические оси кварцевых и кальцитовых зерен располагаются по типу *R*-тектонита с горизонтальной осью вращения, а листочки хлорита, биотита, мусковита преимущественно вдоль сланцеватости. Аналогичная картина наблюдается в рассланцеванных плагиопорфиритах и метапесчаниках лучломпольской свиты (рис. 1.62).

Осадочные породы лучломпольской свиты внешне выглядят как обычные мелкозернистые песчаники и алевролиты с едва заметной сланцеватостью. Микроскопические же наблюдения обнаруживают в них признаки повсеместной перекристаллизации с возникновением слоисто-сланцеватых текстур. В наименее деформированных разностях сохраняются первично-послойное распределение углистого вещества, резкие различия между цементом и обломочным материалом, угловатые формы неокатанных зерен, хотя они и приобретают несвойственные им линзовидные очертания. Основная же масса песчаников превращена в очковые бластокатаклазиты, в которых более крупные (0,25—0,75 мм) овальные и линзовидные выделения микроклина, кислого плагиоклаза, кварца обтекаются мелкозернистой (0,05—0,2 мм) лепидогранобластовой тканью, состоящей из тех же минералов, светлой слюды и карбоната.

На границе лучломпольской свиты с подстилающими вулканогенными породами маярвинской свиты, зеленосланцевая фация сменяется эпидот-амфиболитовой. Метабазиты здесь сильно рассланцованы и представлены биотит-амфиболовыми бластокатаклазитами и бластомилонитами. Они состоят из олигоклаза, высокоглиноземистой роговой обманки, биотита, магнетита и кварца. Сланцеватость в них выражена не так резко, как в хлорит-амфиболовых бластомилонитах, но тем не менее наглядно проявляется в многократном чередовании полосок и струек, обогащенных то полевыми шпатами и кварцем, то роговой обманкой, биотитом и магнетитом, и в четком параллельном расположении биотитовых чешуек. Иначе ведет себя роговая обманка. Она образует сростки мелких зерен со сравнительно хорошей огранкой, а иногда крупные кристаллы длиной до 3 мм, которые в общем располагаются согласно с тонкозернистой (0,01—0,05 мм) лепидогранобластовой основной тканью и вместе с тем отличаются от нее отсутствием видимых следов тектонических воздействий. Не исключено, что такие кристаллы роговой обманки возникли несколько позже основной ткани. Кварц в бластокатаклазитах и бластомилонитах ориентирован по типу *R*-тектонита и *S*-тектонита «сплющивания», чешуйки биотита — по типу *S*-тектонита с одним максимумом, перпендикулярным к сланцеватости.

Закономерная пространственная ориентировка характерна и для зерен высокоглиноземистой роговой обманки. На стереографической проекции оси *S* группируются в плоскости сланцеватости в виде нескольких максимумов. При этом главный максимум располагается на

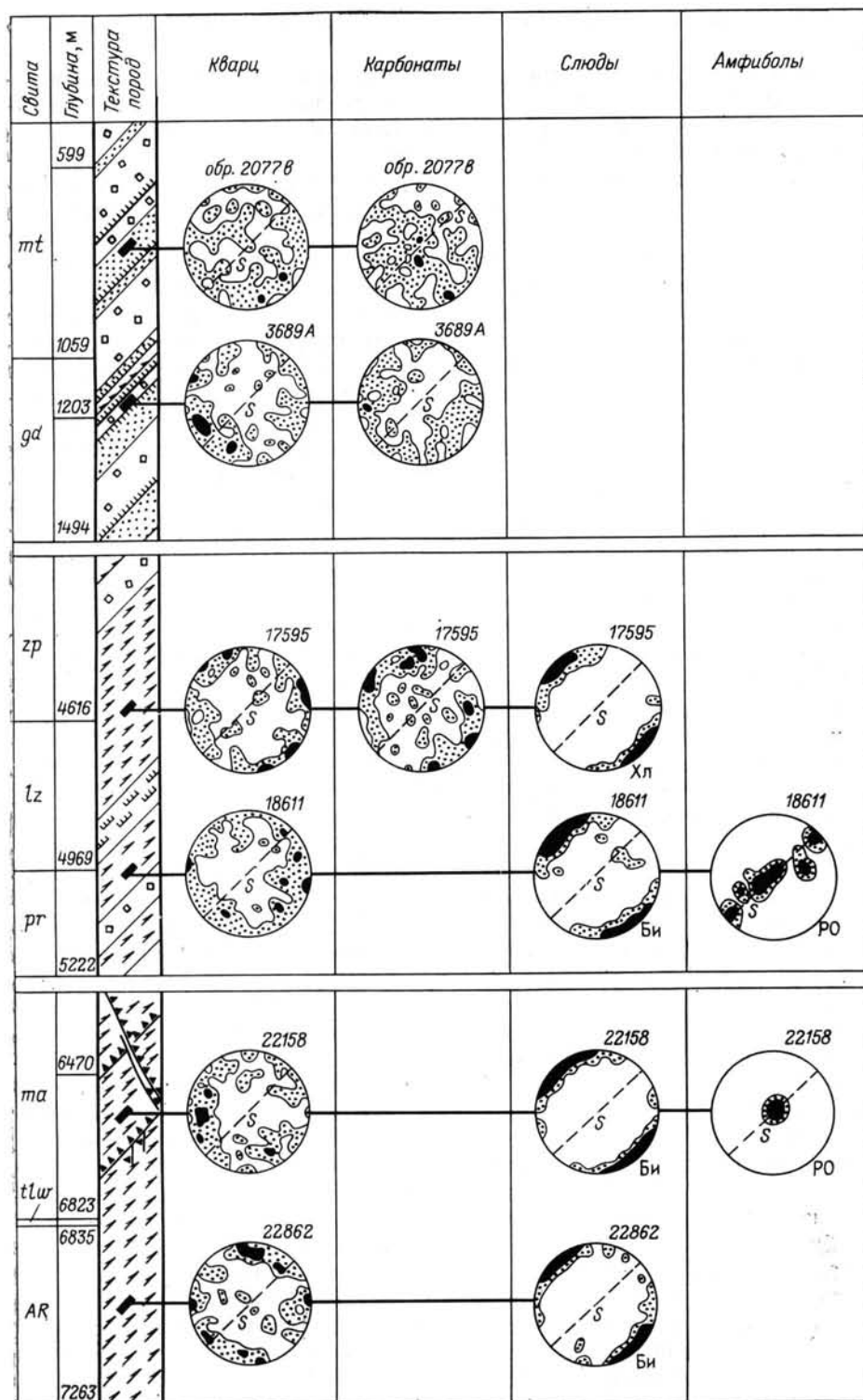


Рис. 1.62. Ориентировка минералов в зоне Лучломпольского разлома.

Черными прямоугольниками изображены образцы, в которых измерялась ориентировка оптических осей кварца и карбонатов, спайности слюд и кристаллографических осей с амфиболов. S — сланцеватость. Плотность 1—4 %.

Условные обозначения см. на рис. 1.63

линии простираения сланцеватости и совпадает с осью *R*-тектонита по кварцу.

Таким образом, текстурно-структурные особенности деформированных горных пород из зоны Лучломпольского разлома, четкая и закономерная ориентировка кварца, карбонатов, биотита, мусковита, хлорита и роговой обманки однозначно свидетельствуют о том, что перемещения по разлому происходили в процессе метаморфизма и что линия движения располагалась перпендикулярно к линии простираения разлома.

Главный отличительный признак пород в зоне Лучломпольского разлома — резкая анизотропия, обусловленная рассланцеванием, перекристаллизацией деформированных горных пород, возникновением в них закономерной пространственной ориентировки минералов. Переход от массивных структур к сланцеватым сопровождается появлением анизотропии скоростей продольных и поперечных волн. Именно появление в деформированных породах анизотропии, а не пестрота разреза печенгского комплекса, гораздо большая на верхних горизонтах, и резкое возрастание степени метаморфизма объясняют с геологических позиций природу первой сейсмической границы.

Ниже Лучломпольского разлома степень рассланцевания вулканогенных пород уменьшается и метабазиты с реликтовыми массивными и шаровыми текстурами играют здесь главную роль по сравнению с кристаллически-сланцеватыми разностями. Последние слагают тектонические швы и зоны мощностью до первых десятков метров, согласные с общим залеганием печенгского комплекса. По минеральным парагенезисам и массивные, и кристаллически-сланцеватые метабазиты отвечают эпидот-амфиболитовой фации. Интенсивное рассланцевание и перекристаллизация — вплоть до исчезновения первичных структур — характерны также для песчаников и карбонатных пород, разделяющих маярвинскую и пирттярвинскую свиты.

Начиная с отметки 6230 м и вплоть до подошвы маярвинской свиты практически все вулканогенные породы превращены в тонкосланцеватые амфиболиты. Они состоят из высокоглиноземистой роговой обманки, андезина, биотита с небольшим количеством кварца, сфена, ильменита и обладают лепидогранобластическими структурами. Нередко кристаллы роговой обманки имеют линейную ориентировку. Она видна на микроструктурных диаграммах, где оси *C* зерен роговой обманки образуют очень резкий максимум, совпадающий с линией простираения сланцеватости, а оси *Nm* группируются в виде пояса. Внутри этого пояса обособляется максимум, находящийся в плоскости сланцеватости. Тектоническая природа сланцеватых амфиболитов подтверждается закономерным расположением оптических осей кварцевых зерен по типу *R*-тектонита, как и в зоне Лучломпольского разлома. Аналогичный вид имеют и микроструктурные диаграммы по биотиту.

Соотношения между дислокационным метаморфизмом низов печенгского комплекса и нижележащих гранитогнейсов недостаточно ясны. Но обращают на себя внимание два обстоятельства. При переходе в гранитогнейсы не наблюдается принципиального изменения типа деформаций пород, как и степени их метаморфизма. Углы наклона сланцеватости к оси зерна по обе стороны контакта оказываются одинаковыми. В образцах зерна, извлеченного из скважины, конгломераты и гравелиты отсутствуют. В 113—118 и 142—146 м и ниже контакта печенгской серии среди гранитогнейсов залегают тонкосланцеватые амфиболиты, аналогичные рассланцованным метабазитам маярвинской свиты. Более того, в гранитогнейсах фиксируются те же узоры микроструктурных диаграмм по кварцу (*R*-тектониты с горизонтально расположенной осью *B*) и слюдам (*S*-тектониты с одним максимумом, перпендикулярным к сланцеватости), как и в продуктах дислокационного

метаморфизма из нижней части печенгского комплекса. Отсюда следует вывод о тектоническом происхождении сланцеватости гранитогнейсов, который, однако, не исключает предположения о том, что она могла унаследовать слоистость осадочных пород.

Микроструктурный анализ образцов пород кольской серии, отобранных на глубинах 8—10 км в тех интервалах, где бурение осуществлялось с прямой керноприемной трубой, показал, что в гнейсах и мигматитах породообразующие минералы обладают закономерной ориентировкой относительно сланцеватости. В вертикальном разрезе, параллельном оси керна и перпендикулярном к сланцеватости, оптические оси кварцевых зерен образуют пояс на периферии большого круга проекций. Листочки биотита лежат преимущественно в плоскости сланцеватости, а призмочки роговой обманки вытянуты в горизонтальном направлении. Это позволяет предполагать единство плана деформаций пород кольской серии на значительном удалении от контакта с печенгским комплексом.

На этом общем фоне в керне Кольской сверхглубокой скважины в ряде случаев фиксируются признаки разновозрастных деформаций, отвечающих разным тектоническим планам. Так, в сланцеватых metabазитах печенгского комплекса, в гнейсах и амфиболитах кольской серии линейные структуры метаморфических минералов и оси мелких складок, как правило, вытянуты параллельно простирацию сланцеватости. Но на отдельных небольших интервалах и те, и другие располагаются по линии падения или диагонально. Аналогичные аномалии обнаруживаются при микроструктурном анализе метаморфических пород. В целом исследования дислокационного метаморфизма в керне скв. СГ-3 подтверждают представления Г. Ваюрюнена [110] о чешуйчато-надвиговом строении печенгского комплекса. Опираясь на составы сосуществующих метаморфических минералов (см. «Зональность и возраст метаморфизма»), можно полагать, что мощная зона рассланцевания Лучломпольского разлома служила экраном для глубинных тепловых потоков, что хорошо согласуется с представлением о синхронности прогрессивного метаморфизма тектонических перемещений печенгского комплекса.

Что же касается сопоставлений с поверхностью, то с разрезом по скв. СГ-3 однозначно увязывается Главная тектоническая зона в нижней части ждановской свиты и Лучломпольский разлом, проходящий по границе никельской и луостаринской серии. Строение Главной тектонической зоны и там, и здесь одинаковое. В Лучломпольском разломе интенсивность рассланцевания осадочных и эффузивных пород на глубине выше, чем на поверхности. Причина такого несоответствия неясна. В равной степени возможны два варианта: уменьшение степени метаморфизма по восстанию разлома и текущее положение изоград метаморфизма относительно чешуйчато-надвиговых структур.

МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ТРЕЩИНЫ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПО ГЛУБИНЕ

Одним из неожиданных результатов проходки Кольской сверхглубокой скважины явилось доказательство широкого развития на всем вскрытом интервале трещин, содержащих то или иное минеральное выполнение. Именно они были объектом систематических наблюдений. Не подлежит сомнению, что в разрезе скв. СГ-3 распространены также неминерализованные трещины. Однако существующие методы каротажа не позволяют их фиксировать в околоствольном пространстве, а в керне можно уверенно различать лишь те неминерализованные трещины, которые имеют техногенное происхождение.

В результате изучения керна минерализованные трещины разделены на два класса (литогенетические и тектонические) с дальнейшим делением на группы и типы.

Класс А — трещины литогенетические. К ним относятся первичные «дометаморфические трещины», которые в свою очередь подразделяются на две группы — диагенетическую и контракционную.

Группа А-1 — диагенетические трещины. Распространены исключительно среди слабо метаморфизованных осадочных пород, преимущественно ждановской свиты. Подразделяются на три типа: инъекционные (нептунические дайки), проседания и гравитационные.

Группа А-2 — контракционные трещины. Представлены двумя типами: трещинами шаровой отдельности и трещинами кровельной части диабазовых покровов.

Класс Б — трещины тектонические. Трещины этого класса являются наиболее многочисленными и разнообразными. Их образование происходило во время прогрессивного и регрессивного метаморфизма. В отличие от литогенетических трещин они имеют значительную протяженность, пересекают различные породы и выполнены весьма разнообразными ассоциациями жильных и рудных минералов.

Группа Б-1 — трещины, сопряженные с прогрессивным метаморфизмом. Главным признаком трещин этой группы является сходство жильного выполнения по минеральному составу с вмещающими метаморфическими породами, при отсутствии околожильных гидротермальных изменений. По механизму образования в этой группе выделяются два типа — скалывания и отрыва.

Группа Б-2 — трещины, сопряженные с регрессивным метаморфизмом. В отличие от трещин, сопряженных с прогрессивным метаморфизмом эта группа трещин образовалась в более поздний период и выполнена минеральными ассоциациями, резко отличными по составу от вмещающих метаморфических пород. Вблизи этих трещин наблюдается разрушение структур и минералов метаморфических пород. Трещины группы Б-2 менее многочисленные, чем трещины группы Б-1, и по способу образования делятся также на трещины скола и отрыва.

Минерализованные тектонические трещины во многом определяют развитие техногенных трещин, появившихся в результате динамического воздействия бурового снаряда на горные породы в забое скважины и снятия литостатической нагрузки после извлечения керна на поверхность. Чаще всего техногенные трещины наследуют жилки и тонкие зоны расщепления, выполненные тальком, серпентином, хлоритом и кальцитом.

Отбор частично ориентированного керна при пересечении печенгского комплекса позволил разделить минерализованные трещины по их положению в пространстве на четыре ряда:

I ряд — залегающие согласно с контактами и первичными текстурными элементами вмещающих пород (пластовые трещины, соответствующие крупным зонам межпластового и внутрипластового скольжения);

II — крутопадающие, ориентированные почти перпендикулярно к слоистости или контактам и соответствующие поперечным разрывным нарушениям;

III — крутопадающие, обычно, вертикальные трещины, образующие со слоистостью и контактами углы менее $30-60^\circ$ и соответствующие диагональным разрывам;

IV — пологопадающие, косо секущие слоистость или контакты и отвечающие по элементам залегания и характеру проявления пологим взбросо-надвигам.

Изучение трещиноватости проводилось по однородным интервалам. В качестве основных показателей использовались количество трещин на 1 м керна (Σn) и суммарная мощность жил и прожилков на 1 м

в сантиметрах (Σm) как в целом, так и по рядам. По результатам частных замеров способом средневзвешенного на мощность вычислялись сводные данные для слоя, пачки, интрузивного тела. Эти данные объединены по 600 однородным интервалам, сопоставлены с физическими свойствами горных пород и обработаны на ЭВМ.

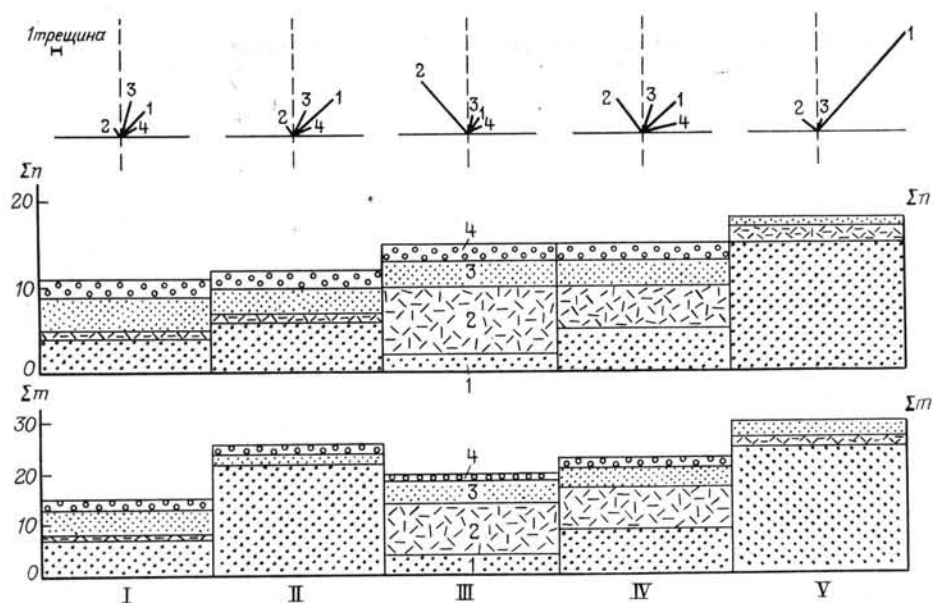


Рис. 1.63. Влияние литологического состава пород на густоту минерализованных трещин (Σn) и мощность прожилков (Σm) по рядам трещин 1—4.

Породы: I — габбро-диабазы, II — туфы основных пород, III — перидотиты, IV — основные лавы, V — осадочные

Систематические наблюдения за минерализованными трещинами на глубинах от 0 до 7 км показали, что их количество, пространственная ориентировка, минеральные ассоциации зависят от многих факторов: исходного литологического состава пород, степени их метаморфизма, наличия крупных дизъюнктивных нарушений и, наконец, глубины залегания.

Массовыми замерами установлено, что количество минерализованных трещин закономерно убывает при переходе от метаморфизованных осадочных пород к ультрабазитам, туфам основного состава и основным интрузивным породам (рис. 1.63). Мощность жильного заполнения трещин уменьшается почти в такой же последовательности за исключением туфов основных пород, которые по суммарной мощности жилок на 1 м керна стоят на втором месте после метаосадочных пород.

На этом общем фоне в продуктивной туфогенно-осадочной толще выделяется нисходящий ряд: песчаники — филлиты — туфы. Основные лавы материнской и запольяринской свит обладают менее интенсивной трещиноватостью, чем метаосадочные породы, но превосходят туфы, а по мощности жильных образований значительно уступают туфогенно-осадочным породам. Еще менее трещиноваты интрузивные породы, среди которых также намечается ряд убывающей трещиноватости: перидотиты — габбро-диабазы — плагиопорфириты.

Литологический состав пород влияет не только на интенсивность трещиноватости, но также и на пространственную ориентировку трещин. В туфогенно-осадочных породах резко преобладают пластовые трещины, в значительно меньших количествах встречаются крутопадающие дизъюнктивы II и III ряда, а трещины IV ряда практически от-

существуют. В туфах наиболее распространены согласные трещины (I ряд), менее — трещины IV ряда и совсем редко встречаются разрывные нарушения II ряда, секущие слоистость. В эффузивных породах преобладают пластовые трещины (I ряд) и перпендикулярные к ним разрывные нарушения II ряда, менее распространены крутопадающие

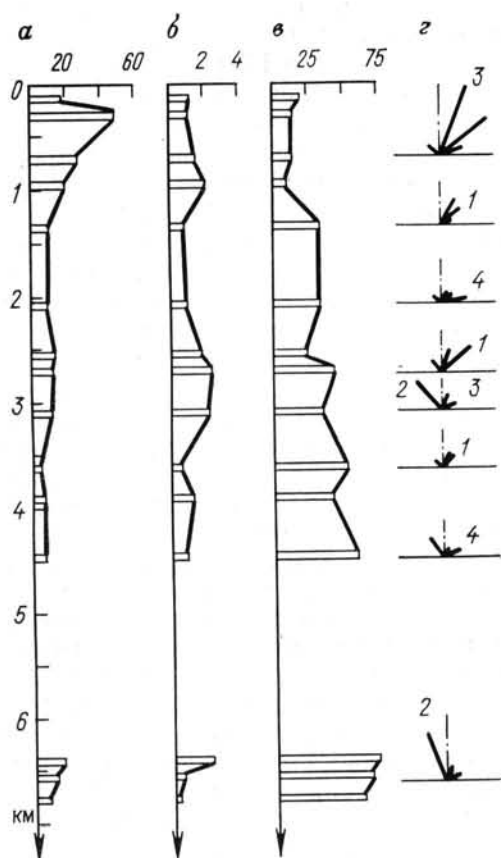
ТАБЛИЦА 1.27
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ТРЕЩИН В МЕТАБАЗИТАХ ПО ГЛУБИНЕ

Представительные интервалы, м	Кол-во одно- род- ных интер- валов, м	Параметры трещиноватости										Соотношение трещин скола (СК) и отрыва (ОТ) в %	
		В целом		I ряд		II ряд		III ряд		IV ряд			
		Σ n	Σ m	Σ n	Σ m	Σ n	Σ m	Σ n	Σ m	Σ n	Σ m	СК	ОТ
93,0—178,1	4	11	1,3	7	1,0	—	—	3	0,2	1	0,1	20	80
233,0—334,0	11	51	1,3	37	1,0	5	0,1	8	0,2	1	—	16	84
605,0—762,4	9	25	1,7	9	0,7	2	0,2	11	0,3	3	0,5	14	83
889,0—1017,6	11	20	2,2	7	1,1	3	0,1	7	0,8	3	0,2	9	91
1282,0—1417,0	15	10	0,9	4	0,5	—	—	5	0,3	1	0,1	35	65
1987,0—2133,0	22	9	1,0	2	0,3	1	0,1	2	0,2	4	0,4	35	65
2487,0—2558,0	7	14	1,9	4	0,6	2	0,3	8	1,0	—	—	25	75
2641,2—2754,5	14	12	2,5	6	1,3	2	0,4	4	0,8	—	—	44	56
3005,0—3196,7	27	12	2,2	1	0,3	6	1,3	3	0,1	2	0,5	35	65
3531,4—3682,0	15	5	0,7	2	0,6	1	0,1	2	—	—	—	52	48
3851,0—4014,0	30	7	1,4	1	0,3	3	0,7	2	0,2	1	0,2	42	58
4389,4—4498,0	8	7	1,0	1	0,2	3	0,5	1	0,1	2	0,2	60	40
6357,5—6398,0	5	18	2,3	1	0,1	10	1,5	4	0,5	3	0,2	73	27
6533,0—6616,0	8	13	0,7	2	0,3	8	0,2	2	0,1	1	0,1	70	30
6734,0—6823,0	6	8	0,4	3	0,2	3	—	1	0,1	1	0,1	62	38

трещины III ряда и совсем редки пологопадающие трещины IV ряда. По-иному ориентированы трещины в интрузивных породах: в габбро-диабазе резко преобладают пластовые и крутопадающие трещины III ряда, а трещины IV и II рядов встречаются крайне редко. В метасидеритах господствует крутопадающая трещиноватость II и III рядов, а пологозалегающие разрывные нарушения I и IV рядов имеют подчиненное значение.

Для выявления влияния глубины залегания горных пород на развитие минерализованных трещин были выбраны параметры трещиноватости представительных интервалов метабазитов из различных свит печенгского комплекса. Всего было сопоставлено 15 таких интервалов (табл. 1.27, рис. 1.64). Это позволило установить, что даже на значительном расстоянии от современной поверхности (4—6,8 км) количество трещин еще недостаточно велико и в некоторых случаях измеряется многими десятками на 1 м керна. Наиболее яркий пример — зоны интенсивной трещиноватости в метаморфизованных основных лавах на глубине 5900—6800 м. В указанных интервалах рассланцованные метабазиты рассекаются тектоническими нарушениями, сопровождающимися многочисленными извилистыми трещинами отрыва и микробрекчиевыми швами, выполненными эпидотом, хлоритом, кварцем, микроклином, кальцитом и нередко, пирротинном и халькопиритом (рис. 1.65). Микробрекчиевая, штокверковая, сетчато-прожилковая текстуры жиллок свидетельствуют об отложении минералов в открытых полостях.

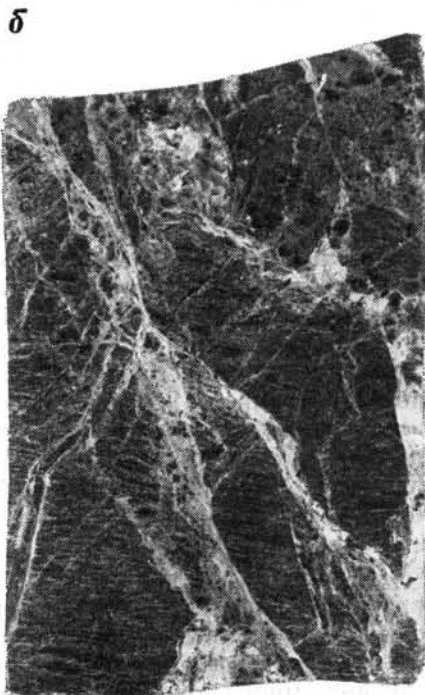
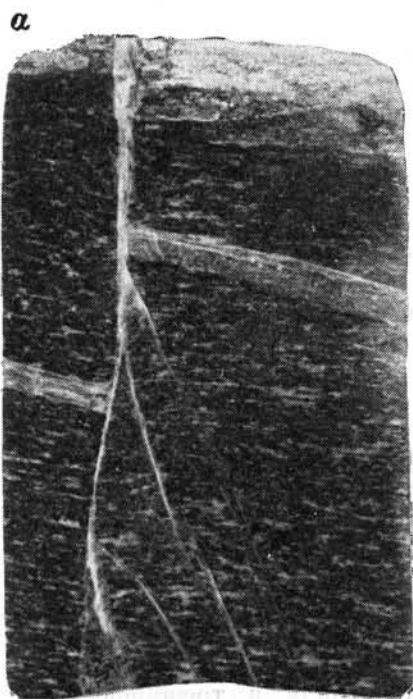
Если количественные показатели трещиноватости с глубиной изменяются незначительно, то совсем по другому выглядит распределение трещин по рядам. Несмотря на то, что в основных лавах развиты преимущественно пластовые разрывные нарушения и перпендикулярные к ним (I и II рядов), в верхней части разреза от 0 до 3000 м согласная



← Рис. 64. Влияние глубины на распределение минерализованных трещин в метабазитах:

a — количество трещин на 1 м (Σn); *b* — суммарная мощность прожилков на 1 м в см (Σm); *v* — относительное количество трещин скола, %; *z* — распределение трещин по рядам 1—4

↓ Рис. 1.65. Минерализованные трещины скалывания (*a*) и отрыва (*b*) в сланцеватых амфиболитах на глубине 6—11 км. Штуфы, нат. вел.



трещиноватость преобладает над секущей, а от 3000 до 6700 м подавляющее развитие имеют крутопадающие трещины II ряда. Соответствующая закономерность присуща трещинам IV и III рядов. Эту особенность можно объяснить воздействием литостатического давления горных пород, величина которого с глубиной увеличивается.

Установлено также, что с глубиной меняется соотношение между трещинами скола и отрыва. Если в интервале 0—3200 м количество трещин скола колеблется от 10 до 35 %, то глубже (3500—6700 м) оно увеличивается до 90 %. Относительное количество трещин скола глубже 6260 м составляет 76 %. Сколовые разрывы на таких глубинах образуют пучки разрывных нарушений, оперяемых короткими маломощными трещинами отрыва. Мощность пучков не превышает нескольких метров, мощность зон составляет 25—40 м.

Г. И. Горбунов [30] обратил внимание на тесную связь между минеральными ассоциациями жил и составом вмещающих пород печенгского комплекса на поверхности. Наблюдения в кернах Кольской сверхглубокой скважины подтверждают этот вывод. К числу жильных минералов, образованных в тесной связи с составом вмещающих пород, относятся серпентин, тальк, хризотил-асбест, аксинит, эпидот, актинолит, микроклин, гематит и магнетит. Серпентин с тальком и хризотил-асбест встречаются исключительно в гипербазитах. Аксинит, актинолит и эпидот отмечаются преимущественно в изверженных породах — диабазах и габбро-диабазам, а микроклин в аподиабазовых сланцах. Для группы осадочных пород — филлитов, алевролитов, песчаников и туффитов ждановской свиты характерно присутствие в жильной массе углистого вещества, пирротина, халькопирита и пирита. Алевролиты и песчаники лучломпольской свиты отличаются присутствием в прожилках гематита, магнетита и барита, а сульфиды в них практически отсутствуют. К группе «сквозных» жильных минералов, встречающихся (за редким исключением) во всех типах пород, относятся кварц, кальцит, хлорит и сульфиды. Последние не встречаются лишь в осадочных породах лучломпольской и вулканитах пирттиярвинской свиты. Вместе с тем в распределении жильных минералов отмечаются элементы вертикальной зональности. Например, аксинит распространен в метабазитах пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фации и исчезает при переходе к эпидот-амфиболитовой фации, биотит появляется в низах зеленосланцевой фации и прослеживается вплоть до основания печенгского комплекса и т. д.

При переходе из печенгского комплекса в кольскую серию количество минерализованных трещин уменьшается. Тем не менее принципиальное значение имеет тот факт, что тектонические трещины, сопряженные с зонами регрессивного метаморфизма, наблюдаются в образцах керна, извлеченного с глубины от 6 до 11 км (см. рис. 1.65). Даже на максимальных глубинах они представлены трещинами скалывания и отрыва в амфиболитах, выполненными эпидотом, кварцем и карбонатом. Тектоническая природа этих трещин доказывается не только морфологическими признаками, но также имевшими место перемещениями, как это видно в одном из образцов керна, где крутопадающая кварц-эпидотовая жилка отчетливо смещает более ранний кварц-полевошпатовый прожилок по типу сдвига.

Опираясь на свои наблюдения в рудных полях и месторождениях, В. М. Крейтер [55] пришел к заключению, что при прочих равных условиях на распространение по вертикали и внутреннее строение рудоносных трещинных структур значительное влияние оказывает увеличение с глубиной всестороннего давления. Максимальная глубина распространения минерализованных зон брекчирования и трещиноватости, возникших в результате хрупких деформаций, была оценена им в 5 км.

Теоретические расчеты С. И. Шермана [90] в целом подтвердили эту оценку.

Изложенные выше факты опровергают эти предположения и показывают, что на разных этапах геологической истории одного и того же района характер деформации горных пород меняется в зависимости от геотермического режима в недрах Земли, что в свою очередь, влечет за собой проявление контрастной или более растянутой по вертикали структурной зональности. Соответственно, в условиях низких тепловых потоков трещинные структуры так называемого близповерхностного типа могут формироваться на весьма больших глубинах. К этому следует добавить, что отметки 10—11 км характеризуют минимальную глубину распространения зон регрессивного дислокационного метаморфизма. К сожалению, геологический возраст последнего, как и величина эрозионного среза вышележащих пород, точно не известны. Условно принимая, что разрыв уничтожил верхние 3—5 км разреза, вертикальный диапазон распространения зон дробления, трещиноватости и низкотемпературной гидротермальной минерализации в кристаллическом фундаменте Балтийского щита можно увеличить до 15 км.

ТРЕЩИНОВАТОСТЬ, ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И АНИЗОТРОПИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Результаты изучения трещиноватости пород печенгского комплекса в образцах керна были сопоставлены с массовыми измерениями их плотности (σ , г/см³), общей пористости (K_p общ, %), естественной влажности (W , %), открытой пористости (K_p отк, %), а также скорости распространения упругих продольных (v_p , м/с) и поперечных (v_s , м/с) колебаний в трех взаимно перпендикулярных направлениях (v_{p_1} , v_{p_2} , v_{p_3} ; v_{s_1} , v_{s_2} , v_{s_3}). Соответственно были получены по два значения v_p ; v_{p^x} (УКБ-1М) и $v_{p^{xx}}$ (УЗИС-ЛОТИ).

Совокупность анализируемых величин и характер связи между ними представлены в виде корреляционной матрицы (табл. I.28). Количество степеней свободы, которое было использовано при расчете данной матрицы, равно 53. Соответственно, с вероятностью 99 % минимальный значимый коэффициент корреляции (r) равен 0,32, а с вероятностью 95 % — 0,26. Следовательно, количество значимых r равно 44. Установлено, что наиболее информативным параметром трещиноватости является удельная густота трещин (Σl), поскольку она коррелируется со всеми остальными показателями трещиноватости (общее количество значимых r равно 9). Анализ взаимосвязи физических свойств между собой и с параметрами трещиноватости, показывает, что фактор анизотропии горных пород имеет наибольшее количество значимых r (9), несколько меньшей информативностью обладает дисперсия скорости D_{v_p} (7 значимых значений r). Абсолютно не информативна дисперсия плотности D_σ . Этого следовало ожидать, поскольку интервалы анализируемых пород выбирались литологически однотипными, и полученный результат подтверждает правильность выполненной разбивки.

Пористость и естественная влажность пород печенгского комплекса меняются в небольшом диапазоне: $0 \leq n_{отк} \leq 2\%$; $0 < n_{общ} \leq 6\%$. Это существенно отличает данные породы как от типичных осадочных, так и от изверженных пород, обладающих значительной пористостью, особенно в приповерхностных частях земной коры и в зонах разрывных нарушений [75].

Итак, в процессе комплексного изучения керна скв. СГ-3 разработана методика специальных наблюдений за внутренним строением разрывных нарушений и минеральным выполнением трещин. Она включает исследование минеральных ассоциаций, текстур и структур деформированных горных пород, геометрический анализ минерализованных тре-

ТАБЛИЦА 1.28

ВЗАИМОСВЯЗИ МЕЖДУ ТРЕЩИНОВАТОСТЬЮ И ФИЗИЧЕСКИМИ СВОЙСТВАМИ ГОРНЫХ ПОРОД ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА

Коррелируе- мая величина	Σn	Σm	N	Δv_p	D_{vp}	A_{vp}	$D\sigma$	A'_{vp}	T	A_{vs}	T'	Δv_s	$K_{п\text{общ.}}$	$K_{п\text{отк.}}$	W
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1 Σn	1,00														
2 Σm	0,65	1,00													
3 N	0,35	0,15	1,00												
4 Δv_p	0,38	0,20	0,14	1,00											
5 D_{vp}	0,56	0,24	0,31	0,59	1,00										
6 A_{vp}	0,52	0,15	0,55	0,63	0,73	1,00									
7 $D\sigma$	-0,03	-0,12	0,00	0,20	0,02	-0,01	1,00								
8 A'_{vp}	0,40	0,11	0,64	0,52	0,61	0,90	0,01	1,00							
9 T	0,49	0,13	0,50	0,54	0,67	0,91	-0,08	0,90	1,00						
10 A_{vs}	0,43	0,13	0,06	0,31	0,59	0,45	0,09	0,34	0,48	1,00					
11 T'	0,50	0,12	0,57	0,57	0,63	0,88	0,01	0,89	0,85	0,40	1,00				
12 Δv_s	0,05	0,02	0,07	0,28	0,00	0,05	0,11	0,12	-0,01	-0,09	0,15	1,00			
13 $K_{п\text{общ.}}$	0,12	-0,19	0,07	-0,19	-0,06	-0,04	-0,10	-0,02	-0,02	-0,02	-0,01	-0,14	1,00		
14 $K_{п\text{отк.}}$	0,08	-0,01	0,35	-0,06	0,11	0,17	-0,15	0,14	0,06	-0,05	0,07	0,09	-0,14	1,00	
15 W	-0,11	-0,10	-0,03	-0,14	-0,18	-0,15	-0,14	-0,17	-0,15	-0,17	-0,12	0,18	-0,03	0,34	1,00

щин, установление их генетической природы, сбор количественных данных о трещиноватости горных пород и их сопоставление с физическими параметрами.

Выявлена тесная связь прогрессивного метаморфизма и чешуйчатонадвиговых перемещений печенгского комплекса по крупным согласным разрывам. Установлено, что увеличение температуры метаморфизма сверху вниз по разрезу сопровождалось переходом от хрупких деформаций к пластическим, появлением пространственной ориентировки перекристаллизованных и новообразованных минералов, а также анизотропии пород по упругим свойствам.

На обширном статистическом материале впервые исследовано распределение минерализованных трещин вплоть до 7 км ниже поверхности земли. Выявлены главные факторы, определяющие густоту, ориентировку и минеральное выполнение трещин. Доказано, что минерализованные зоны дробления, катаклаза, трещиноватости и низкотемпературных гидротермальных изменений, несущие сульфидную минерализацию, распространяются в 3—4 раза дальше в глубь Земли, что предполагалось на основании общих соображений.

В отличие от близповерхностных разрывных нарушений установлена прямая корреляция интенсивности развития минерализованных трещин не с пористостью горных пород, а с анизотропией их упругих свойств и с дисперсией скорости продольных волн.

ГАЗЫ И ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

Результаты исследования газов и органического вещества рассматриваются совместно, поскольку одной из важных задач, которую предполагалось решить бурением метаморфических комплексов среднего протерозоя и архея, являлось установление связи углеводородных газов с другими формами органического вещества в метаморфических породах.

В данной работе под органическим веществом понимаются рассеянные в породах соединения углерода в восстановленной форме, а также углистое вещество и графит независимо от их генезиса. Поэтому употребляемый ниже символ C_{org} не несет в себе генетической нагрузки и в равной мере применим как для метаосадочных, так и для магматических и высокометаморфизованных пород. Хлороформенный и спиртобензольный экстракты из пород объединяются термином — битумоидное вещество.

В разрезе Кольской скв. СГ-3 исследовались как свободные газы разуплотненных газопроводящих зон, так и связанные газы пород, сорбированные на поверхности зерен, трещин, замкнутые в виде флюидных включений в минералах. Свободные газы исследовались путем газометрии бурового раствора в процессе бурения и после него через различные интервалы времени. Поскольку ствол скважины, начиная с 2 км, остается не обсаженным, представляется возможность длительное время изучать газоотделение из пород по всему разрезу.

Изучение газов в закрытых порах извлеченного керна позволяет учесть их долю в общем газовом факторе бурового раствора.

ГАЗОМЕТРИЯ СКВАЖИНЫ

Опробование бурового раствора на выходе из устья скважины производилось через 2—10 м проходки. Привязка проб к глубине осуществлялась индикацией по резине. Отобранные пробы дегазировались термовакуумным способом на дегазаторе ГБЭ (нагревание до 60—70 °C). Выделенный газ анализировался хроматографическим способом на со-

держание следующих газовых компонентов: He, H₂, O₂, N₂, CO₂, CH₄, C₂H₆, C₂H₄, C₃H₈, C₃H₆, *n*-C₄H₁₀, *изо*-C₄H₁₀, C₄H₈, *n*-C₅H₁₂, *изо*-C₅H₁₂, *n*-C₆H₁₄. Техногенное загрязнение и геохимический фон учитывались по входящей пробе и по цикловой пробе при холостом режиме работы бурового инструмента.

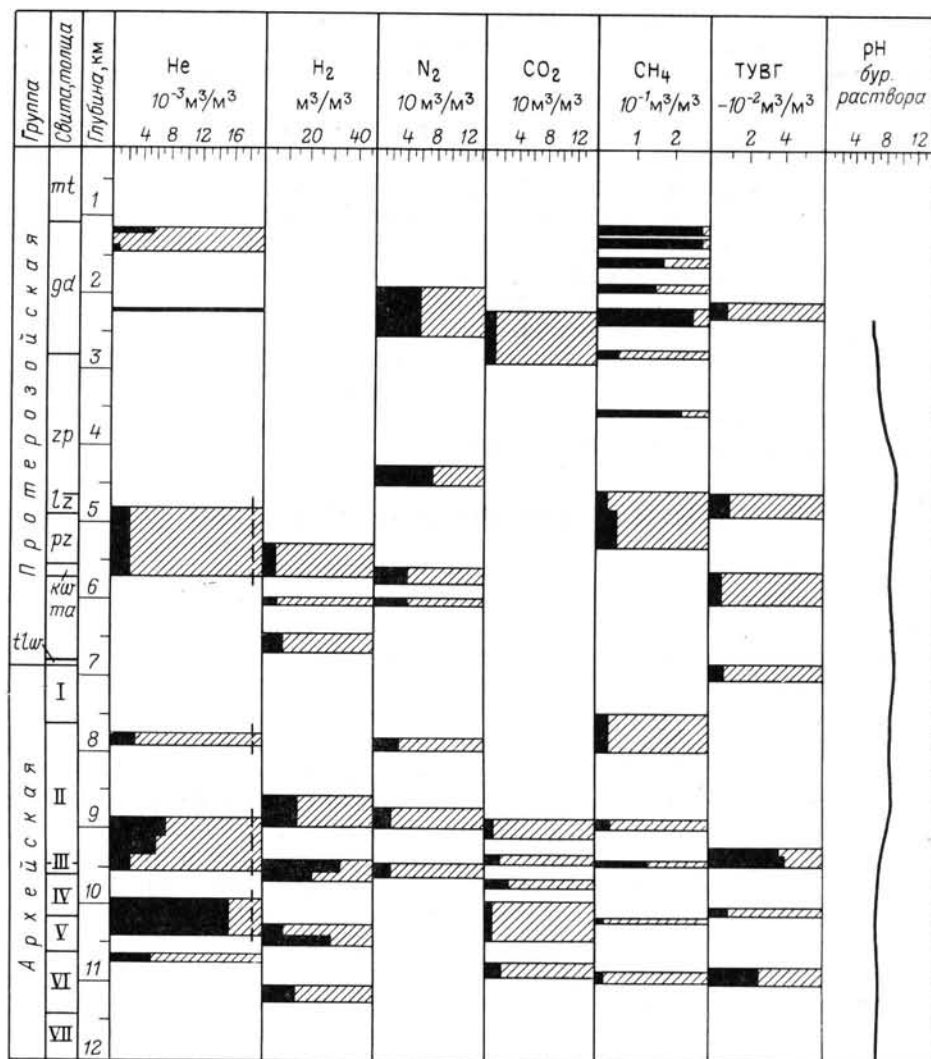


Рис. 1.66. Результаты газометрии бурового раствора в процессе бурения скв. СГ-3 в интервалах с аномально высокими газовыми показателями (заштрихованы).

Даны средние поинтервальные значения (залитые тушью), пунктирные линии обозначают интервалы, в которых при повторной газометрии бурового раствора в перерывах между бурением был обнаружен гелий. За фоновые содержания приняты (в куб. метрах газа на 1 м³ выбуренной породы): He — $0,5 \times 10^{-3}$; H₂ — 1,0; N₂ — 10,0; CO₂ — 0,2; CH₄ — 1×10^{-2} ; ТУВГ — $0,2 \times 10^{-2}$.

Результаты газометрии бурового раствора в процессе бурения представлены в метрах кубических на 1 м³ выбуренной породы (рис. 1.66).

В распределении каждого из газовых компонентов бурового раствора в определенных интервалах бурения вплоть до глубины 11500 м отмечаются аномально высокие для данного разреза содержания. Иногда эти интервалы совпадают для всех или почти для всех компонентов (2180—2370 м, кроме H₂; 8700—9700 м), в большинстве же случаев — для двух-трех компонентов или не совпадают совсем. Случаи

совпадения интервалов для большинства компонентов свидетельствуют о резкой смене флюидного режима, которую навряд ли можно объяснить техногенными причинами, особенно тогда, когда в интервале отмечаются аномально высокие содержания гелия во время бурения и в перерывах между ним. Показания по гелию здесь могут служить контролем для выделения разуплотненных газопроницаемых зон.

Аномально высокие газопоказания обусловлены литологической спецификой и структурно-тектоническими особенностями пород (трещиноватостью, рассланцеванием, экранирующими факторами). Литологический контроль газопоказаний установлен только в ждановской вулканогенно-осадочной свите среднепротерозойского комплекса. Здесь повышенные содержания метана характерны для метаосадочных и вулканогенно-осадочных пород (интервалы: 1050—1140, 1200—1340, 1440—1570, 1850—2000 и 2700—2770 м). В интервале 2140—2340 м, представляющем контакт крупнозернистых габбро-диабазов с перекрывающей их пачкой алевролитистых конгломератов и филлитов, установлены повышенные содержания не только метана, но также тяжелых углеводородных газов (ТУВГ), азота, углекислого газа, гелия. Породы несут следы катаклаза.

Метаосадочные породы из перечисленных выше интервалов имеют максимальные для данного разреза содержания связанного метана (рис. 1.70), но и эти количества могут обеспечить не более 20 % от общего его содержания в буровом растворе. Причем, эта доля с глубиной (со сменой фаций метаморфизма) падает до 0,05 % в протерозойском комплексе (3480—3540 и 4800—5300 м) и до 0,03—0,01 % в аномальных по метану интервалах архейского комплекса (7500—8000, 8900—9020, 9460—9500, 10 240—10 300, 10 900—11 050 м). В участках с фоновыми содержаниями она составляет от 10 % в материнской и ждановской свитах до 0,5 % в породах, залегающих ниже ждановской свиты.

Остальная часть метана поступает из трещинок катаклаза и рассланцевания, образующих разобщенные или слабо связанные системы ограниченных размеров, так как постоянных притоков опробованием в промежутках между бурением не установлено. Пересыщение бурового раствора газовыми компонентами во время бурения наблюдалось в верхней части протерозойского комплекса, что проявлялось в спонтанном выделении газа из раствора (интервалы: 1100—1140, 1177—1265, 1540—1570, 1760—1807, 2312—2332, 4565—4570 м). В наиболее представительной пробе из интервала 1100—1140 м объемная доля газа составляет (без кислорода, %): He — 1,48; H_2 — 20,6; N_2 — 37,7; CH_4 — 40,2; C_2H_6 — 0,195; C_3H_8 — 0,006; *изо*- C_4H_{10} — 0,0003; *н*- C_4H_{10} — 0,002; CO и CO_2 — 0,0. Изотопный состав углерода метана из этой пробы $\delta^{13}\text{C} = -4,0$ ‰ (эталон РДВ; определение Э. М. Галимова), который не отличается от изотопного состава метана в филлитах этой свиты ($\delta^{13}\text{C} = -4,78$; эталон РДВ; определение В. С. Лебедева).

Аномальные содержания ТУВГ совпадают с метановыми аномалиями в следующих интервалах: 2050—2250, 4750—4900, 9250—9500, 10 850—11 060 м — причем их абсолютные и относительные значения в сумме углеводородных газов (УВГ) возрастают, особенно, начиная с глубины 8800 м.

По данным повторного газового опробования бурового раствора, в промежутках между бурением, ряд интервалов с повышенными показаниями по гелию, установленными во время бурения, можно классифицировать как разуплотненные, газопроницаемые. В их числе интервалы 4800—5700, 7700—7890, 8800—9250, 9920—10 750 м.

По остальным компонентам этот эффект не устанавливается из-за незначительной газоотдачи, которая не проявляется через флуктуации фона и аналитические ошибки.

На рис. 1.67, 68 помимо содержаний гелия в керне приведены содержания гелия в породах, рассчитанные по результатам газометрии промывочной жидкости, для выявления доли связанного гелия, выделяемого при дроблении пород, в общем количестве гелия, фиксируемого в буровом растворе. При прохождении флюидопроницаемых зон в протерозойском комплексе (2180—2370, 4800—5700 м) эта доля не превышает 10 %, а в массивных пластах составляет 30—100 %, при прохождении газопроницаемых зон архейского комплекса — от 0,4 до 4 %, а

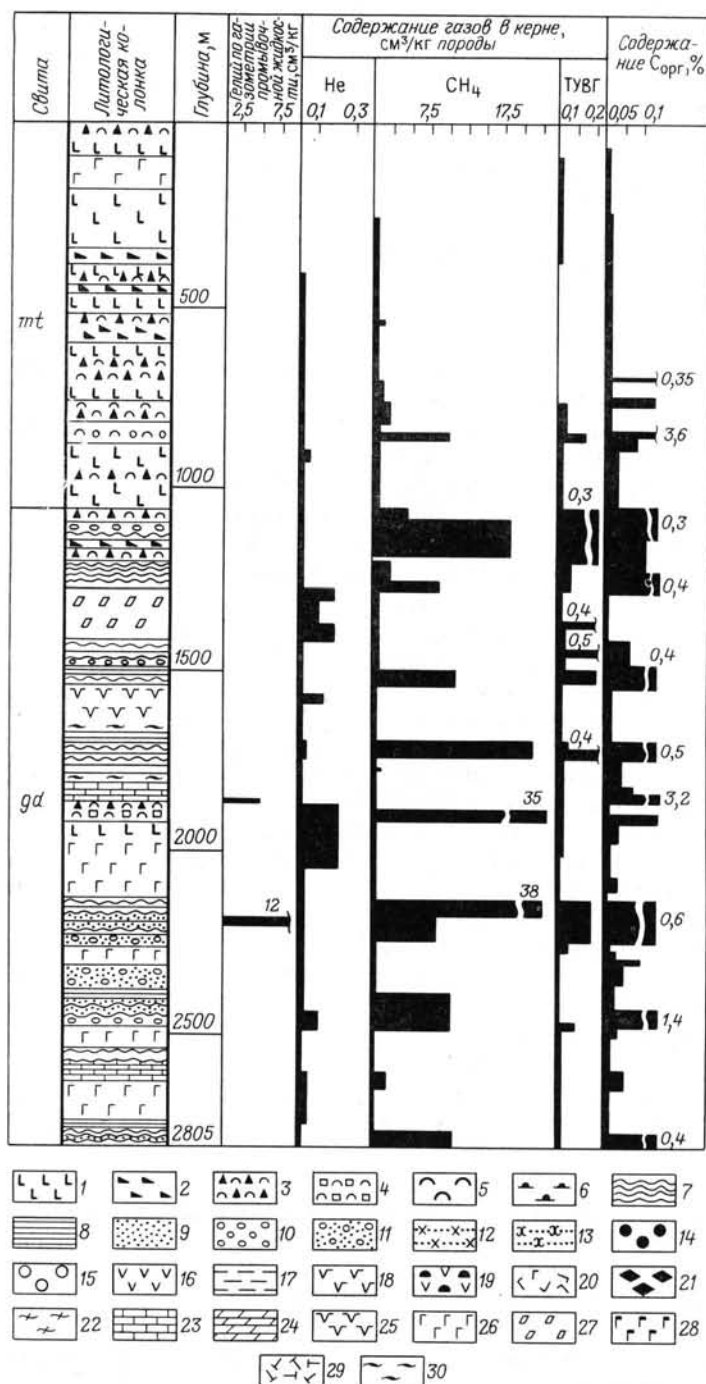
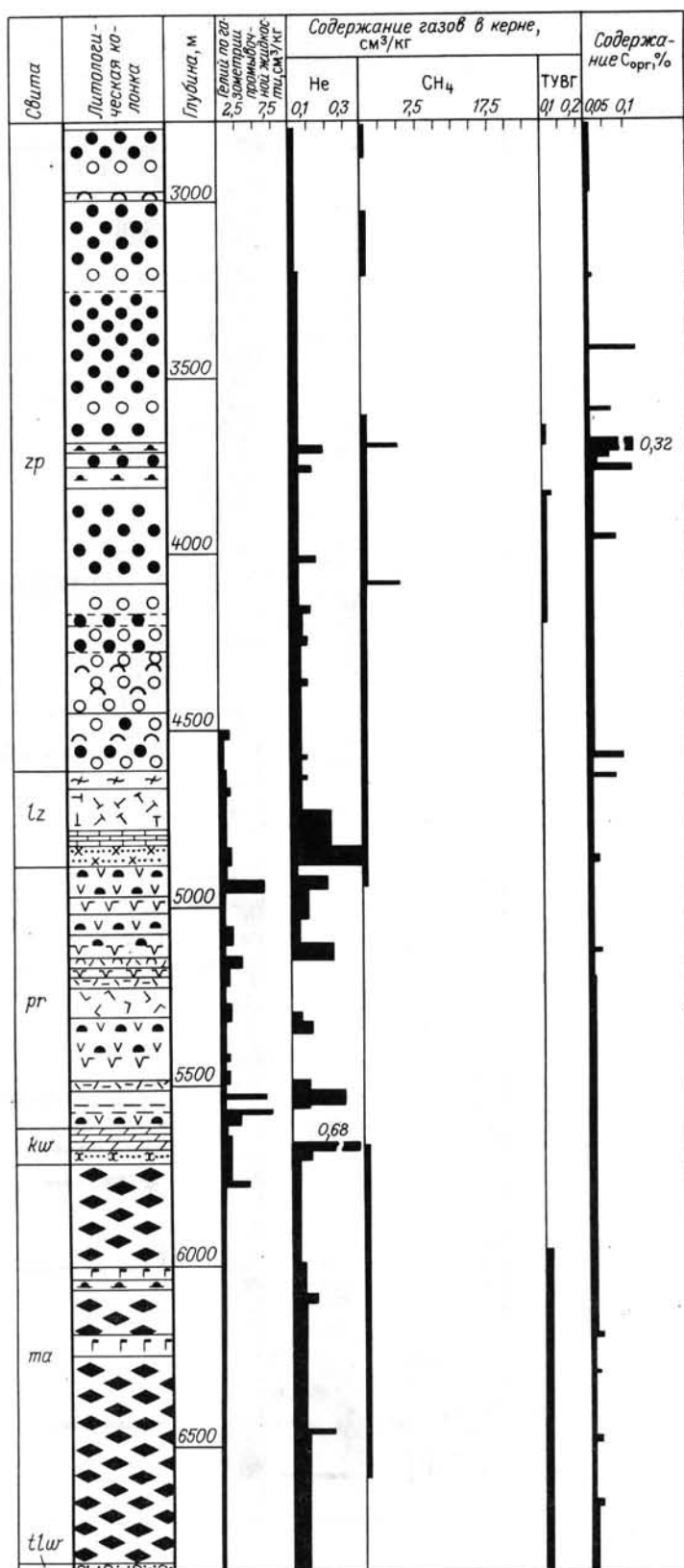


Рис. 1.67. Содержание гелия, метана, ТУВГ и C_{орг} в породах печенгского комплекса в разрезе скв. СГ-3:

1 — авгитовые диабазы; 2 — пироксеновые и пикритовые порфириты; 3 — туфы пелитовые и алевритовые основного состава; 4 — туфы псаммитовые основного состава; 5 — туфолавы и лавобрекчии основного состава; 6 — туффиты; 7 — филлиты; 8 — алевриты; 9 — песчаники; 10 — конгломераты; 11 — конгломераты песчаные; 12 — песчаники кварцевые и аркозовые; 13 — кварцито-песчаники и кварц-карбонат-сланцы по ним; 14 — диабазы актинолитизированные; 15 — шаровые лавы; 16 — диабазовые порфириты; 17 — сланцы магнетит-плагноклаз-амфиболовые



плаггиоклаз - амфиболо-
вые по метадиабазам;
18 — сланцы магнетит-
биотит-плаггиоклазовые с
амфиболом по андезито-
вым порфиритам; 19 —
измененные туфолавы
основного и кислого со-
става; 20 — ортофиры;
21 — биотит-амфибол-
плаггиоклазовые сланцы
по андезито-базальтам;
22 — сланцы магнетит-
серпентин-хлоритовые с
карбонатом; 23 — доло-
миты; 24 — метаморфизо-
ванные доломиты, мраморы,
карбонат-тремоли-
товые сланцы; 25 — хло-
рит-серпентин - талько-
вые и тальк-тремоли-
товые породы; 26 — габ-
бро-диабазы; 27 — габ-
бро-диабазы эссексито-
вые; 28 — амфиболиты
по массивным габбро-
диабазам; 29 — андезито-
вые порфириты; 30 —
гнездово - прожилковые
сульфидные рудопрояв-
ления

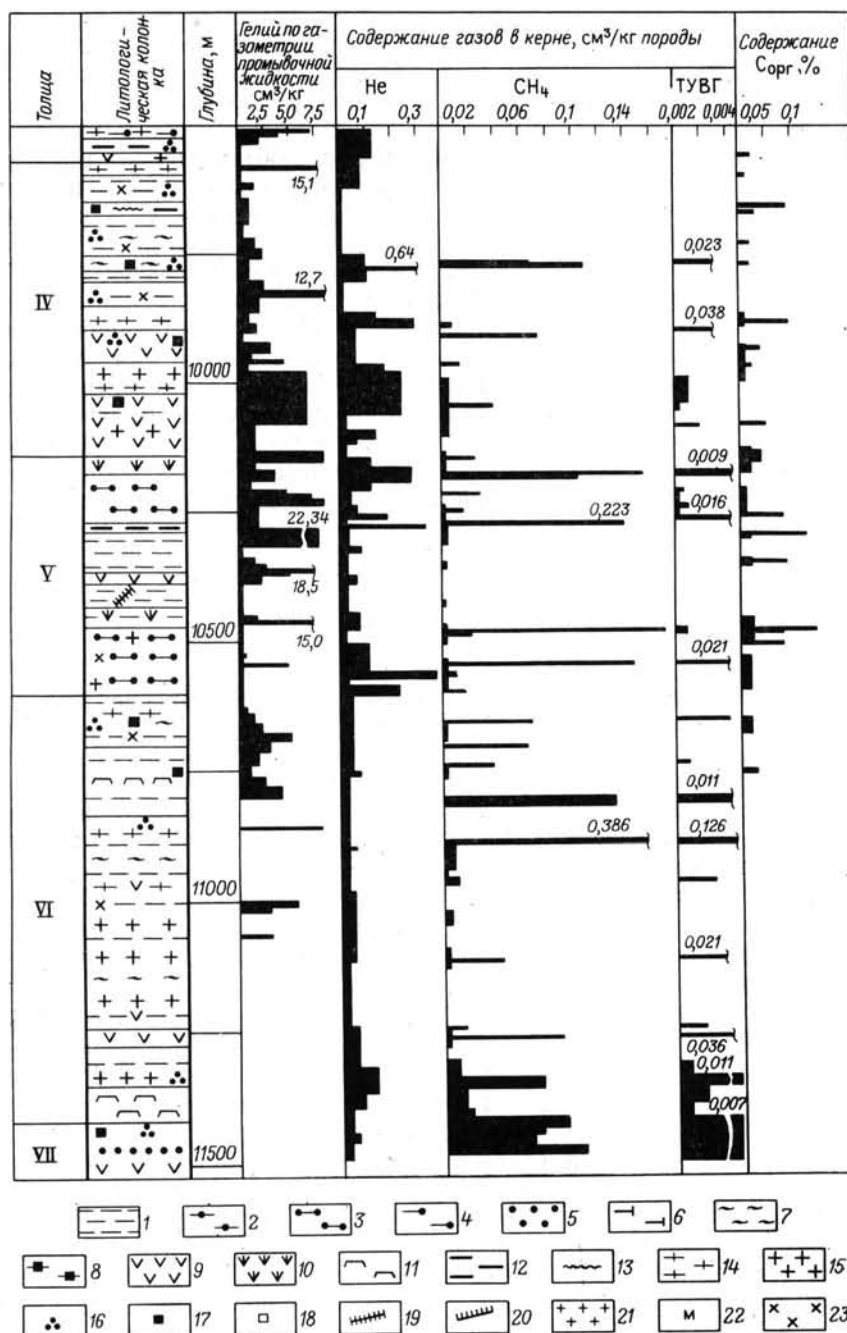


Рис. 1.68. Содержание гелия, метана, ТУВГ и C_{орг} в архейских породах кольской серии скв. СГ-3:

1 — биотит-плагноклазовые гнейсы; 2 — силлиманит-биотит-плагноклазовые гнейсы; 3 — двуслюдяные гнейсы с ВГМ; 4 — двуслюдяные гнейсы; 5 — грачат-биотит-плагноклазовые гнейсы; 6 — эпидот-биотит-плагноклазовые гнейсы; 7 — эпидот-биотит-плагноклазовые сланцы; 8 — магнетит-амфиболовые сланцы; 9 — амфиболиты; 10 — амфиболиты с куммингтонитом; 11 — амфиболиты полосчатые (лейкократовые); 12 — биотит-амфиболовые сланцы; 13 — флогопитовые породы; 14, 15 — интрузивные образования (14 — плагнограниты и теневые мигматиты, 15 — граниты плаггиомикроклиновые, пегматиты); 16 — рудопроявления (16 — сульфидное, 17 — магнетитовое, 18 — ильменитовое); 19 — кварцевые жилы; 20 — хлоритизация; 21 — мусковитизация; 22 — мусковитизация; 23 — зоны мигматизации

в относительно непроницаемых блоках — 10—40 %. Подток гелия в разуплотненных зонах настолько слаб, что не отражается на газовых показаниях бурового раствора в процессе последующего бурения, о чем свидетельствуют нулевые значения его содержаний при вскрытии залегающих ниже пород.

Значительные количества CO_2 (см. рис. 1.66) начинают появляться в буровом растворе с глубины 8800 м. Поскольку с 8700 м в буровой раствор добавляют соду, постольку информативность CO_2 как геохимического компонента природных газовых смесей стоит под сомнением. Но все-таки можно предположить, что в интервалах 8900—9150, 9400—9500, 9900—10 500 м, где наблюдаются синхронные всплески гелия, азота, водорода, метана, ТУВГ, природа CO_2 не обусловлена технологическими факторами или, по крайней мере, не только ими. Аномально высокие содержания водорода и азота, связанные с гелиевыми аномалиями, также имеют естественную природу. Характерно заметное возрастание доли водорода в газовых смесях, начиная с глубины 8500 м.

Необходимо подчеркнуть, что зоны повышенной газопроницаемости, установленные по газометрии, очевидно, более широкие, «размытые» по сравнению с истинными.

ГАЗЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Изучение в породах Кольской скв. СГ-3 газов закрытых пор (газовой фазы, или просто газов пород) предпринято для решения следующих задач: установление закономерностей распределения газов в разнообразных по генезису и составу древнейших кристаллических породах в зависимости от глубины их залегания и геологического положения; определение роли газовой фазы в процессах эндогенного рудообразования и в процессах метаморфизма от пренит-пумпеллиновой до амфиболитовой фации с интенсивно проявленной гранитизацией; установление доли газов закрытых пор в газосодержании бурового раствора с целью выделения в массивах кристаллических пород флюидопроводящих зон, а также специфичных по газосодержанию пород.

В породах, вскрытых скв. СГ-3, установлены основные особенности распределения гелия и УВГ.

1. Уменьшение содержания суммы УВГ до глубины 4884 м (до подошвы лучломпольской свиты, примерно совпадающей с границей зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма в metabasальтах) и последующая стабилизация средних значений в пределах 0,01—0,2 см³/кг с вариациями второго порядка в зависимости от типа породы и принадлежности к определенной свите или толще. Так, метасадочные породы ждановской свиты резко отличаются от эффузивных и интрузивных пород протерозоя, а также от метасадочных пород остальных свит высоким содержанием УВГ (40—80 см³/кг); для метасадочных пород в целом характерно сильное падение содержаний УВГ при переходе из мусковит-хлоритовой в биотит-хлоритовую зону зеленосланцевой фации метаморфизма метаалевролитов, находящейся на глубине 3180 м; в пределах архейского разреза минимальные содержания УВГ отмечаются в толще биотит-плагиоклазовых, биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов (7622—9456 м) почти во всех типах пород, за исключением плагиогранитов и мигматитов; в пегматитах, плагиогранитах и мигматитах наблюдаются стабильные, относительно высокие для архейских пород, содержания УВГ; максимальные содержания УВГ в архейских толщах установлены в биотитовых и двуслюдяных гнейсах с ВГМ. Характер распределения УВГ в разрезе скважины приводится на рис. 1.67—70.

2. Концентрационный профиль гелия в разрезе скв. СГ-3 противоположен распределению УВГ (см. рис. 1.67—69). Содержания гелия увеличиваются во всех типах протерозойских пород до подошвы лучломпольской свиты (4884 м). Глубже наблюдаются довольно сильные вариации, укладывающиеся в интервал значений 0,01—0,50 $\text{см}^3/\text{кг}$, причем, начиная с 10 600 м, намечается тенденция уменьшения содержаний гелия в породах. Характерно, что в каждой

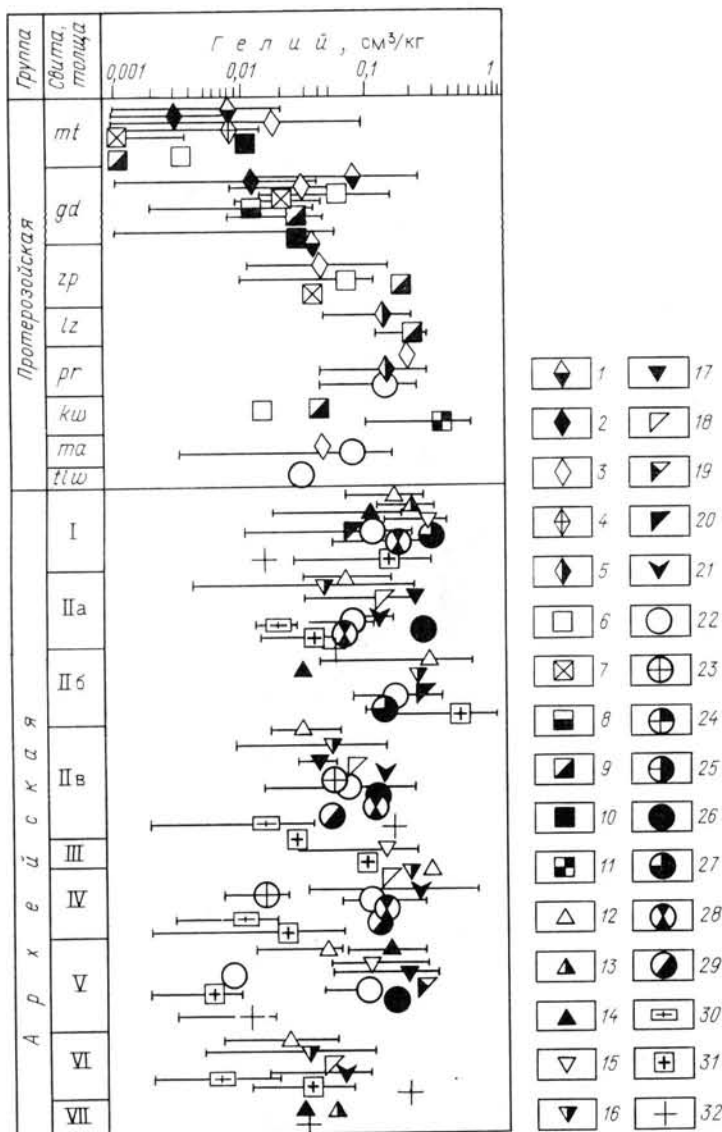


Рис. 1.69. Содержание гелия в породах скв. СГ-3.

Породы среднего протерозоя: 1 — габбро-диабазы, габбро дифференцированных интрузий; 2 — перидотиты; 3 — диабазы; 4 — пикритовые порфириды; 5 — андезитовые порфириды, альбитофиры, плагнопорфириды; 6 — туфы и туфобреккии; 7 — псаммитовые метатUFFиты; 8 — пелитовые метатUFFиты; 9 — метапсаммиты; 10 — метапелиты и алевропелиты; 11 — карбонатные породы; 12 — биотит-плагноклазовые гнейсы, сланцы; 13 — биотит-плагноклазовые гнейсы, сланцы с ВГМ; 14 — двуслюдяные гнейсы, сланцы; 15 — двуслюдяные гнейсы, сланцы с ВГМ; 16 — эпидот-биотит-плагноклазовые гнейсы; 17 — биотит-амфибол-плагноклазовые гнейсы; 18 — эпидот-биотит-амфибол-плагноклазовые гнейсы; 19 — гранат-эпидот-биотит-амфибол-плагноклазовые сланцы; 20 — биотит-амфибол-плагноклазовые сланцы; 21 — эпидот-биотит-амфибол-плагноклазовые гнейсы; 22 — амфиболиты; 23 — полосчатые амфиболиты крупно- и неравномернокзернистые; 24 — амфиболиты лейкократовые; 25 — амфиболиты крупно- и неравномернокзернистые; 26 — амфиболиты с куммингтонитом; 27 — амфиболовые сланцы с куммингтонитом; 28 — биотит-амфиболовые сланцы; 29 — тальк-актинолитовые сланцы; 30 — плагнограниты и теневые мигматиты; 31 — микроклиновые граниты; 32 — пегматиты. Средние содержания гелия — в центре символов пород, диапазоны содержаний обозначены отрезками прямых

из выделенных архейских толщ и пачек максимальные значения содержания гелия показывают различные породы (см. рис. I.69), преимущественно обогащенные темнокветными или высокоглиноземистыми минералами: амфиболовые сланцы с куммингтонитом, биотитовые и двуслюдяные гнейсы с ВГМ, эпидот-биотит-амфибол-плагноклазовые гнейсы

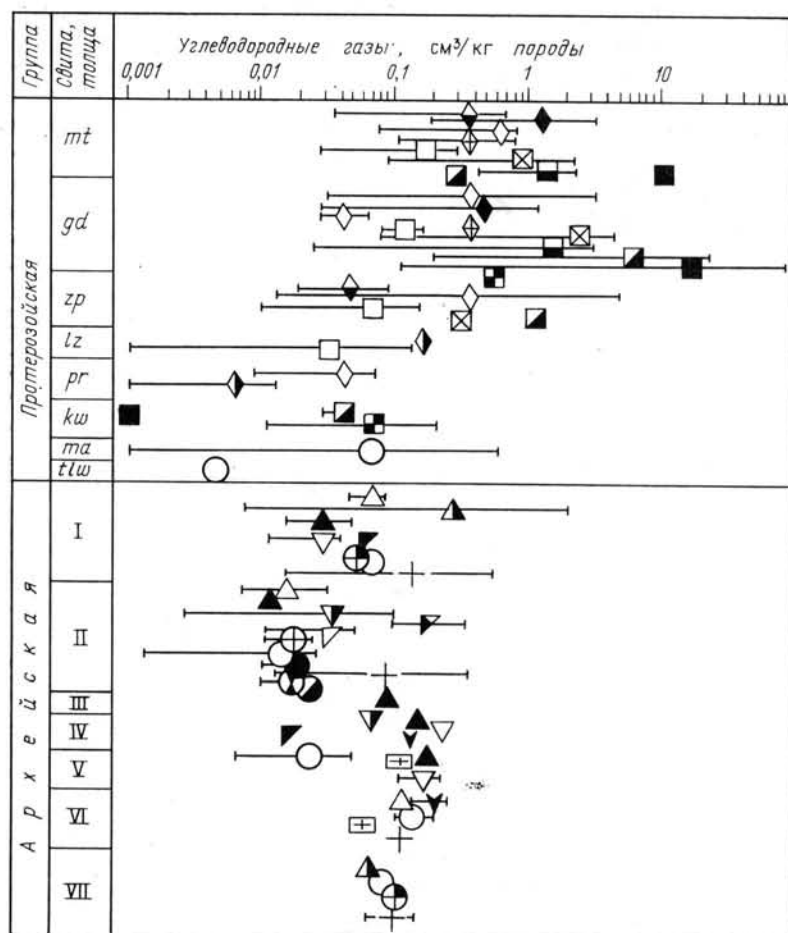


Рис. I.70. Содержание суммы УВГ в породах скв. СГ-3.
Условные обозначения см. на рис. I.72

и др. Но кроме мелано- и мезократовых пород максимальные содержания гелия в некоторых интервалах установлены также в пегматитах и даже в гранитах.

Так, в интервале 8320—8465 м высокими содержаниями гелия, наряду с эпидот-биотит-амфибол-плагноклазовыми гнейсами и магнезиальными амфиболитами, характеризуются кали-натровые граниты и плагнограниты. По этому признаку интервал выделен на рис. I.69. Высокие содержания гелия здесь определены, очевидно, перекристаллизацией пород в условиях тектонических деформаций и подтока гелиеносных флюидов. Часть гелия в этих породах имеет импрегнированную природу. Этим обусловлены исключительно высокие коэффициенты сохранности гелия в породах, рассчитанные по закону радиоактивного распада для возраста 3×10^9 лет (рис. I.71). Коэффициент сохранности гелия — это отношение количества гелия, обнаруженного в породе, к количеству гелия, которое в случае его полной сохранности должно накопиться в породе в результате распада урана и тория за определен-

ное геологическое время. При этом считается, что уран и торий неподвижные компоненты и убывание их обуславливается только радиоактивным распадом. В одном случае этот коэффициент более 1, что может быть объяснено либо захватом породами избыточного гелия, привнесенного флюидами, либо более древним возрастом пород, чем при-

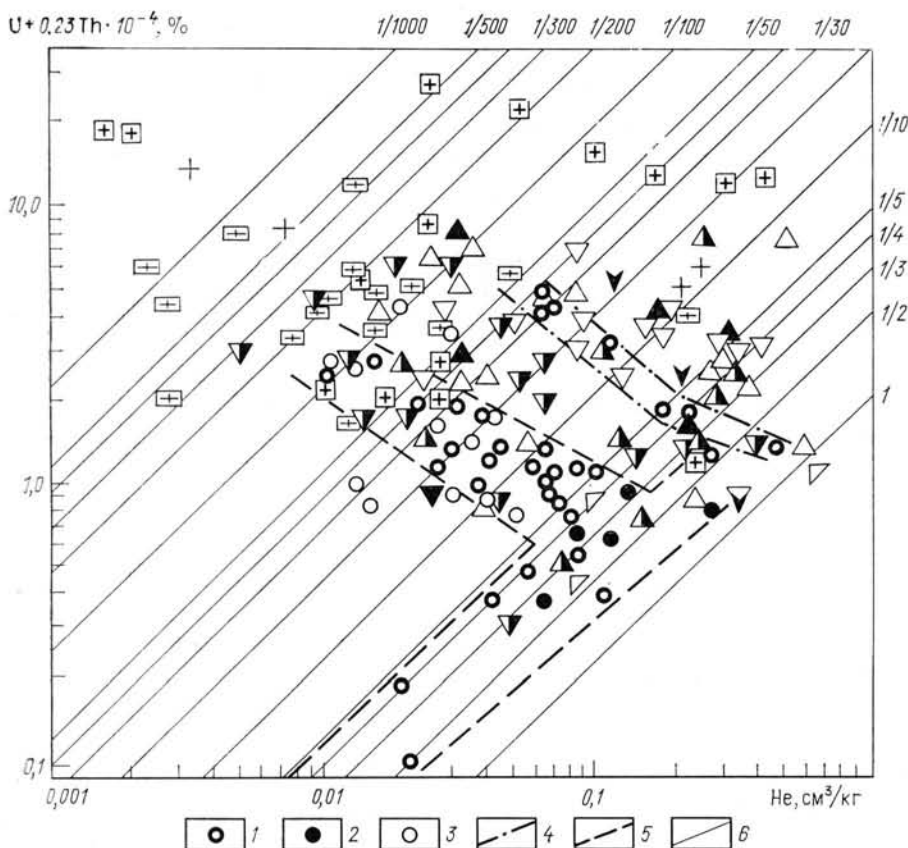


Рис. 1.71. Зависимость содержаний гелия от содержаний урана и тория в амфиболитах средне-протерозойского комплекса и породах архейского комплекса скв. СГ-3:

1, 2 — амфиболиты архейского комплекса, в том числе с куммингтонитом (2); 3 — амфиболиты протерозойского комплекса; 4 — контуры поля амфиболитов I толщ (6842—7622 м) архейского комплекса; 5 — контуры поля амфиболитов II—VII толщ архейского комплекса; 6 — изолинии коэффициентов сохранности гелия. Остальные обозначения пород см. на рис. 1.72

нятый (3×10^9 лет). Последнее мало вероятно, судя по геологическим данным.

Однако большая часть гранитов попадает в область с низкими и средними содержаниями гелия. Минимальные значения почти во всех толщах архея присущи мигматитам и плагногранитам.

3. До глубины около 5 км распределение гелия в породах в значительной степени зависит от глубины их залегания. Глубже преобладающими становятся факторы структурно-текстурных особенностей пород, минерального состава, содержания ^{238}U и ^{232}Th — основных источников радиогенного гелия, возраст пород, их генезис и история метаморфизма.

На диаграмме соотношения содержаний гелия и урана с торием в породах скважины (см. рис. 1.71) результаты анализа амфиболитов архейского комплекса группируются в полосы двух направлений: одна полоса прямой зависимости содержаний рассматриваемых компонентов по направлению совпадает с изолиниями коэффициентов сохранности гелия в интервале 0,2—0,8; две другие — обратной зависимости

между гелием и радиоактивными элементами расположены под углом 70° к первой. Из этих двух в полосе с более высокими значениями содержаний компонентов концентрируются преимущественно анализы амфиболитов верхней глиноземистой толщи, в других полосах они отсутствуют. Ко второй полосе помимо амфиболитов остальных толщ архея тяготеют амфиболиты среднепротерозойского комплекса (преиму-

ТАБЛИЦА 1.29
СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ УВГ, АЗОТА ($\text{см}^3/\text{кг}$) И ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА (%)
В МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ЖДАНОВСКОЙ СВИТЫ В ЗАВИСИМОСТИ
ОТ УСЛОВИЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Число проб	Фация	N_2	CH_4	$\text{C}_2\text{H}_6 + \text{C}_3\text{H}_8$	$\text{C}_{\text{орг}}$
5	Лагунная	9,11	58,45	0,67	2,14
3	Морская мелководная застойная	4,11	21,76	0,35	0,30
8	Морская мелководная	3,92	17,57	0,118	0,42
4	Мутьевых потоков	2,50	13,77	0,028	0,69
3	Прибрежная	5,23	11,30	0,04	Не опр.
3	Прибрежная потоковая	1,33	4,68	0,019	0,26

щественно маярвинской свиты), однако последние занимают более изометричную площадь.

Падение значений коэффициентов сохранности гелия в амфиболитах с увеличением содержания урана и тория можно связать с привнесением последних в эти породы гранитизирующими растворами. Для амфиболитов первой глиноземистой толщи можно предположить изначально более высокие содержания радиоактивных элементов. Высокомагнезиальные амфиболиты с куммингтонитом наиболее устойчивы к процессам гранитизации и потому степень сохранности в них гелия высокая. Те же тенденции влияния гранитизации, но менее отчетливые, прослеживаются на всех разновидностях гнейсов, поскольку они в большей мере, чем амфиболиты подвержены внутренней перестройке на всех этапах метаморфизма. Плагиограниты и мигматиты как наиболее податливые процессам перекристаллизации под влиянием гранитизирующих калийсодержащих флюидов и в силу своего минерального состава в большей степени теряют гелий и потому результаты их анализов группируются в верхней левой четверти диаграммы.

4. Азот установлен в метаосадочных породах ждановской свиты среднепротерозойского комплекса. Его содержания достигают $20 \text{ см}^3/\text{кг}$ и коррелируются с содержаниями УВГ и $\text{C}_{\text{орг}}$ со значительными коэффициентами корреляции $r = 0,69 \div 0,90$ (при $r_{\text{крит}}^{0,01} = 0,487$).

5. Наличие прямой корреляции между содержаниями $\text{C}_{\text{орг}}$, УВГ и N_2 , легкий изотопный состав углерода УВГ ($\delta^{13}\text{C} = -4,7\%$, стандарт РДВ) свидетельствуют о биогенной природе этих компонентов. Данный вывод подтверждается наблюдаемой зависимостью содержания УВГ, $\text{C}_{\text{орг}}$ и N_2 в метаосадочных породах от фациальных условий образования последних (табл. 1.29). Углерод метана из интрузий габбро в разрезе протерозоя имеет более тяжелый изотопный состав ($\delta^{13}\text{C} = -1,0\%$, стандарт РДВ) близкий к изотопному составу углерода мантии углесто-хондритового типа.

6. Результаты газового анализа, усредненные по типам пород в пределах свит и толщ, группируются в системе координат: УВГ — $\text{C}_{\text{орг}}$ и УВГ — гелий в полосы различной ширины и направленности или же в изометричные площади, иллюстрирующие основные корреляционные тенденции или их отсутствие (рис. 1.72, 73).

Положительная связь средних содержаний УВГ с $C_{орг}$ и гелием в осадочных породах материнской и ждановской свит, т. е. в зоне мусковит-хлоритовой фации метаморфизма в метаалевролитах свидетельствует о совместном нахождении УВГ и большей части гелия в единой системе пор. Парциальное давление гелия в системе связанных пор на

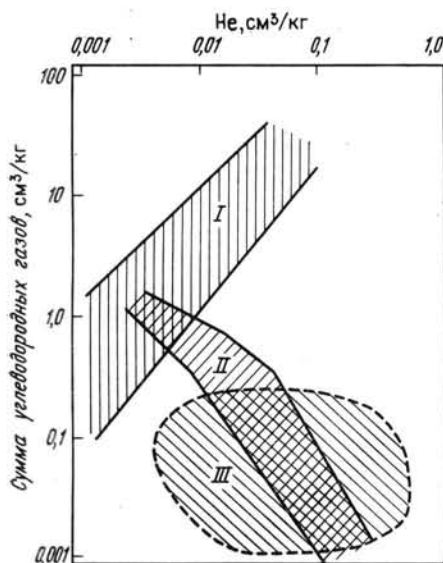
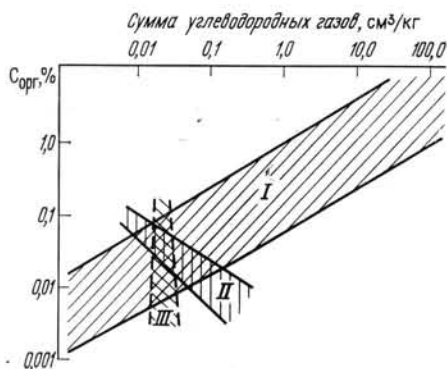


Рис. 1.72. Соотношение суммы УВГ и гелия в породах скв. СГ-3:

I — поле метасадочных пород материнской и ждановской свит; II — поле вулканогенных пород протерозойского комплекса; III — поле архейских пород

Рис. 1.73. Соотношение суммы УВГ и $C_{орг}$ в породах скв. СГ-3:

I — поле метасадочных пород протерозойского комплекса, II — поле пород I, III, V толщ архейского комплекса; III — поле пород II и IV толщ архейского комплекса



ранних стадиях метаморфизма осадочных пород в пределах отдельных пачек примерно одинаково и сохраняется таковым после запечатывания пор. Гелий, генерируемый впоследствии ураном и торием, содержание которых в осадочных породах грубо пропорционально содержанию $C_{орг}$, скапливается в порах с запечатанными водными растворами. Поэтому наблюдается связь между количеством УВГ и гелия, т. е. зависимость последних от общей пористости и содержания $C_{орг}$.

В более древних осадочных породах протерозойского разреза сохраняется положительная связь между $C_{орг}$ и суммой УВГ, но связь между суммой УВГ и гелием не устанавливается. Это можно объяснить дифференцированным поведением газовых компонентов при дегазации пород с переходом в более высокую фацию метаморфизма, сопровождающимся резким сокращением пористости. Очевидно, ощутимую роль начинает играть фактор сохранности гелия в зависимости от глубины залегания и подток гелия из архейского фундамента.

7. В вулканогенных породах протерозоя отсутствует связь между средними содержаниями суммы УВГ и $C_{орг}$, но между суммой УВГ и гелием прослеживается отрицательная корреляция. Отсутствие связи между $C_{орг}$ и суммой УВГ, очевидно, свидетельствует об их различной генетической природе. С усилением метаморфизма происходит уменьшение содержания УВГ (дегазация), но в отличие от осадочных пород в монотонных по составу и структуре изверженных породах с увеличением степеней метаморфизма содержание УВГ убывает более равномерно. Степень же сохранности гелия в относительно однородных вулканогенных породах монотонно возрастает до глубины 4800 м, что и приводит к возникновению отрицательной корреляции.

8. В I, III, V архейских толщах, характеризующихся присутствием пород с ВГМ, проявляется отрицательная связь между содержанием

суммы УВГ и $C_{орг}$. В породах II и IV толщ связь между этими компонентами не устанавливается. Для всех пород архея характерно отсутствие связи между содержанием гелия и суммой УВГ. Причиной этого является разобщенность источников этих газов и форм их нахождения в породах.

9. В «сквозном» для всего разреза породообразующем минерале гидротермальных жил и пегматитов — кварце — основными газовыми компонентами являются CO_2 и углеводороды, среди последних до 90 % составляет метан. В кварце синметаморфогенных гидротермальных прожилков, развитых в вулканогенных и метаосадочных породах верхней части разреза, суммарное содержание этих компонентов изменяется от 0,14 до 20,5 $см^3/кг$ с увеличением в сторону метаосадочных пород. Для кварцевых жил из метаосадочных пород характерно преобладание УВГ, содержание которых составляет 5—15 $см^3/кг$. В кварце, приуроченном к магматическим породам, УВГ преобладают только там, где газов очень мало, в остальных случаях преобладает CO_2 , УВГ не более 3 $см^3/кг$. Это свидетельствует о том, что флюидный режим метаморфизма в осадочных породах имел более восстановленный характер, чем в вулканогенных породах.

В составе газовой фазы кварца гидротермальных жил и пегматитов из архейской толщи преобладающим компонентом является CO_2 , содержание которой достигает 78 $см^3/кг$, УВГ присутствуют в незначительных количествах ($<0,5 см^3/кг$).

Процесс гранитизации сопровождается повышением доли CO_2 во флюидной фазе, которая принимает участие в формировании гидротермальных кварц-карбонатных и карбонатных жил как в архейском, так и в протерозойском комплексе. Но при формировании карбонатных жил в протерозойском комплексе часть углерода заимствуется из органического вещества, присутствующего в значительных количествах в метаосадочных породах. Это приводит к облегчению карбонатного углерода $\delta^{13}C = -1,2 \div -1,7 \%$ по сравнению с изотопным составом углерода карбонатов в архейском комплексе $\delta^{13}C = -0,7 \%$ (стандарт РДВ; определение В. С. Лебедева) близком к составу углерода ювенильной CO_2 .

Что касается вопросов связи газовой фазы пород с рудогенезом, то необходимо отметить следующие факты:

1. Наличие зоны подтока гелия в интервале 9950—10500 м, устанавливаемого по газометрии после простоя скважины. Газометрия в процессе бурения показала здесь аномально высокие содержания гелия в буровом растворе при несколько повышенных для этих типов пород содержаниях гелия в кернах. Для этой же зоны характерны повышенные содержания УВГ в породах. Очевидно, в этом интервале скважина пересекает ослабленную флюидопроводящую и рудоконтролирующую зону.

2. Породы ждановской рудоносной свиты существенно отличаются повышенными содержаниями УВГ от пород подобного состава и возраста, развитых в других районах Кольского полуострова. Например, в метаосадочных породах имандра-варзугского комплекса — аналога печенгского комплекса, несмотря на высокие содержания $C_{орг}$, практически отсутствуют УВГ. Этот признак может быть использован при оценке перспективности вулканогенно-осадочных толщ подобного типа на сульфидное оруденение.

3. Обратная зависимость между содержаниями уран+тория в однотипных породах архейского комплекса и сохранностью гелия, рассчитанной по уравнинию радиоактивного распада, свидетельствует о более позднем привносе определенной части радиоактивных компонентов в эти породы (см. рис. I.71).

ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Геохимические исследования органического вещества по разрезу скв. СГ-3 включали количественные определения $C_{орг}$ хлороформенного экстракта (ХБА) пород и его элементарного и компонентного состава, а также структурно-хроматографический анализ с использованием методов инфракрасной спектроскопии (ИКС), электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), ядерного магнитного резонанса низкого разрешения (ЯМР) и газо-жидкостной хроматографии.

Во вскрытой части разреза выполнено свыше 500 определений $C_{орг}$, на основании которых установлены закономерности его распределения, обусловленные генетическим типом вмещающих пород (рис. 1.74). В вулканогенно-осадочном комплексе протерозоя содержание $C_{орг}$ варьирует от «следов» до 3 %. Максимальная обогащенность $C_{орг}$ характерна для метаосадочных пород (филлиты, алевролиты, песчаники) ждановской свиты. Так, в филлитах при среднем содержании $C_{орг}$ 0,2—0,8 % в большом числе образцов оно достигает 1,2—2,5 %, а в песчано-алевролитовых разностях колеблется от 0,03 до 3 %, что определяется соотношением пелитового и псаммитового материала в изучаемом образце. В туфах и туффитах количество $C_{орг}$ снижается до 0,1 %, а в диабазах, габбро-диабазах, порфиритах — до 0,01 %. В архейском комплексе содержания $C_{орг}$ в большинстве проанализированных образцов составляют от 0,01 до 0,03 %.

С целью определения степени преобразованности органического вещества использовались методы ЭПР и ЯМР. Первый — дает информацию о его парамагнитных свойствах, интенсивность которых возрастает от низких стадий катагенеза (протокатагенез) до средних (мезокатагенез), а к стадиям графитизации полностью исчезают; второй — характеризует степень обогащенности органического вещества водородом и подвижными водородсодержащими соединениями. От образцов филлитов, алевролитов и песчаников ЭПР- и ЯМР-спектров не получено, что является одним из основных признаков высокой степени преобразованности органического вещества, соответствующей стадиям графитизации. Глубокий катагенез привел к деструкции органического вещества, сопровождаемой потерей парамагнитных свойств и основной массы углеводородных соединений. ЭПР- и ЯМР-спектры от изверженных пород в свя-

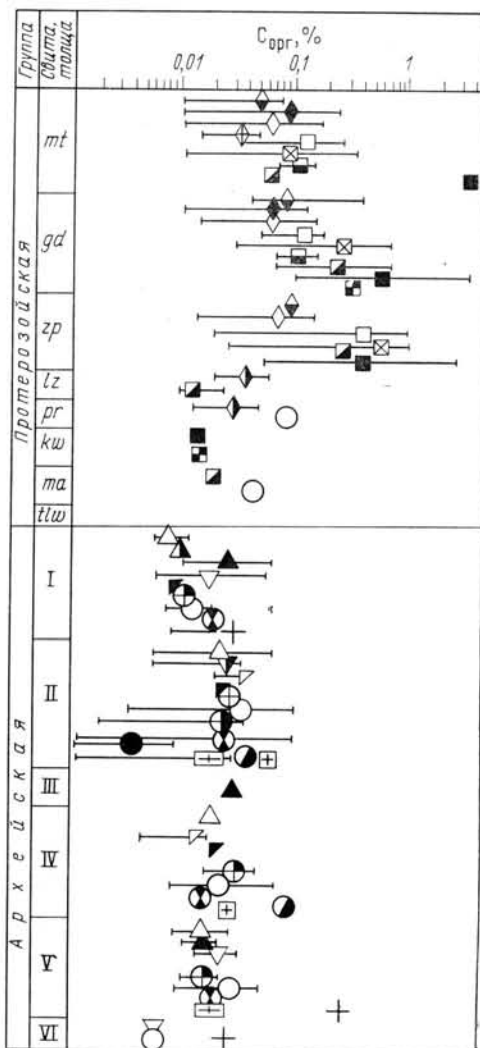


Рис. 1.74. Содержание $C_{орг}$ в породах скв. СГ-3. Условные обозначения см. на рис. 1.69

зи с присутствием железистых минералов интерпретации не поддаются.

Полуколичественная оценка битуминозности пород производилась с помощью люминесцентно-битуминологического анализа, однако, на высоких стадиях катагенеза резко возрастает прочность физико-химических связей битуминозного вещества с вмещающей минеральной средой, что исключает достоверность определений. Последнее было подтверждено сравнительным анализом данных, полученных при люминесцентно-битуминологических определениях и горячем экстрагировании пород в аппаратах Сокслета, которые отличались на два-три порядка.

Среди битуминозных компонентов органического вещества наибольший интерес при геохимических исследованиях представляет ХБА, в котором сосредоточены углеводородные соединения. В количественном распределении ХБА (табл. I.30) по разрезу установлены две основные закономерности. Первая заключается в том, что породы протерозойского комплекса обладают более высокими массовыми содержаниями ХБА (преимущественно сотые доли процента на породу), чем архейского (тысячные доли процента). Вторая закономерность характеризует распределение ХБА в сложно построенном разрезе протерозоя, где максимальные значения (до 0,2 %) соответствуют метаосадочным породам, а в вулканогенных и вулканогенно-осадочных они снижаются до сотых и тысячных долей процента. Между содержанием ХБА и S_{org} в чистых генетических разностях наблюдается прямая корреляционная связь, что является показателем сингенетической природы битуминозного вещества. Изотопный состав углерода ХБА в среднепротерозойских породах до глубины 4860 м идентичен для всех типов пород $\delta^{13}C = -2,9 \%$.

Определения элементарного состава ХБА показали (табл. I.31), что в образцах из протерозойского комплекса (независимо от генетического типа пород) содержание водорода составило 8—9 %, отношение C/H — более 7, а сумма гетероатомов ($O + S + N$) — 20—35 %; в ХБА из гнейсов и амфиболитов архея, соответственно, — 10—11 %; не более 7; 20—22 %. Приведенные значения свидетельствуют о различии состава ХБА протерозойских и архейских отложений как в части распределения водородсодержащих соединений, так и их структурных особенностей. Последнее отражает величина отношения C/H : при пониженных значениях наиболее вероятно преобладание соединений алифатического строения, при повышенных — значительное участие циклических.

Компонентный состав ХБА изменяется как по стратиграфическому разрезу, так и генетическим типам пород в протерозойском комплексе (см. табл. I.30). В исследованной части архея основу ХБА составляют масляная фракция (масла + петролейно-эфирные смолы) и бензольные смолы, асфальтены практически отсутствуют, а спирто-бензольных смол не более 13 %, т. е. высокомолекулярные гетеросистемы принимают ограниченное участие. В протерозойском комплексе компонентный состав ХБА изменяется соответственно генетическим типам вмещающих пород. Так, для метаосадочных пород характерно повышенное содержание асфальтенов (8—12 %), спирто-бензольных смол (до 39 %) и масляной фракции (40—50 %), тогда как в эффузивных и интрузивных породах основу ХБА составляют бензольные смолы, количество асфальтенов уменьшается до «следов» и масляной фракции до 6 %. Имеют место и некоторые исключения преимущественно для эффузивных пород, что, вероятно, связано с присутствием в анализируемых образцах значительной примеси метаосадочных разностей.

Структурный анализ компонентов ХБА, выполненный методом ИКС, позволил установить, что несмотря на многообразие генетических и литологических типов пород во вскрытом разрезе обнаруживаются три типа ХБА, приуроченные к эффузивным и интрузивным образова-

ТАБЛИЦА 1.30

РЕЗУЛЬТАТЫ ХИМИКО-БИТУМИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
БИТУМИНОЗНОГО ВЕЩЕСТВА ИЗ ПОРОД КОЛЬСКОЙ СКВ. СГ-3

Глубина, м	Порода	С _{орг} , %	Не-раст-воримый остаток, %	ХБА, %	Компонентный состав ХБА, %				
					Масла	Петро-лейно-эфир-ные смолы	Бен-золь-ные смолы	Спир-то-бен-золь-ные смолы	Ас-фаль-тены
Протерозойский комплекс									
765—885	Туфзит	0,04	66,7	0,008	49,4	6,8	28,3	12,7	2,8
887—965	Диабаз	0,08	85,8	0,085	1,11	1,48	81,29	15,52	0,6
1108,2—1228,2	Филлиты, алевролиты, песчаники	0,26	79,5	0,028	35,2	9,4	11,4	31,7	12,3
1182—1496	Филлиты с алевролитами	0,60	82,0	0,007	42,6	10,8	14,7	22,4	9,5
1289,4—1305,0	Габбро-диабаз эссекситовый	0,04	71,6	0,084	8,88	8,29	58,9	23,74	0,19
1284—1413	Габбро-диабаз	0,02	83,4	0,004	22,7	9,2	14,3	39,3	14,4
1757,8—1767,6	Гипербазиты	0,13	76,3	0,161	1,74	17,6	76,2	4,46	Сл.
1954,6—1958,3	Диабаз	0,03	85,5	0,091	4,89	6,13	84,21	4,42	0,35
2154—2291	Переслаива-ние филлитов и алевролитов	0,01	80,4	0,005	41,5	9,9	17,4	23,0	8,2
2994—3201	Диабаз	0,03	88,3	0,068	2,49	3,38	84,94	8,8	0,39
3645,8—3650,3	Диабаз с уг-леродистым веществом	0,06	89,2	0,036	3,60	3,87	79,26	12,96	0,31
3752,1—3757,4	Туфы	0,27	74,0	0,095	4,65	4,62	81,54	9,02	0,17
3983,8—3987,3	Диабаз	0,06	94,4	0,065	2,25	2,02	75,00	20,19	0,54
4336—4389	То же	0,06	94,9	0,051	2,43	4,96	86,05	5,68	0,88
4630,5—4784,2	Сланцы по ту-фоосадочным породам	0,09	88,0	0,185	1,78	3,65	75,56	19,04	Сл.
4749,15	Андезитовый порфирит	0,04	93,8	0,099	3,28	4,25	64,91	27,56	Сл.
4847—4859	Песчаник ар-козовый	0,04	96,0	0,059	4,40	7,48	79,11	9,01	Сл.
6569—6577,5	Биотит-амфи-бол-плагио-класовый сла-нец	0,06	94,0	0,025	4,78	2,58	87,15	6,49	Сл.
6757,3—6767,3	Амфибол-пла-гиокласовый сланец	0,04	96,0	0,016	2,06	2,59	82,03	10,51	2,78

Архейский комплекс

6933,0—7048,3	Плагииогнейсы двуслюдяные	0,07	96,5	0,014	1,45	2,51	81,16	13,29	1,59
7642—7656	Амфиболит	Не обн.	Не обн.	0,010	26,1	21,6	48,3	3,4	Сл.
7937—7944	То же	То же	То же	0,011	16,3	22,0	54,1	7,6	Сл.
8313,1—8324,0	Гнейс биоти-товый	0,03	95,3	0,009	59,99	16,25	12,64	10,10	0,02
9600—9989	Эпидот-био-тит-плагио-класовые гнейсы	0,01	96,4	0,009	21,92	12,95	65,08		0,05
10 144—10 181	Двуслюдяные гнейсы	0,03	98,0	0,011	37,75	11,85	53,37		0,03

ТАБЛИЦА 1.31

**РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ЭЛЕМЕНТАРНОГО СОСТАВА ХБА
ИЗ ПОРОД КОЛЬСКОЙ СКВ. СГ-3**

Интервал отбора проб, м	Порода	Содержание элементов, %			
		C	H	S	N О и др.
МетатUFFиты					
771,2—771,9	Туффитовый алевропсаммит	65,49	6,71	1,35	$\frac{0,00}{26,45}$
Метапелиты и алевропелиты					
1199,0—1199,7	Слоистый граувакковый алеuritовый сланец и але- вропелитовый сланец	71,19	10,21	0,65	$\frac{0,00}{17,95}$
1199,8—1200,8	Слоистый граувакковый алеuritовый сланец	60,41	8,66	0,0	$\frac{1,18}{29,86}$
1710,0—1712,2	Тонкослоистый граувакко- вый алевропелит	64,81	9,79	1,22	$\frac{0,00}{24,18}$
2163,4—2165,9	Граувакковый алевропелит	55,85	7,03	0,002	$\frac{0,00}{37,12}$
2166,9—2167,2	Граувакковый алевролит	67,68	9,40	0,95	$\frac{0,00}{21,67}$
Метапсаммиты					
2459,9—2460,5	Алевропсаммит	55,82	8,65	0,00	$\frac{0,00}{35,53}$
2606,3—2608,2	Аркозовый псаммит	69,90	10,53	0,00	$\frac{0,00}{19,57}$
2608,8—2610,2	То же	68,87	9,86	0,61	$\frac{0,00}{20,60}$
4855,6—4862,9	Аркозовый псаммит с гема- тит-серпичитовым цементом	55,94	8,11	0,00	$\frac{0,00}{35,95}$
4863,8—4866,1	Аркозовый псаммит с гема- тит-серпичитовым цементом	56,44	8,14	0,00	$\frac{0,00}{35,42}$
Магматические породы основного состава					
2030,5—2031,2	Габбро-диабаз	61,00	8,23	0,68	$\frac{0,00}{30,07}$
2032,2—2032,5	То же	70,08	7,46	0,00	$\frac{0,00}{22,46}$
2657,1—2658,7	Амфиболовое габбро	69,93	10,37	0,00	$\frac{0,00}{19,70}$
Магматические породы ультраосновного состава					
370,3—373,8	Перидотит	68,82	9,73	0,86	$\frac{0,00}{20,59}$
902,8—903,6	Серпентинит	70,29	8,13	1,28	$\frac{0,34}{20,19}$
1581,3—1582,6	То же	66,98	8,14	0,00	$\frac{0,00}{24,87}$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 1.31

Интервал отбора проб, м	Порода	Содержание элементов, %			
		С	Н	S	N О и др.
А м ф и б о л и т ы					
6475,7—6485,7	Сланцевые амфиболиты по диабазу	69,86	9,60	0,00	<u>0,00</u> 20,54
7647,6—7664,1	Параамфиболиты	69,90	9,60	0,00	<u>0,00</u> 20,40
7670,0—7677,5	Амфиболиты со сфеном	69,41	8,22	0,00	<u>0,00</u> 22,37
8460,4—8460,8	Амфиболиты	63,60	11,00	0,00	<u>0,00</u> 25,40
8941,8—8942,5	Сланцевые амфиболиты	63,60	11,20	0,00	<u>0,00</u> 25,20
Г н е й с ы					
7120,1—7134,0	Гранат-ставролитовые дву- слюдяные гнейсы	74,00	11,90	0,00	<u>0,00</u> 22,50
7771,4—7778,9	Эпидот-биотитовые гнейсы мусковитизированные	68,89	8,60	0,00	<u>0,00</u> 29,50
8993,9—8997,9; 8998,0—8999,7	Биотитовые гнейсы	60,70	10,20	0,00	<u>0,00</u> 29,50
8625,6—8628,2; 8637,3	Эпидот-биотитовые гнейсы	63,60	11,30	0,00	<u>0,00</u> 25,10
9352,4—9355,9	Биотитовые гнейсы	70,60	11,20	0,00	<u>0,00</u> 18,20

ниям протерозоя, метаосадочным отложениям протерозоя и метаморфическим породам архея.

Для структуры всех компонентов ХБА из эффузивных и интрузивных пород протерозоя характерно преобладание кислородсодержащих функциональных групп фталатного типа (сложные эфиры ароматических кислот), образующих интенсивные полосы поглощения при 1700—1750, в области 900—1300 см⁻¹ (C=O, C—OH), ароматические структуры находятся в глубоком сопряжении с кислородсодержащими, что фиксируется наличием на ИК-спектрах «двузубца» в области 1600—1640 см⁻¹; парафиновые структуры (CH₂, CH₃ группы — 1460, 1380 см⁻¹) количественно ограничены и преимущественно играют роль радикалов. Фталатный состав ХБА характерен как для слабо преобразованного органического вещества, находящегося в окислительной геохимической обстановке, так и для органического вещества из зон высокотемпературного метаморфизма, где деструкция данного вещества идет на молекулярном и атомарном уровнях с появлением свободного водорода и кислорода. Образуются локальные участки, характеризующиеся окислительной обстановкой, благоприятной для сохранения фталатов. Очевидно, подобного рода условия имели место при формировании эффузивных и интрузивных образований протерозоя.

Компоненты ХБА из метаосадочных пород обладают иными структурными свойствами (рис. 1.75). Масла представлены углеводородными функциональными группами алифатического и циклического строения, причем, первые играют преобладающую роль. Циклические ароматиче-

ские структуры ($750, 820, 1610 \text{ см}^{-1}$) имеют преимущественно бициклическое строение. Во фракции петролейно-эфирных смол, являющейся по составу промежуточным звеном между маслами и высокомолекулярными смолами, сохраняется высокое содержание углеводородных структур с изменением строения циклических, представленных поликонденсированными системами (характерный «трезубец» в области $750—$

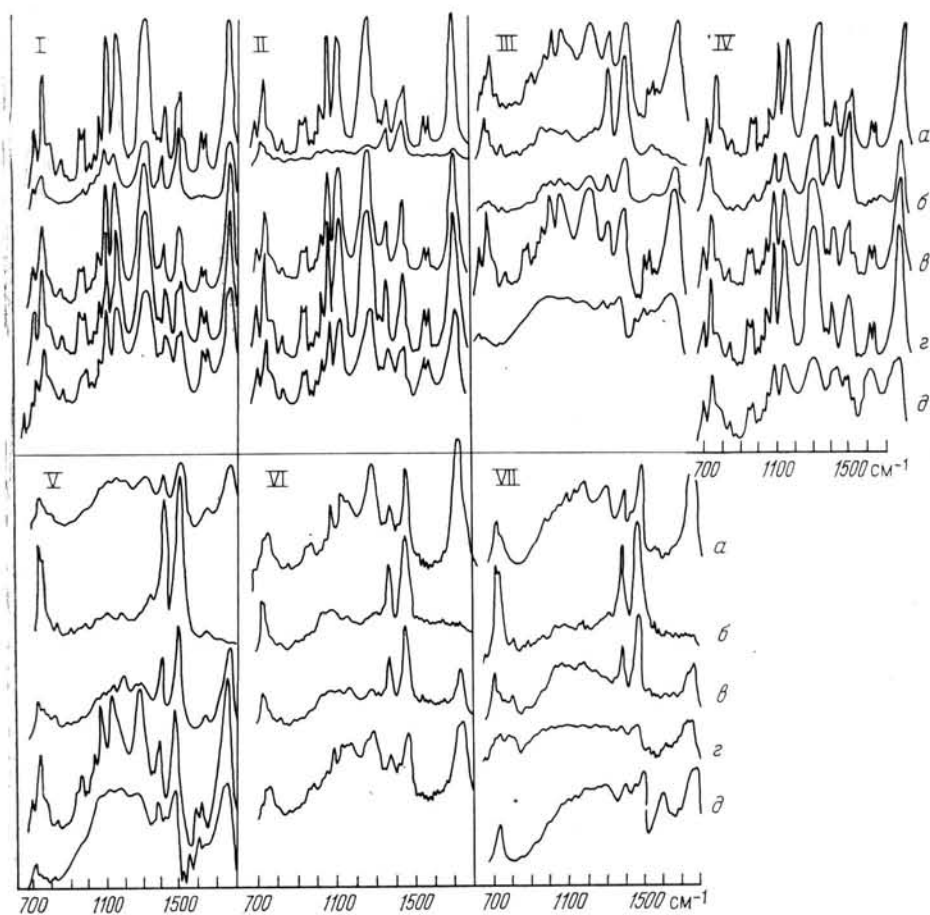


Рис. 1.75. ИК-спектры ХБА и его компонентов.

Породы среднего протерозоя: I — диабаз (гл. 1954,7—1958,4 м); II — туфы (гл. 3752,1—3757,4 м); III — туфиты (гл. 765—885 м); IV, V — филлит с алевритом (гл. 1182—1496 м). Породы архея: VI — эпидот-биотит-плагноклазовый гнейс (гл. 9600—9980 м); VII — биотитовый гнейс (гл. 8313,1—8324,0 м); а — ХБА, б — масла, в — петролейно-эфирные смолы, г — бензольные смолы, д — спирто-бензольные смолы

850 см^{-1}). Кроме углеводородных групп, в составе фракции принимают участие кислородные группы фталатного типа. В бензольных и спирто-бензольных смолах при фталатном составе обнаруживаются признаки разрушения последних, что проявляется в изменении конфигурации «двузубца» при $1600—1640 \text{ см}^{-1}$ (проявляется асимметричность полос поглощения), а также повышении количества парафиновых структур ($1380, 1460 \text{ см}^{-1}$).

Самостоятельный структурный тип ХБА обнаружен в отложениях архея (см. рис. 1.75). Основу масел составляют высокомолекулярные парафины, что подтверждается высокой интенсивностью и глубоким расщеплением полосы поглощения при 720 см^{-1} , соответствующей CH_2 группе в длинных цепях; в петролейно-эфирных смолах также преобладают парафиновые структуры, но появляются кислородсодержащие

кислотного типа, которые в бензольных и спирто-бензольных смолах составляют основу фракций.

По результатам хроматографического анализа алканов нормального строения (*n*-алканов) в маслах ХБА определяются следующие информативные геохимические показатели: протяженность ряда *n*-алканов, положение концентрационного максимума в ряду и содержание «жидких» соединений (до C_{16} включительно), значение коэффициента нечетности (отношение суммы *n*-алканов с нечетным числом атомов углерода к сумме с четным). В соответствии с указанными показателями установлены принципиальные различия в характере распределения *n*-алканов для масел ХБА архейских и протерозойских отложений.

Масла ХБА архейских пород исследовались с помощью капиллярной газо-жидкостной хроматографии, обладающей высокой точностью и чувствительностью, а кроме того позволяющей установить характер распределения не только алканов нормального строения, но и изопrenoидного, начиная с C_9 . В архейских породах в ряду *n*-алканов (табл. I.32, рис. I.76), протяженностью от C_{14-17} до C_{33-40} , максимальное содержание приходится на высокомолекулярные соединения (C_{23-25}), количество «жидких» *n*-алканов составляет не более 5 %, величина коэффициента нечетности 1,1. Алканы изопrenoидного строения также представлены высокомолекулярными соединениями (*изо*- $C_{18}-C_{24}$), среди которых преобладает фитан (*изо*- C_{20}); величина отношения суммы *n*-алканов к сумме изопrenoидов составляет 0,07. Отметим, что в образце гнейса (гл. 8313—8324 м) изопrenoиды в составе масел ХБА практически отсутствуют. Сопоставляя результаты хроматографических и структурных данных, следует констатировать, что в маслах ХБА архейских отложений *n*-алканы являются преобладающим компонентом.

В протерозойском комплексе масла ХБА интрузивных и эффузивных пород (см. рис. I.79) изучены методом хроматографии с насадочной колонкой. Они содержат ничтожно малые количества *n*-алканов: ряда $C_{15,16}-C_{29-33}$, в котором максимальными концентрациями обладают высокомолекулярные соединения: «жидкие» *n*-алканы либо отсутствуют, либо их присутствует не более 3,5 % от их общего содержания, коэффициент нечетности изменяется от 0,9 до 1,1.

Для масел ХБА метаосадочных пород протерозоя, исследованных тем же способом, характерно, во-первых, повышенное содержание *n*-алканов в общем составе, а, во-вторых, своеобразное распределение индивидуальных соединений в ряду. Установлено, что ряд представлен от C_{11} до C_{29-30} с концентрационным максимумом в C_{12} . Наличие второго максимума в C_{17} , C_{18} связано с методикой проведения анализа (другой тип разделительной хроматографической колонки), при которой пики C_{17} и C_{18} являются суммарными от *n*-алканов и изопrenoидов. Количество «жидких» *n*-алканов достигает 65 %. Этот генетический тип пород был детально исследован в скважинах-спутниках, где получены аналогичные результаты как по распределению *n*-алканов, так и другим геохимическим показателям.

При исследовании пород смешанного вулканогенно-осадочного генезиса (туфиты с алевролитами, сланцы по туфогенно-осадочным породам и т. д.) хроматографические показатели характеризовались промежуточными значениями (см. табл. I.32).

Результаты комплексных геохимических исследований позволяют констатировать, что основные закономерности в количественном распределении, составе, структурных особенностях, хроматографической характеристике органического вещества в целом и ХБА находятся в зависимости от условий формирования различных генетических типов вмещающих пород.

Геохимическая обстановка седиментации метасадочных пород благоприятствовала накоплению и захоронению органического вещества, которое в процессе преобразованности генерировало битуминозные компоненты, содержащие в своем составе углеводородные соединения как

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ *n*-АЛКАНОВ (В %)

Глубина, м	Литология	C ₁₁	C ₁₂	C ₁₃	C ₁₄	C ₁₅	C ₁₆	C ₁₇	C ₁₈	C ₁₉
765—885	Туффит	Не обн.	2,2	3,4	2,6	4,3	7,1	10,8	12,9	8,6
887—965	Диабаз	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	2,3	4,8	3,0
1182—1496	Филлит с алевро- литом	15,1	29,1	14,6	0,1	2,1	4,2	5,3	5,5	3,1
1289—1305	Габбро-диабаз эссекситовый	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,4	2,0	2,6	4,5	5,8	4,3
1757—1767	Гипербазиты	"	"	0,4	0,3	1,4	3,0	6,2	6,3	5,4
1954—1958	Диабазы	1,2	4,2	4,2	2,3	2,1	11,7	4,8	5,3	7,9
21284—1413	Габбро-диабазы	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,4	7,1	9,7	8,9
2154—2291	Переслаивание филлитов и алевро- литов	8,6	10,3	5,5	0,4	4,1	4,7	10,6	11,1	5,9
2994—3201	Диабазы	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	2,1	3,4	5,6	5,5
3645—3650	Диабазы с угле- родистым веще- ством	"	"	"	"	"	6,5	4,0	6,8	6,0
3752—3757	Туфы	"	0,6	0,6	0,9	2,2	3,6	8,8	9,3	8,0
3983—3987	Диабазы	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3,5	3,4	6,2	4,6
4360—4389	То же	"	"	"	"	0,7	1,1	4,2	4,2	3,4
4630—4748	Сланцы по туфо- генно-осадочным породам	"	1,4	2,3	1,7	1,2	1,6	3,7	4,2	3,7
4749	Андезитовый порфирит	"	Не обн.	0,3	0,4	0,5	0,8	1,8	1,6	1,7
4847—4859	Песчаник арко- зовый	"	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,8	4,7	4,3	2,9
6757—6767	Сланцы	"	"	1,1	3,0	3,7	5,4	13,3	15,1	5,5
8313—8324	Гнейс биотитовый	"	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,7	1,1	1,9
9600—9989	Эпидот-биотит- плагноклазовые гнейсы*	"	"	"	0,5	0,8	1,2	1,6	1,9	2,9
10144—10181	Двуслюдяные гнейсы**	"	"	"	0,8	1,4	2,3	3,6	3,8	3,6
Нефть — добавка C ₉ , C ₁₀ в буровой раствор — 5,4 5,4		6,5	5,5	4,1	4,7	3,8	4,3	3,2	3,4	2,8

* В сумме учтены C₃₄ — 2,4, C₃₅ — 2,2, C₃₆ — 1,8, C₃₇ — 1,7, C₃₈ — 1,6 и C₃₉ — 0,4 %.

** В сумме учтены C₃₄ — 2,1, C₃₅ — 2,0, C₃₆ — 1,9, C₃₇ — 1,6, C₃₈ — 1,5, C₃₉ — 1,4 и C₄₀ — 0,4 %.

алифатического, так и циклического строения. Очевидно, основная часть битуминозного вещества не покидала материнских пород. Внедряющиеся в осадочный комплекс интрузии, вероятнее всего, ассимилировали органические соединения и преобразовывали их под воздействием высоких температур в своеобразные органические системы. Таким обра-

зом можно объяснить выявленные геохимические закономерности для отложений протерозойского комплекса.

Вскрытая часть архея сложена преимущественно гнейсами и амфиболитами, которые в основной массе практически лишены органическо-

ТАБЛИЦА 1.32

В МАСЛАХ ХБА ИЗ ПОРОД КОЛЬСКОЙ СКВ. СГ-3

C ₂₀	C ₂₁	C ₂₂	C ₂₃	C ₂₄	C ₂₅	C ₂₆	C ₂₇	C ₂₈	C ₂₉	C ₃₀	C ₃₁	C ₃₂	C ₃₃	Σ C ₉₋₁₀	Σ C ₉₋₁₆	Σ C ₁₁₋₃₃	Σ C ₁₁₋₁₆	Нечет. число	Четн. число
6,6	6,5	6,8	5,2	3,3	5,6	4,6	2,4	2,4	2,3	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	—	—	97,6	20,1	1,3	
1,1	6,2	7,1	7,5	10,0	10,2	13,6	9,9	5,9	4,3	2,4	1,5	1,1	•	—	—	90,9		1,0	
2,1	2,1	2,2	2,3	2,6	2,7	1,8	1,7	1,5	1,4	0,5	He обн.	He обн.	•	—	—	100,0	65,2	1,3	
15,4	2,2	5,1	5,6	7,9	7,3	6,2	5,0	2,9	3,3	1,1	•	•	•	—	—	80,6	7,3	1,2	
9,1	3,5	4,7	7,0	9,0	8,6	9,4	5,4	4,0	3,2	1,5	1,5	0,8	0,3	—	—	91,0	5,6	1,0	
2,1	3,7	5,4	5,4	6,5	9,1	8,1	4,3	2,8	1,4	0,6	He обн.	He обн.	He обн.	—	—	93,1	27,6	1,1	
6,8	7,7	9,3	8,4	7,9	8,9	6,0	5,3	4,1	3,8	2,0	1,7	1,0	•	—	—	100,0	1,4	1,3	
5,7	4,9	4,1	4,0	3,7	4,5	3,9	3,6	0,9	2,3	He обн.	He обн.	He обн.	•	—	—	98,8	34,0	1,4	
3,9	10,7	3,5	10,0	10,4	9,3	9,1	6,0	3,5	2,6	1,9	•	•	•	—	—	90,5	2,3	1,1	
6,5	8,0	6,7	9,1	11,0	6,7	7,6	5,5	2,7	6,0	He обн.	•	•	•	—	—	93,1	7,0	1,0	
7,6	5,2	5,8	8,0	9,3	8,2	6,4	5,3	4,1	3,2	•	•	•	•	—	—	97,1	8,1	1,1	
6,1	7,5	6,4	7,7	11,5	11,5	11,3	8,4	6,5	5,0	•	•	•	•	—	—	99,6	3,5	0,9	
1,9	4,2	5,0	8,5	13,4	11,9	12,0	6,9	5,0	5,5	2,1	1,1	0,2	•	—	—	92,0	2,0	1,0	
3,2	4,6	3,0	8,9	12,0	12,1	12,3	6,3	4,4	3,8	2,1	0,9	0,3	•	—	—	96,8	8,5	1,0	
3,7	9,1	9,7	12,1	11,5	10,6	8,9	7,1	5,7	4,0	2,2	1,4	0,9	0,8	—	—	94,8	2,0	1,2	
3,2	6,1	4,6	8,1	11,8	12,2	8,0	6,9	3,6	3,5	1,4	5,3	3,6	4,9	—	—	95,8	—	1,3	
2,5	3,9	6,1	6,2	6,6	7,4	5,3	3,2	2,9	4,7	1,3	He обн.	He обн.	He обн.	—	—	97,2	13,5	1,3	
2,8	6,3	8,1	11,6	12,7	11,5	10,9	9,6	7,3	5,9	4,7	2,2	0,9	0,4	—	—	98,1	—	1,1	
3,8	5,2	6,4	7,2	7,4	7,0	6,5	6,4	4,6	3,0	3,4	3,1	2,8	2,5	89,2	2,6	—	—	1,1	
3,8	4,9	5,8	6,2	6,1	5,0	5,7	5,5	4,1	3,5	2,9	2,8	2,4	2,2	87,3	5,1	—	—	1,1	
2,7	2,7	2,1	1,5	1,1	0,9	0,6	0,3							61,0	65,0	—	—	1,3	

го вещества. Вместе с тем, отдельные пробы содержат микроконцентрации ХБА, масла которого обладают углеводородным составом, близким к таковому парафинистых нефтей.

Прежде, чем перейти к обсуждению результатов геохимических исследований, необходимо отметить, что с глубины 7 км при бурении в

промывочную жидкость добавлялась нефть. С целью определения влияния техногенного загрязнения керна проводились специальные исследования нефти методом газо-жидкостной хроматографии. Установлено, что характер распределения *n*-алканов и изопреноидов в нефти принципиально отличается от такового в маслах ХБА архейских отложений.

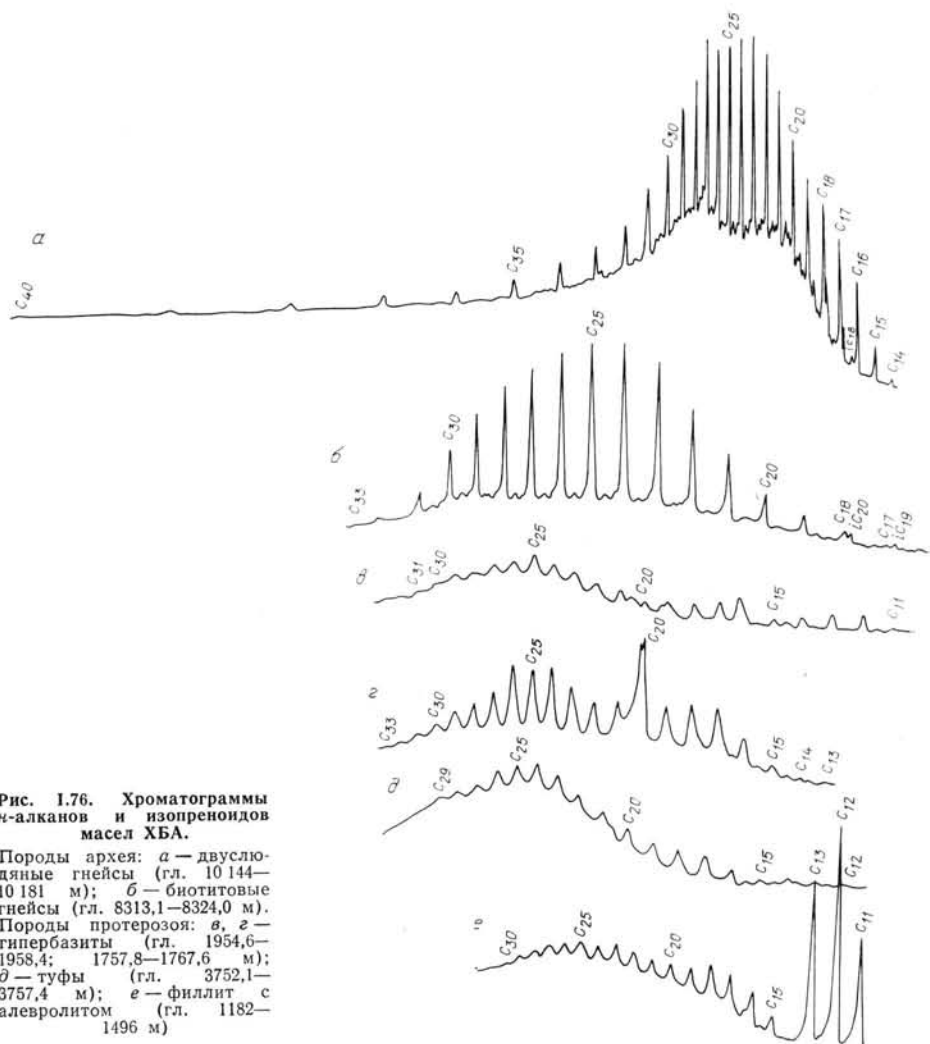


Рис. 1.76. Хроматограммы *n*-алканов и изопреноидов масел ХБА.

Породы архея: а — двуслю-
дяные гнейсы (гл. 10 144—
10 181 м); б — биотитовые
гнейсы (гл. 8313,1—8324,0 м).
Породы протерозоя: в, г —
гипербазиты (гл. 1954,6—
1958,4; 1757,8—1767,6 м);
д — туфы (гл. 3752,1—
3757,4 м); е — филлит с
алевролитом (гл. 1182—
1496 м)

Нефть легкая, высокомолекулярных *n*-алканов (выше C_{16}) в ней не более 35 % от их общего содержания и ряд завершается на C_{28} ; по сравнению с маслами ХБА в нефти почти на порядок выше содержания алканов изопреноидного строения ($\Sigma \text{изо-}C/\Sigma n\text{-}C=0,3$). Полученные результаты дают основание предполагать, что техногенное загрязнение не оказывало заметного влияния на состав ХБА.

Не исключается возможность образования микроконцентраций углеводородов в интрузивных породах, однако этот вопрос чрезвычайно принципиален и в значительной степени может быть решен именно на таких объектах как сверхглубокие скважины при соблюдении стерильных условий бурения.

Перечислим основные выводы, которые могут быть сделаны в результате проведенных исследований газов и органического вещества по разрезу скважины до глубины 11 600 м.

1. Газометрия бурового раствора позволила по гелию (а в верхних частях разреза по УВГ, гелию и азоту) выделить в породах трещиноватые флюидопроводящие зоны. Наибольшие поступления газов зафиксированы при проходке трещинных зон в ждановской свите. Интересным установленным фактом являются проникаемые в настоящее время для флюидов зоны в архейских породах на глубинах 9400—9500 и 9950—10 500 м, контролирующие рудогенез.

2. Повышенные содержания УВГ в закрытых порках пород, достигающие нескольких десятков кубических сантиметров на 1 кг породы, характерны только для метаосадочных пород ждановской свиты. Прямая связь содержания УВГ с количеством $C_{орг}$ в метаосадочных породах, данные изотопных определений углерода УВГ и $C_{орг}$ свидетельствуют о биогенной природе этих органических компонентов метаосадочных пород.

В целом по изученному разрезу скважины содержания УВГ в закрытых порах горных пород, особенно в архейских породах, низки и близки к аналитическому фону.

3. Содержание гелия в породах не превышает 1 см³/кг, от поверхности до глубины около 5 км оно постепенно возрастает и ниже остается практически на постоянном уровне с некоторыми вариациями, которые обусловлены минеральным составом пород, их структурно-текстурными особенностями, возрастом пород, временем проявления и интенсивностью метаморфических изменений, содержанием урана и тория. В верхней части разреза до глубины 5 км определяющим фактором в распределении гелия является его диффузия в атмосферу.

4. В метаосадочных породах среднепротерозойского комплекса распределение органического углерода контролируется фациальными условиями осадконакопления. Максимальные содержания $C_{орг}$ в метаосадочных породах достигают 3 %. Для пород архейского комплекса характерно сравнительно ровное распределение $C_{орг}$, содержание которого, как правило, не превышает сотых долей процента. В гнейсах, сланцах и амфиболитах архея не обнаружено зон накопления органического углерода.

5. Породы среднего протерозоя в разрезе скважины имеют содержания ХБА в количестве от сотых до десятых долей процента, причем максимальные значения установлены в метаосадочных породах, в которых содержание ХБА коррелируется с содержанием $C_{орг}$ и УВГ. В архейских породах содержания ХБА опускаются до тысячных долей процента.

Исследования ХБА показали существенные различия состава битумоида в трех вещественно-генетически различных комплексах пород, составляющих разрез скв. СГ-3: в метаосадочных и магматических породах среднего протерозоя, в породах архейского метаморфического комплекса.

В метаосадочных породах среднего протерозоя основными компонентами ХБА являются масла (до 42 %), спирто-бензольные смолы (до 39 %), асфальтены (8—12 %). Для масел ХБА характерны углеводородные функциональные группы алифатического и в меньшей степени — циклического строения. Ряд алканов в масляной фракции представлен от C_{11} до C_{29-30} с концентрационным максимумом в C_{12} , количество «жидких» алканов достигает 65 %. Во фракции петролейно-эфирных смол кроме углеводородных групп принимают участие кислородные группы фталатного типа. В бензольных и спирто-бензольных смолах при фталатном составе обнаруживаются признаки разрушения фталатных комплексов.

В магматических породах среднего протерозоя основу ХБА составляют бензольные смолы (до 85 %). Содержание масляной фракции 6—18 %, а асфальтены присутствуют в следовых количествах. Для всех

компонентов ХБА характерны группы фталатного типа. Масляная фракция ХБА содержит ничтожно малое количество *n*-алканов ряда $C_{15, 16}$ — C_{29-33} , максимум концентраций приходится на высокомолекулярные соединения (C_{20-26}), «жидкие» *n*-алканы либо отсутствуют, либо составляют не более 3,5 % от их общего содержания.

В породах архейского комплекса в ХБА масла составляют в большей части анализов от 20 до 60 %, бензольные смолы 48—50 %, асфальтены практически отсутствуют. Основу масел представляют высокомолекулярные парафины, они же преобладают в петролейно-эфирных смолах, а в бензольных и спирто-бензольных смолах преобладают кислородсодержащие структуры кислотного типа. В ряду алканов масляной фракции от C_{14-17} до C_{33-40} максимум приходится на высокомолекулярные соединения (C_{23-25}), количество «жидких» *n*-алканов не более 5 %.

6. Незначительные содержания битумоидов в метаосадочных породах среднего протерозоя при общей сравнительно высокой насыщенности органическим веществом (УВГ, $C_{орг}$) можно рассматривать как оставшиеся следы процесса разложения биогенного вещества под влиянием метаморфизма. Для магматических пород среднего протерозоя не исключается возможность синтеза углеводов абигенным путем. Специфический и однотипный для различных архейских пород состав битумоидов, очевидно, обусловлен формированием их позже основных метаморфических преобразований архейских пород из углеводов, поступающих с глубинными флюидами.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Проведение гидрогеологических исследований сверхглубоких скважин связано с большими техническими и методическими трудностями. Так, например в скважине «1-Энест Р. Бейден» глубиной 9159 м (США) применить испытатель пласта не удалось из-за высоких температур и давлений. Вместе с тем, эти исследования дают интересные и неожиданные результаты. Например, при испытании Миннибаевской скв. 20 000 в интервале 4703—5099 м был зафиксирован приток сильно газированной воды с дебитом 120 м³/сут, минерализацией 283 г/л и водородно-углеводородным составом газа.

Основной задачей гидрогеологических исследований в скв. СГ-3 является изучение условий формирования подземных вод и характера обводненности глубоких этажей земной коры — древних метаморфических толщ и оценка роли воды в течении различных геологических процессов.

Для решения этой задачи гидрогеологические исследования проводились как на скв. СГ-3, так и в других скважинах района, использовались материалы по другим районам Балтийского щита. Для более надежной интерпретации гидрогеологических данных использованы результаты геофизических каротажей, лабораторных исследований керна (петрофизических, геохимических, изотопных и др.), анализа трещиноватости, изучения газо-жидких включений, теплофизических исследований и т. д. Проведена была также гидрогеологическая и гелиевая съемка по линиям главнейших разломов.

Наиболее массовым видом исследований на скв. СГ-3 являлось оперативное слежение (ОС) за физико-химическими параметрами промывочной жидкости. На скв. СГ-3 он применялся впервые как самостоятельный, причем комплекс определений был значительно расширен. Методика его проведения была разработана специально применительно к задачам и условиям сверхглубокого бурения.

Формирование свойств промывочного раствора в основном обусловлено двумя причинами: 1) внесением в глинистый раствор различных добавок (СМАД, ОКСИЛ, УЩР, хромпик, сода и т. д.); 2) притоком в ствол скважины подземных вод, изменяющих физические и химические параметры раствора.

Для учета влияния техногенных причин была проведена серия специальных лабораторных экспериментов, позволивших выделять при анализе данных ОС изменения, вызванные подземными водами. Преимуществом метода ОС является его оперативность, простота, возможность проведения массовых замеров; недостатком — невозможность точного количественного определения свойств встреченного скважиной подземного флюида. Для изучения гидродинамических параметров встреченных скважиной водоносных зон был разработан специальный метод (СРП), позволивший приближенно определять без спуска специального оборудования пластовое давление, коэффициент водопроводимости и некоторые характерные коэффициенты химического состава. Однако широкому использованию метода препятствовало отсутствие точного баланса промывочной жидкости на «входе» и «выходе», обусловленное конструктивными особенностями буровой установки. Требования к высокой точности измерения расхода определяются весьма малой величиной притока подземных вод в ствол скважины. Возможность применения упомянутых методов объясняется тем, что пластовые давления на больших глубинах превышают вес столба промывочной жидкости. К сожалению, применение испытателей пласта на буровом инструменте оказалось невозможным из-за высоких давлений и опасности создания аварийной обстановки при работе с ними.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ПЕЧЕНГСКОГО СУБАРТЕЗИАНСКОГО БАСЕЙНА

Кольская сверхглубокая скважина вскрыла разрез, свойственный древним протерозойским артезианским бассейнам наложенного типа. По своему строению он соответствует артезианским бассейнам межгорных впадин. В этом разрезе четко выделяются два этажа. Верхний этаж (0—6835 м) сложен метаморфизованными осадочными и вулканогенными образованиями печенгского комплекса (собственно артезианский бассейн), нижний — интенсивно метаморфизованными породами архея (фундамент артезианского бассейна). Максимальные значения открытой пористости пород не превышают 2—3 %, а средние составляют менее 1 %. Поэтому, распределение флюидов в пространстве определяется трещиноватостью водовмещающих пород. Глубина зоны экзогенной трещиноватости колеблется от 500 до 2000 м, составляя в среднем 800 м. Подземные воды этой зоны формируют слой фронтальной циркуляции, определяющий региональный подземный сток на Кольском полуострове. Обычно они слабо минерализованы, имеют атмосферное происхождение.

Интенсивность экзогенной трещиноватости весьма слабая, что обусловлено характером развитых в районе пород. Коэффициенты водопроводимости редко превышают 1—2 м²/сут, и только в зонах тектонических нарушений несколько увеличиваются.

Нижняя граница зоны экзогенной трещиноватости, как уже отмечалось, располагается на глубине около 800 м. В разрезе скв. СГ-3 (по данным Ю. П. Смирнова) до глубины 2,5—3 км встречаются трещины различных направлений, в интервале 2,5—4,3 км преобладают вертикальные и наклонные, ниже широкое распространение имеют горизонтальные трещины. С глубины 8,2 км вновь появляются крутонаклонные трещины. Почти все трещины заполнены жильным материалом.

Обращает внимание факт неравномерного распределения зон повышенной трещиноватости по глубине и резкие колебания их мощности.

До глубины 4,5—4,6 км мощность трещинных зон колеблется от 30 до 80 м, и располагаются они сравнительно редко — через 500—1500 м. Породы вне этих зон практически непроницаемые (10^{-5} — 10^{-6} мД). При этом интервалы повышенной трещиноватости группируются в крупные зоны мощностью 500—800 м, внутри которых наблюдается дватри локальных максимума. Именно к таким зонам приурочены подземные воды трещинно-жильного типа (рис. 1.77). Однако, судя по интенсивности водопроявлений, проницаемость этих зон сравнительно невелика, а пластовые давления относительно низкие.

До глубины 4,5 км выделены три такие зоны в интервалах 300—620, 1050—1840 и 2300—2870 м. Ниже 4,5 км мощность отдельных водоносных трещинных зон увеличивается, а расстояние между ними сокращается. В породе преобладает четко выраженная рассланцованность, меняется основное направление трещин. Все это свидетельствует о различной природе водоносных трещинных зон выше и ниже 4,5 км.

В. Д. Безроднов [6] назвал нижнюю часть разреза зоной регионального тектонического рассланцевания, хотя, по-видимому, правильнее бы называть ее зоной регионального разуплотнения. Нижняя ее граница опускается до глубины 9 км, а общая мощность зоны превышает 4 км. Вся она насыщена свободной (гравитационной) водой, о чем свидетельствует почти постоянный приток воды в ствол в процессе бурения (по данным обработки ОС).

Подобный гидрогеологический феномен обнаружен впервые при бурении Кольской сверхглубокой скважины. По результатам гидродинамических испытаний коэффициент фильтрации пород в водоносной зоне 6170—6470 м составил 10^{-7} м/сут, что на один-два порядка выше величины проницаемости по керну¹. Это имеет принципиальный характер, так как ранее метаморфические породы на таких глубинах считались вообще непроницаемыми для воды вне зон тектонических нарушений при реальных для полевого опыта градиентах напора. В данном случае в полевых экспериментах создавался градиент напора 100 м/м, а в лабораторных — 10—40 тыс. м/м. Одновременно установлено, что пластовое давление здесь приближается к геостатическому, что и предопределяет заметный приток подземных вод в ствол скважины при общей низкой проницаемости пород.

Ниже глубины 8,9—9 км резко уменьшается количество и мощность зон трещиноватости, содержащих подземные свободные воды. Эти небольшие (10—20 м), довольно интенсивные зоны, имеют, скорее всего, локальное распространение, о чем свидетельствует быстрое прекращение водопритока после вскрытия зоны скважиной. В то же время, большая интенсивность водопритоков свидетельствует о достаточно высокой проницаемости указанных водоносных зон.

Все обнаруженные в разрезе зоны трещиноватости содержат свободную (гравитационную) воду и четко проявляются при вскрытии в изменении различных показателей промывочной жидкости при анализе результатов ОС.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Химический и газовый составы подземных вод зоны экзогенной трещиноватости Печенгского субартезианского бассейна изучены достаточно подробно. Здесь в толще трещиноватых пород различного генезиса циркулируют в основном ультрапресные и пресные воды гидро-

¹ В лабораторных условиях проницаемость определена в вертикальном направлении, а в полевых — в горизонтальном, т. е. в направлении преимущественного разветвления трещиноватости.

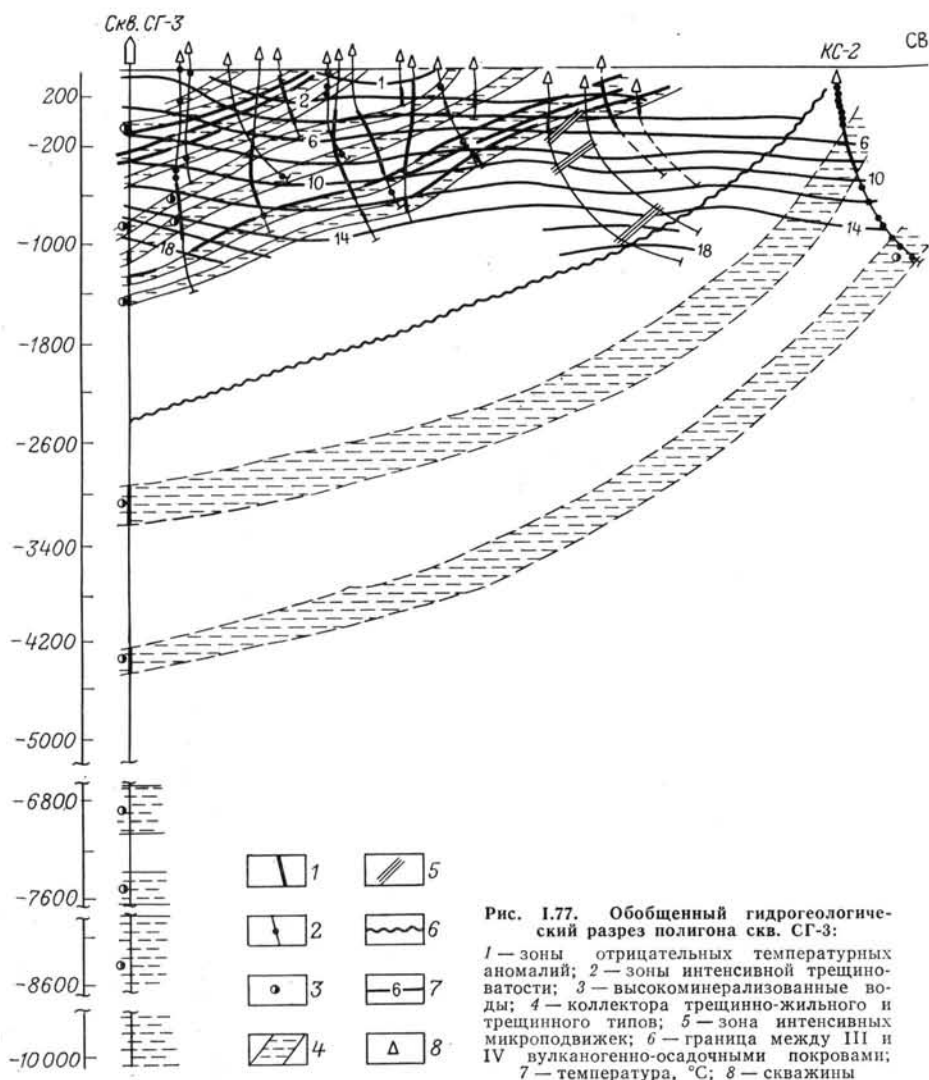


Рис. 1.77. Обобщенный гидрогеологический разрез полигона скв. СГ-3:

1 — зоны отрицательных температурных аномалий; 2 — зоны интенсивной трещиноватости; 3 — высокоминерализованные воды; 4 — коллектора трещинно-жильного и трещинного типов; 5 — зона интенсивных микроподвижек; 6 — граница между III и IV вулканогенно-осадочными покровами; 7 — температура, °C; 8 — скважины

карбонатно-кальциевого состава. Минерализация их редко достигает 0,5 г/л. На участках распространения сульфидной минерализации пород появляются воды сульфатно-кальциевого состава с минерализацией до 2 г/л и более. Такие воды обычно занимают часть разреза, но иногда они развиты на всю мощность зоны экзогенной трещиноватости. Формирование этих вод связано с окислением сульфидных минералов. Состав растворенных газов (N_2 , O_2) свидетельствует о метеорном происхождении этих вод.

Аномальные отклонения от описанного состава отмечаются только в зонах «раскрытых» разломов. Такие крупные согласные разломы, как Порыташский, Лоттинский, Колосийокский хорошо выражены морфологически (ложбины стока, болота), однако заметных глубинных гидрогеологических проявлений в их пределах не обнаружено. Наряду с этим, пересечение согласного разлома радиальным, даже небольшой протяженности, вызывает разгрузку глубинных вод и газов.

По сравнению с зоной экзогенной трещиноватости глубокие части Печенгского субартезианского бассейна изучены довольно слабо. В разрезе скв. СГ-3 трещинно-жильные подземные воды, приуроченные к зо-

нам согласных разломов, зафиксированы в интервалах 463—470, 580—610, 1135—1170, 1760—1812, 3317—3448 м. Две первые зоны были вскрыты и опробованы в скважине-спутнике СП-1. Подземные воды в них имеют слабовосстановительные свойства ($Eh = -20\text{ mv}$) и высокую щелочность ($pH = 9,4$), хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав, минерализацию 3,7 г/л.

Две следующие водоносные зоны имеют аналоги в одной из разведочных скважин, расположенных в 250 м к северу от скв. СГ-3 (на глубине соответственно 900 и 1200—1350 м). Зональное опробование показало, что подземные воды имеют здесь хлоридный кальциево-натриевый состав, слабощелочную реакцию ($pH = 8,5$), минерализацию соответственно 24 и 51 г/л.

В нижней зоне (3317—3448 м), по данным ОС, химический состав подземных вод мало отличается от предыдущих интервалов, но минерализация их значительно выше, что подтверждается наличием сульфатов и галоидов.

Зона «регионального разуплотнения», проявившая водоносность в интервале 4,5—9 км аналогов в разведочных скважинах не имеет, за исключением самой верхней части (4565 м), аналог которой был вскрыт в 3 км к северу от скв. СГ-3 на глубине 1520 м. Здесь была получена смесь технической и пластовой воды, имеющая нейтральную реакцию ($pH = 6,8$) и хлоридно-кальциевый состав. Формула Курлова для нее имеет вид

$$M_{19,7} \frac{Cl_{99} HCO_3^1}{Ca_{84} Mg_{12} Na_4}.$$

Следует отметить, что для промывки скважины в процессе бурения применялась ультрапресная вода ($M \ll 1$ г/л), которая могла только разбавить пластовую воду. Описанная зона не имеет гидравлической связи с вышележащими зонами, так как при ее вскрытии уровень воды в скважине мгновенно поднялся на 80 м.

Исследования в поисково-разведочных скважинах позволили более точно и однозначно интерпретировать результаты ОС в более глубоких интервалах разреза скв. СГ-3, где этот метод определения химического облика подземных вод оказался практически единственным.

Водоносный интервал 5325—5345 м разделяет зону разуплотнения на две части с различными гидрохимическими характеристиками. Верхняя часть имеет сравнительно невысокие концентрации солей в подземных водах.

Если учесть сильную разбавленность фильтрата по сравнению с подземными водами, то можно прийти к выводу, что до этой глубины химический состав подземных вод не претерпевает существенных изменений. Вероятно, здесь имеют место в основном вариации минерализации.

Ниже гидрохимическая обстановка резко меняется. До глубины 7 км отмечалось внедрение в ствол скважины практически чистых хлоридно-натриевых (возможно гидрокарбонатно-хлоридных) вод. В качестве примера можно привести формулу фильтрата с глубины 6720 м:

$$M_{10,3} \frac{HCO_3^{66} Cl_{33}}{Na_{99}}.$$

При вскрытии зоны pH снизился до 7,5 относительно фоновых значений 8,5—9.

Исходя из наиболее вероятной общей минерализации подземных вод, можно полагать, что степень разбавления в этой пробе составляет примерно 100—120.

Ниже глубины 7050 м гидрохимическая обстановка снова резко изменяется. Здесь, судя по интенсивности изменения физико-химических

параметров промывочной жидкости, развиты высокоминерализованные хлоридные кальциевые и кальциево-натриевые воды, находящиеся под очень высоким давлением.

Отсутствие (по техническим причинам) полных анализов фильтра ниже 8 км затрудняет идентификацию химического состава внедряющих рассолов, но, судя по макрокомпонентному составу, до глубины 8,9 км они изменяются не существенно. Еще ниже отмечаются кратковременные, но весьма интенсивные внедрения подземных вод различного состава.

При всей приближенности гидрохимических характеристик нижних интервалов скв. СГ-3 можно наметить некоторые закономерности изменения химического состава подземных вод с глубиной.

1. В интервале 0,8—5 км развиты хлоридные натриево-кальциевые воды с $pH=8,5-9$, содержащие в повышенных концентрациях J, Br, K и, возможно, В. В нижней части этого интервала тип вод сменяется на хлоридно-кальциевый. Минерализация воды с глубиной постепенно увеличивается, достигая в отдельных интервалах предельных концентраций. В низах этой зоны уменьшается относительное содержание Na, и воды приобретают хлоридный кальциевый тип.

2. В интервале 5,3—7 км развиты нейтральные или слабокислые ($pH \leq 8$) хлоридные натриевые воды.

3. Ниже глубины 7 км развиты нейтральные или слабокислые хлоридные кальциевые и натриево-кальциевые воды высокой минерализации.

В целом, верхняя и нижняя зоны содержат воды, которые по своему химическому облику чрезвычайно похожи на «метаморфизованные» седиментационные воды претерозойских и палеозойских отложений древних платформ, межгорных и предгорных впадин.

Изучение состава растворенных газов встречает значительные трудности, поскольку газы определялись в глинистом растворе и породах на поверхности. Естественно, что при подъеме и снижении давления значительная их часть улетучивается. В некоторых случаях вытекавший из скважины раствор «кипел» водородом. Кроме того, в раствор в значительных количествах попадают атмосферные газы и углеводороды из технологических добавок. Можно было бы указать еще на ряд факторов, но главное заключается в том, что все они не поддаются количественной оценке.

В зоне экзогенной трещиноватости в составе растворенных газов преобладают атмосферные. Ниже, до глубины 2—2,5 км значительную роль играют углеводородные газы и азот. Содержание водорода с глубиной возрастает, и в интервале 2,8—3 км он становится преобладающим. Вниз по разрезу существенно увеличивается концентрация растворенного гелия. С отметки около 6 км его содержание в воде становится соизмеримым с содержанием водорода, а иногда и превосходит его. В силу своей инертности гелий является наиболее информативным как индикатор притока. Углекислый газ в растворе может иметь несколько источников. Тем не менее, сопоставление результатов анализов глинистого раствора и состава газов в межкристалльных порах и внутрикристалльных флюидных включениях дает основание утверждать, что с глубины 5,5—6 км в составе растворенных газов углекислый газ начинает играть заметную роль. В целом газонасыщенность подземных вод довольно низкая.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ГИДРОФИЗИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Результаты гидрогеологических исследований, проведенных в Кольской сверхглубокой скважине, показали, что свободные гравитационные подземные воды распространены во всей толще древних глубоко мета-

морфизованных пород Печенгского субартезианского бассейна (более 10 км). Проявления подземных вод в таких условиях при прямых полевых исследованиях наблюдались впервые.

Важно отметить, что по своему химическому облику в пределах большей части разреза они подобны метаморфизованным морским седиментационным (формационным) водам глубоких горизонтов древних платформ (в том числе Восточно-Европейской), предгорных и межгорных впадин. Это позволяет предположить, что по меньшей мере частично в толще метаморфизованных пород сохранились воды, сингенетичные первичным отложениям, но претерпевшие затем длительную и сложную эволюцию в процессе геологической истории. Это предположение хорошо согласуется с результатами исследований во многих районах мира [83, 88, 97].

Для выяснения генезиса воды, участвовавшей в метаморфических преобразованиях пород, был выполнен изотопный анализ кислорода и водорода в шести образцах керна различных пород, содержащих минералы с гидроксильными группами в интервале 7455—10 190 м (табл. I.33). Сопоставление дейтерия (D) и ^{18}O позволяет разделить исследованные образцы на две группы: к первой относятся пробы, содержащие более 10‰ ^{18}O , ко второй — менее 9‰. В первую группу попали все исследованные гнейсы (пробы 1, 2, 6) и биотит-амфибол-плагиоклазовый сланец (проба 4), во вторую — амфиболиты с глубины 8862 м (проба 5) и тальк-биотит-тремолитовый сланец (проба 3). Многочисленные исследования показывают, что средняя величина $\delta^{18}\text{O}$ для основных и ультраосновных пород колеблется от +5 до +7,5‰ и практически никогда не превышает указанных величин. Некоторое увеличение $\delta^{18}\text{O}$ может быть вызвано вторичными процессами, в основном низкотемпературными. В то же время для морских осадков характерно высокое содержание ^{18}O (до 25‰ для глинистых и кремнистых илов). По относительному содержанию D породы первой группы так же тяжелее примерно на 10‰, причем надо отметить чрезвычайную устойчивость этой величины.

Имеющиеся данные по изотопным равновесиям позволяют реконструировать изотопный состав воды, участвовавшей в метаморфических преобразованиях пород. Для первой группы характерно нахождение $\delta^{18}\text{O}$ от +8 до +9‰, δD от -30 до -40‰; для второй — $\delta^{18}\text{O}$ от +6 до +7‰, δD от -50 до -60‰.

Приведенные данные позволяют сделать ряд выводов.

1. Породы первой группы по изотопным соотношениям являются скорее всего первично-морскими осадочными образованиями. Гидратированные минералы в них образовались при участии «метаморфической» воды, высвободившейся при дегидратации высоководных минералов более низких ступеней метаморфизма, которая в свою очередь имела вероятнее всего морское происхождение. Повышенное содержание ^{18}O в двуслюдяных меланократовых гнейсах может быть связано с относительным преобладанием пелитовых фракций в исходных отложениях.

2. Амфиболит (проба 5) образовался при метаморфизме изверженных пород при участии магматических вод.

3. Ультраосновные породы, из которых сформировался тальк-биотит-тремолитовый сланец, подвергались проработке метаморфическими, исходно морскими водами, что привело к некоторому повышению содержания ^{18}O и D. Вода, по-видимому, поступала из вмещающих осадочных толщ. Именно по этой причине данная проба занимает промежуточное положение между породами первой группы и вышеупомянутыми амфиболитами.

Особый интерес представляет изотопный состав воды из мусковита с глубины 10 190 м. Мусковитизация здесь является поздним процес-

сом — регрессивным метаморфизмом. При электронномикроскопическом исследовании керна видно, что часть кристаллов мусковита росла в открытых пустотах породы, которые потом оказались или целиком, или частично заполненными (рис. 1.78). Полученный результат показывает, что мусковит возник при участии воды, изотопный состав которой наи-

ТАБЛИЦА 1.33
РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ АНАЛИЗОВ ОН' — ГРУПП В МИНЕРАЛАХ

№ проб	№ образцов	Глубина отбора, м	Порода	Порода		Вода		Генезис
				$\delta D \text{ ‰}$	$\delta^{18}O \text{ ‰}$	$\delta D \text{ ‰}$	$\delta^{18}O \text{ ‰}$	
1	24199	7455	Глиноземистый гнейс Биотитовый гнейс (теневые мигматиты)	—	+10,6	—	+8,0	Осадочный То же
2	24265	7932		—78	+10,4	—40	+8,0	
	26681							
	26686							
	26688							
	26721							
3	26722	8028	Тальк-биотит-тремолитовый сланец	—82	+8,8	—50	+7,0	Магматический, проработанный морской водой
	27282							
	272846							
4	28748	8360	Биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы	—80	+10	—40	+8,0	Осадочный
	28767a							
	28768a							
5	31569	8862	Амфиболиты	—92	+6,9	—60	±6	Магматический
	31570							
6	37804	10 182—10 190	Двуслюдяные меланократовые гнейсы	—82	+11,8	—35	+9	Осадочный
6'	„	10 182—10 190	Мусковит из гнейса	—78	+9,4	—30	+6,4	—

более близок к океаническому стандарту и соответственно далек от изотопных соотношений, свойственных «магматическим» водам (см. табл. 1.33), из всех выполненных определений. Эта вода несомненно является метаморфической. Некоторое обеднение кислородом и обогащение дейтерием может быть следствием того, что значительная часть воды могла быть израсходована раньше в процессе метаморфизма на образование других гидроксилсодержащих минералов. С учетом гидрогеохимических данных эти воды наиболее вероятно являются первично-седиментационными, но прошедшими затем длительную и сложную эволюцию.

Как отмечалось выше, скв. СГ-3 вскрыла разрез, типичный для древних протерозойских бассейнов. Вышеприведенные результаты исследований позволяют выделить в нем несколько гидрогеологических зон: 1) зона регионального подземного стока (зона экзогенного разуплотнения); 2) верхняя зона развития жильных вод (зона метаморфического уплотнения); 3) зона регионального тектонического расщепления и гидрогенного разуплотнения пород; 4) нижняя зона жильных вод (нижняя зона уплотнения).

Верхняя зона связана с образованием экзогенной трещиноватости в процессе общего поднятия территории. Мощность ее в среднем составляет 800 м. Ниже расположена практически непроницаемая тол-

ща пород в интервале 0,8—4,5 км. Возникновение водоупорной зоны обусловлено ее приуроченностью к породам, претерпевшим региональный метаморфизм в основном в фации зеленых сланцев, в процессе которого большая часть оставшейся свободной воды была израсходована на образование высоководных минералов, что привело к сильному уплотнению пород. Высокое соотношение связанной и свободной

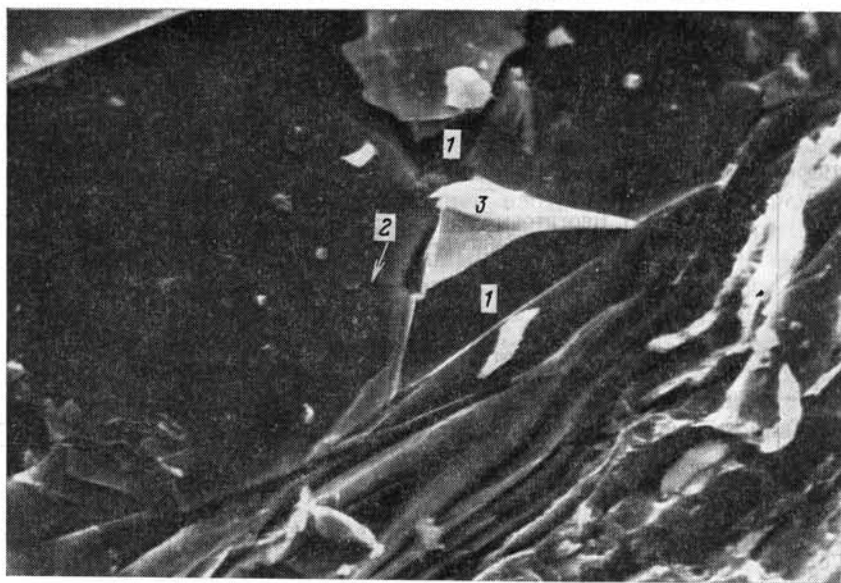


Рис. 1.78. Двухстадийный гнейс (гл. 10 190 м). Шлиф, $\times 200$;
1 — межкристалльные поры, 2 — трещины гидроразрыва, 3 — вторичное заполнение

воды в этой зоне отвечает условиям максимального концентрирования даже слабоминерализованных вод, вплоть до предельных значений, и выпадения солей из растворов. Такое состояние можно считать равновесным для данной стадии метаморфизма. О высокой концентрации метаморфических растворов свидетельствует состав газовой-жидких включений и присутствие среди минералов примесей сульфатов и галоидов¹. Несколько пониженная концентрация солей в водах разломов связана с двумя причинами: а) можно полагать, что в разные эпохи процессы дегидратации и гидратации жильных пород и минералов сменяют друг друга, определяя количество растворителя в гравитационных водах разломов; б) зона развития жильных вод является транзитной по отношению к растворам, формирующимся в более глубоких зонах.

Нижняя граница водоупорной зоны приблизительно соответствует границе смены зеленосланцевой фации метаморфизма на эпидот-амфиболитовую.

В процессе прогрессивного метаморфизма происходит выделение свободного флюида путем его восстановления из минеральных гидратов (хлорита, эпидота, слюды и т. д.). Например, при реакциях дегидратации, приводящих к превращению пород фации зеленых сланцев в породы амфиболитовой фации, из кристаллических решеток силикатов высвобождается H_2O в среднем 2 % (по массе) [103] в интервале глубин 2—3 км.

В указанной выше зоне химически связанная вода ассоциируется с относительно маловодными минералами (эпидот, слюды и др.). На

¹ Эксперименты по выщелачиванию пород в автоклавах показали, что в «сухих» породах протерозоя сохранился значительный резерв легкорастворимых солей.

главной стадии метаморфизма эволюция высоководных минералов в маловодные привела к генерации растворителя и увеличению объема гравитационных вод. Эта вода вместе с ископаемой осадочной водой неравномерно распределена внутри порового пространства и в системе микротрещин по границам зерен.

Ремобилизованная внутри метаморфизируемой толщи вода определяет протекание процессов, ведущих к разуплотнению пород и увеличению их общей пустотности. Во-первых, высокие поровые давления обуславливают процесс возникновения микрогидроразрывов пород в точках, где количество регенерированной воды наибольшее. Во-вторых, эта вода препятствует полному уплотнению пород в процессе перекристаллизации, так как в связи с низкой проницаемостью удаление воды из толщи затруднено. В-третьих, метаморфогенные воды в силу условий своего образования обладают высокой агрессивностью и выщелачивающей способностью и могут растворять некоторые компоненты породы, увеличивая тем самым общую пустотность.

Гидродинамические исследования, проведенные на глубине в 6370 м показали, что коэффициент фильтрации пород составляет здесь 10^{-7} м/сут, т. е. проницаемость их чрезвычайно мала. Несмотря на это, полученные результаты имеют принципиальный характер, так как ранее метаморфические породы на таких глубинах считались вообще непроницаемыми вне зон тектонических нарушений.

Сохранению воды в метаморфической толще способствует ее весьма низкая проницаемость и большое число изолированных пустот (микротрещин). Исследования на скв. СГ-3 показали, что вода может сохраняться в течение чрезвычайно большого времени — более 1 млрд. лет. Все это время сохраняется и зона разуплотнения.

Таким образом, анализ распределения водоносных зон и характера трещиноватости по разрезу скважины приводит к выводу о том, что источником жидкого водного флюида в зоне ниже 4,5 км является дегидратация минералов в процессе метаморфических преобразований.

Учитывая примерное постоянство типов первичных пород во всем разрезе протерозоя Печенгской впадины, можно предположить, что исходно (при зеленосланцевом метаморфизме) породы интервала 4—6,8 км также содержали около 4 % по массе связанной воды. Подсчет показывает, что суммарные потери H_2O в этом интервале составили $5,5 \cdot 10^7$ г/м², т. е. в среднем (с учетом реальных температуры и давления преобразования) 6,7 % от объема исходной породы.

Анализ среднего состава минералов показывает, что суммарный объем преобразованных минералов при переходе от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации составляет в данном случае 0,96 от первоначального объема, а вместе с высвободившейся водой — 1,027, т. е. на 2,7 % больше первоначального объема. Для сохранения первоначального объема пород вода должна быть сжата в 1,7 раза, что требует давлений порядка 30 ГПа, соответствующих мантийным (90—100 км) глубинам (при сохранении «коровой» температуры). Увеличение объема может происходить только за счет разрыва сплошности, так как прочность на разрыв на порядки меньше возникающих при высвобождении воды напряжений. На рис. 1.79 видно, что кристаллы минералов в породе сильно деформированы с образованием пустот (разрывов сплошности), что обусловлено чрезвычайно высокими давлениями высвобождающихся флюидов. В противном случае реакции дегидратации в таком объеме не могли бы завершиться.

Возникающая за счет гидроразрыва пустотность развивается вначале в виде межкристалльных и внутрикристалльных микротрещин, заполненных водой, и лишь в дальнейшем может развиваться макротрещиноватость.

При образовании вторичных водных минералов (мусковитизация) произошло связывание части свободной воды, что сразу привело к уплотнению пород за счет потери пористости, увеличилась средняя плотность и скорость продольных волн, хотя сами новообразованные минералы менее плотные по сравнению с исходными. Важно отметить, что течение этого процесса требовало наличия определенного резерва свободного водного флюида, так же, как и прошедший метаморфизм из амфиболитовой в эпидот-амфиболитовую фацию. Интересно, что примерно здесь же резко уменьшился приток воды в скважину, фиксируемый по данным ОС.

Известно, что реакции дегидратации проходят в довольно узком температурном диапазоне. Тем не менее, переход одной фации в другую при региональном метаморфизме осуществляется обычно постепенно.

В данном же случае уменьшение содержания H_2O в породах и соответствующие изменения физических свойств пород и параметров промывочной жидкости происходят очень быстро — на протяжении нескольких десятков метров. При этом степень дегидратации в верхней части больше, чем в низах протерозойской толщи.

Создается впечатление, что дегидратация пород проходила очень быстро на фоне резкого увеличения температуры. Возникающие при этом дифференциальные напряжения, обусловленные высоким давлением высвобождающихся флюидов, были настолько велики, что вызвали даже деформацию кристаллических решеток некоторых минералов¹.

Все это находит простое объяснение, если принять высказанную выше (см. «Геохимия и условия формирования докембрийских комплексов») точку зрения, что прогрев толщи происходил сверху лавовыми покровами III вулканогенно-осадочной толщи. В этом случае рост температуры должен быть быстрым, а необходимое давление могло создаваться благодаря так называемому автоклавному эффекту. Дальнейшая эволюция пород и их уплотнение связано с возможностью удаления воды из метаморфизирующейся толщи.

Этому вопросу посвящен ряд работ, опубликованных в последнее время [88, 105, 107]. В одних обосновывается возможность удаления воды при погружении пород вследствие увеличения температуры, что приводит к расширению воды и гидравлическому растрескиванию пород². В других рассматривается механизм растрескивания, связанный с уменьшением минимального главного напряжения, что требует привлечения каких-то специфических тектонических процессов.

Первый механизм более реален. Он объясняет, в частности, потерю большей части воды при переходе к амфиболитовой и гранулитовой фациям. К таким же последствиям приводит и уменьшение литостатической нагрузки при подъеме территории в процессе орогенеза, что, видимо, и объясняет преимущественное развитие зон разуплотнения в синклинальных структурах [23].

Ориентировка трещин гидроразрыва определяется пространственным положением эллипсоида напряжений в момент их образования. В соответствии с законами механики трещины ориентируются перпендикулярно к направлению минимального главного напряжения. В отно-

¹ По данным рентгеноструктурных исследований кернa скв. СГ-3, выполненных В. В. Пономаревым.

² Разуплотнение горных пород при нагревании подтверждается и экспериментальными данными [45].

сительно спокойной тектонической обстановке в основном образуются субвертикальные трещины.

Если же горизонтальные напряжения значительно превышают геостатическую нагрузку, что, как известно, характерно для Балтийского щита, то возникают трещины субгоризонтального заложения, которые могут быть открытыми в течение длительного времени. С этим связан феномен регионального рассланцевания пород в верхней части зоны разуплотнения [6], зафиксированный в скв. СГ-3. Направление рассланцевания — субгоризонтальное и не зависит от положения стратиграфических границ. Поскольку высокие горизонтальные напряжения являются обычными для глубоких зон коры, феномен регионального рассланцевания может обнаруживаться достаточно часто.

Несмотря на низкую общую проницаемость пород, высокие градиенты давлений и длительное время их проявления дают возможность воде профильтроваться на значительные расстояния, особенно в тектонически активные периоды геологической истории. Попадая в другую термодинамическую обстановку, например, в зону открытого разлома, растворенные вещества могут выпадать в осадок, давая начало рудной минерализации.

Благодаря наличию свободной воды в зоне разуплотнения, появляется возможность перехода из пород в воду, переноса, переотложения и накопления полезных ископаемых. При этом совсем не обязательно, чтобы в материнской толще были повышенные концентрации соответствующих компонентов.

В качестве примера можно привести то обстоятельство, что в ряде интервалов внутри упомянутой зоны зафиксировано снижение содержания отдельных элементов, в частности рудиния, в породах по сравнению с фоновым, характерным для данного типа пород (см. «Геохимия и условия формирования докембрийских комплексов»). Одновременно здесь же в подземных водах фиксируется резкое повышение его концентрации.

В соответствии с соотношением свободной и связанной воды на разных стадиях метаморфизма можно ожидать, что явление гидрогенного разуплотнения в наибольшей степени будет проявляться в породах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

В заключение отметим, что сейсмическая граница, которая ранее интерпретировалась как граница базальтового слоя, проходит несколько ниже зоны разуплотнения и, по-видимому, фиксирует изменение гидрогеологической обстановки, а не литологии пород. Явление гидрогенного разуплотнения метаморфических пород позволяет по-новому подойти к некоторым вопросам происхождения вторичной пустотности пород и эволюции метаморфических толщ.

Как отмечалось выше, в породах низких ступеней метаморфизма сохраняется значительный резерв легкорастворимых солей, в том числе хлоридов. При дегидратации эти соли снова растворяются, чем и определяется высокая минерализация метаморфогенных флюидов. Благодаря этому возможно образование хорошо растворимых хлоридных комплексов тяжелых металлов и их миграция в таком виде на большие расстояния, где при изменении термодинамической обстановки они могут выпадать из растворов, образуя рудные месторождения. Ввиду повсеместного распространения воды в процесс мобилизации этих компонентов могут вовлекаться значительные объемы метаморфизирующихся пород.

Описанное явление может вызвать также снижение сдвиговой прочности пород и способствовать возникновению тектонических нарушений различной морфологии.

В первую очередь это связано с высоким давлением порового флюида. Экспериментальные данные показывают, что при давлении флюида,

равному давлению нагрузки, прочность породы становится равной ее прочности при одноосном сжатии, т. е. смещение блоков может произойти при весьма небольшом дифференциальном напряжении.

Слабая изученность гидрохимической обстановки не дает возможности сделать вполне обоснованные выводы об условиях формирования и химическом облике подземных вод в зоне разуплотнения. Однако почти полное совпадение границ гидрохимических зон с границами

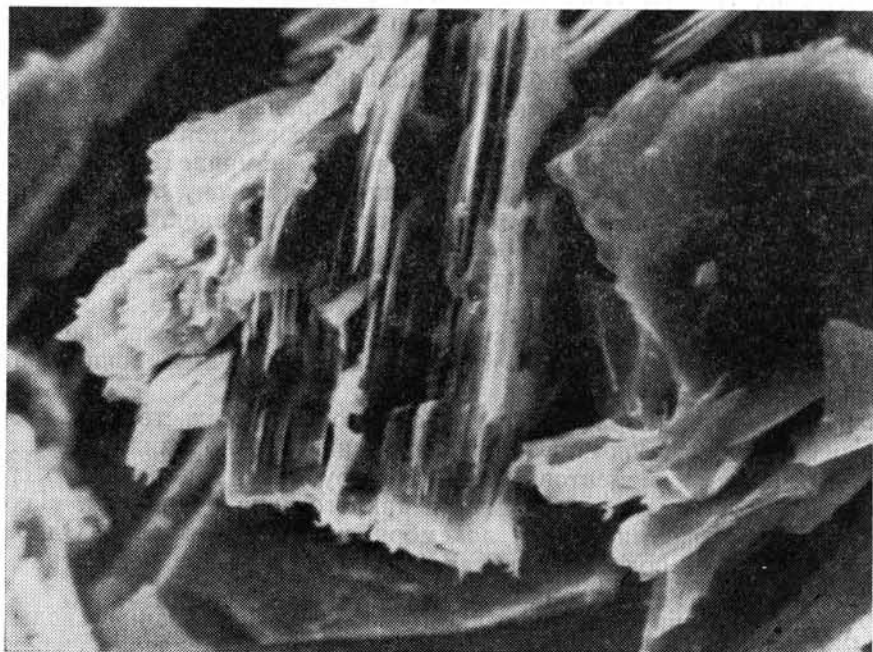


Рис. 1.79. Тальк-биотит-тремолитовый сланец (гл. 8028 м). Шлиф, $\times 600$. Хорошо видны межкристалльные микротрещины

стратиграфических подразделений и их приуроченность к определенным типам метаморфизма позволяет говорить о том, что определяющее влияние на формирование подземных вод оказывает первоначальный облик пород, степень их метаморфических преобразований и современное направление метаморфизма.

Глубже 9 км подземные воды локализируются в небольших по мощности зонах. Однако их проявления чрезвычайно интенсивны, хотя и кратковременны (глубины 9920 и 10 020 м). Можно предполагать, что здесь развиты жильные воды необычного состава. Не исключено, что их формирование связано с более глубокими зонами земной коры.

Возвращаясь к гидродинамической зональности Печенгского субартезианского бассейна, заметим, что каждая из выделенных гидродинамических зон отличается не только качественными и количественными характеристиками трещиноватости, определенными диапазонами изменения фильтрационных свойств и величинами гидростатических давлений, но и свойственными каждой зоне диапазонами изменения геодинамического давления, температуры, показателей газового и химического состава подземных вод. По существу, это — комплексная гидрофизическая зональность, где каждая зона резко отличается по условиям формирования подземных вод от ниже- и вышележащей, зональ-

ГИДРОФИЗИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПО РАЗРЕЗУ СКВ. СГ-3

Гидрофизическая зона	Интервал глубин, м	Основной вид воды в породе	Тип коллектора	Фация метаморфизма	Состав воды	Состав газов (преобладающий)
Зона регионального подземного стока	0—800	Гравитационная	Трещинный	Фация зеленых сланцев	$M < 1$ $\frac{HCO_3-Ca}{SO_4-Ca}$	Воздушные
Верхняя зона развития жильных вод	800—4500	Химически связанная	Трещинно-жильный		M_{50-150} $\frac{Cl}{Ca-Na}$ I, Br, Sr, pH—8,5	(N ₂), CH ₄ , H ₂
Зона регионального тектонического расщепления и гидрогенного разуплотнения пород	4500—9200	Гравитационная	Трещинный			
Верхняя подзона	4500—5850			Эпидот-амфиболитовая фация	$M_{200-300}$ $\frac{Cl}{Ca}$ I, Br, Sr, pH < 8	H ₂ , He
Средняя подзона	5850—6900			Эпидот-амфиболитовая фация	$M > 300$ $\frac{Cl}{Na}$ B, F, Rb, pH < 7	H ₂ , He, CO ₂
Нижняя подзона	6900—9200			Эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации	$\frac{Cl}{Na-Ca}$ Br, I, Rb, B	CO ₂ , H ₂ , He
Нижняя зона жильных вод	9200	Химически связанная	Жильный	Эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации	$\frac{Cl}{Ca-Mg-Na}$	(?)

ность, имеющая самую тесную связь с эволюцией толщи вмещающих пород.

Если в зоне регионального стока основная масса подземной воды образуется под влиянием экзогенного водообмена, то формирование подземных вод в нижних зонах носит явно эндогенный характер. Зону регионального стока и зону рассланцевания отличает абсолютное преобладание свободной, гравитационной воды. Наоборот, зона развития жильных подземных вод характеризуется преобладанием химически связанной воды (при самом высоком по разряду абсолютном содержании). Химически связанная вода во всех зонах представляет пассивный водный резерв, не извлекаемый природными процессами при существующих давлениях и температурах. Общее количество химически связанной воды и характер ее связи (в двух верхних зонах — высоководные, в нижней — маловодные минералы) позволяют восстановить гидрогеологическую эволюцию толщи. В эпоху эпигенетического преобразования пород имели место два основных процесса: отжатие глубинных растворов и изъятие растворителя на формирование вторичных водных минералов. И тот и другой процессы приводят к дегидратации пород и в разные периоды геологической истории проявляются с большей или меньшей активностью. На главной стадии метаморфизма в объеме водных минералов в связанном виде осталось в среднем менее 1 % воды (по массе).

Если учесть, что дегидратация земных недр осуществлялась не столько путем связывания воды, сколько путем отжатия ее к поверхности земли, то станет ясно, что отношение химически связанной и гравитационной воды во времени увеличивалось, происходило перераспределение растворителя и концентрирование метаморфических растворов до предельных величин.

На основании вышеизложенного может быть предложена следующая предварительная модель гидрофизической зональности земной коры в районе бурения скв. СГ-3 (табл. I.34).

Эта модель позволяет не только объяснить природу гидротермальных флюидов, не связанных с интрузиями, понять механизм рассланцевания пород в зонах разуплотнения и образования некоторых типов тектонических нарушений и т. д., но и коренным образом меняет представление о круговороте воды в континентальной коре.

ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ

С каждым годом появляются все новые доказательства того, что континентальная земная кора возникла в самом начале геологической истории и в течение архея — протерозоя прошла сложный эволюционный путь. Быстрый прогресс в изучении раннего докембрия сопровождается появлением все новых гипотез, вызывающих энергичные дискуссии.

Наиболее активно обсуждается вопрос о происхождении первичной земной коры. Одни исследователи различают фрагменты «лунных» анортозитов и базальтов среди древнейших кристаллических сланцев. Другие считают, что первичная кора представлена метаморфизованными базитами-гипербазитами и тоналитами, образовавшимися в результате плавления мантийного вещества. Третьи отводят главную роль в формировании земной коры процессам седиментации и выветривания, которые почти полностью уничтожили ранее существовавшую оболочку магматического происхождения. Широкие дискуссии вызывают также специфика геотектонических режимов и структур архея и раннего протерозоя, воздействие тектонических движений, метаморфизма и магма-

тизма на ранее консолидированные массы, применимость к раннему докембрию принципов актуализма и мобилистских гипотез, закономерности размещения уникальных по генезису и масштабам рудных месторождений [54, 74, 92].

Пересеченный Кольской сверхглубокой скважиной разрез охватывает далеко не весь докембрий. Тем не менее фактические данные, полученные в результате ее проходки, позволяют подойти к обсуждению этих общих вопросов с новых позиций, опираясь на трехмерную геологическую модель Печенгского рудного района. Появление третьей достоверной координаты открывает дополнительные возможности для реконструкции геологических процессов, определивших современный облик района, и оценки альтернативных гипотез о строении и развитии глубинных зон земной коры, сложенной метаморфическими толщами докембрия.

ОБЪЕМНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЕЧЕНГСКОГО РАЙОНА

Напомним, что до проходки Кольской сверхглубокой скважины тектоническое строение Печенгской структуры, соотношения ее южного и северного крыла, поведение на глубину продуктивности толщи трактовались по-разному. К примеру, одна группа исследователей — Г. Т. Макиенко, Л. Я. Харитонов, В. Г. Загородный, С. Н. Суслова и др. — рассматривала Печенгскую структуру как грабен-синклиналь с широким мульдообразным северным крылом и крутостоящим опрокинутым южным. При этом в доказательство приводились ссылки на тождество пород северного и южного крыла. Г. И. Горбунов, Н. А. Курьева, М. А. Гилярова и другие исследователи исключили породы, развитые в южной зоне, из состава печенгских образований из-за сильной измененности и рассматривали Печенгскую структуру как чашеобразную моноклинали, ограниченную на юге крупным разломом.

В последние годы при картировании южного крыла выдвинута несколько неожиданная трактовка строения южного сочленения Печенгской структуры. По мнению Л. И. Увадьева, П. И. Скуфына, А. А. Предовского, Е. Д. Чалых и др., в южной части Печенгской грабен-синклинали на заключительных этапах ее становления сформировалась верхняя, пятая осадочно-вулканогенная толща. Главным отличием этой толщи от нижележащих является обилие в ней среднекислых туфов и пластов дацит-андезитовых порфиритов. Исследователи выделяют самостоятельную южнопеченгскую свиту (и даже серию), относимую к туфогенной пикрито-андезитовой формации.

Мощность печенгского комплекса оценивалась произвольно: от 5 до 18 км.

Учитывая данные сверхглубокой скважины, материалы глубинных гравн-сейсморазведочных исследований, а также результаты передокументации всех обнажений и скважин, расположенных в створе скв. СГ-3, представилось возможным на большом фактическом материале составить первую достоверную трехмерную модель всей Печенгской структуры и ее обрамления (рис. 1.80, см. вклейку). Анализ суммированных таким образом данных позволяет сделать следующие выводы относительно печенгского комплекса:

1) ведущие, маркирующие сейсмометрические горизонты, по данным бурения, соответствующие нижним контактовым зонам никельской и луостаринской серий, отчетливо прослеживаются в северной и центральной частях Печенгской структуры, указывают на сравнительно пологое центроклинальное падение всех линейментов структуры в южных направлениях. Обратного, северного падения осадочно-вулканогенных толщ ни на одном участке, включая и участок развития пород южного крыла, не отмечается;

2) южное крыло — это сравнительно узкая линейная зона, ограниченная с юга и севера крутопадающими разломами, на поверхности представлена осадочно-вулканогенными породами — амфиболитизированными диабазами и сланцами по ним, туфами различной основности с преобладанием среднекислых, филлитами, алевролитами и песчаниками. Наблюдается высокая сходимость литолого-петрографического состава пород этой зоны с образованиями никельской серии. Для них характерно достаточно крутое падение в подавляющем большинстве в южных румбах. Густая сеть разломов обусловила сильную нарушенность пород и широкое проявление здесь интрузивных пластовых тел дацит-андезитовых порфиритов, трассирующих региональные разломы в районе развития протерозойских осадочно-вулканогенных пород. Так, в разрезе скв. СГ-3 встречено пластовое тело дацит-андезитовых порфиритов мощностью 110 м, приуроченное также к крупной межслоевой тектонической зоне (Лучломпольский разлом), расположенной между третьими осадочной и вулканогенной толщами;

3) данные сейсморазведочных и гравитационных исследований, откорректированные по скв. СГ-3, не подтверждают наращивания печенгского комплекса сверху и не фиксируют никаких следов вновь выявленной толщи;

4) ступенчатое уменьшение градиентов силы тяжести в линейной зоне разломов полностью отвергает мнение об опрокинутом южном крыле этой структуры;

5) вероятно, необходимо считать, что печенгский комплекс пород составляет грабен-синклиналь, ограниченную на юге зоной региональных разломов с глубиной их заложения, по данным сейсморазведки, не менее 20 км. Эти разломы, судя по ступенчатому уменьшению градиентов силы тяжести, необходимо рассматривать как систему параллельно-сближенных взбросов. Зона «залечена» гипабиссальными интрузиями андезитового состава;

6) максимальная мощность осадочно-вулканогенных образований печенгского комплекса, по данным гравиметрических и сейсмических исследований, устанавливается в центральной части Печенгской грабен-синклинали, в непосредственной близости к северу от Порьяташского разлома, она оценивается в 8—9 км;

7) учитывая, что к югу от Порьяташского разлома, судя по ступенчатому уменьшению градиентов силы тяжести, мощность осадочно-вулканогенных пород резко уменьшается вплоть до полного их исчезновения за южной границей разломной зоны, возможно предположить, что суммарная вертикальная амплитуда разломов-взбросов здесь составляет не менее 8 км.

Такие крупные вертикальные смещения, объясняющие отсутствие протерозойских пород в южных частях Цветного пояса Кольского полуострова свидетельствуют о весьма энергичных денудационных процессах, происходивших на протяжении сотен миллионов лет в северо-восточной части Балтийского щита. Этим, очевидно, и обусловлены столь большие мощности фанерозойских осадочных пород в примыкающем к щиту с севера шельфа Баренцева моря.

Что касается нижележащих гранитогнейсов кольской серии, то проходка Кольской сверхглубокой скважины также выявила ряд принципиально новых фактов:

1) скважина доказала отсутствие в центральной части Печенгской структуры так называемой тундровой серии, опровергнув тем самым предположение о ее согласном залегании с печенгским комплексом в виде синклинальной складки;

2) вопреки первоначальной интерпретации гравиметрических и сейсмических наблюдений на поверхности, в интервале 6,8—11,6 км сква-

жина вскрыла мощную толщу гранитогнейсов, насыщенную телами амфиболитов, сопоставимую с кольской серией;

3) скважина пересекала толщи первично осадочных гнейсов с ВГМ на разных уровнях кольской серии и тем самым изменила представление о ее стратиграфии;

4) наблюдения за ориентировкой полосчатых текстур в керне выявили достаточно крутое залегание гранитогнейсов и амфиболитов на всем вскрытом интервале и, следовательно, опровергли предположение о затухании складчатости на глубине;

5) в сочетании с геофизическими данными геологические исследования скв. СГ-3 показали, что так называемая поверхность Конрада не может быть объяснена ни переходом от более кислых пород к основным, ни резким фронтом метаморфизма или базификации пород, ни субгоризонтальными тектоническими зонами.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПЕЧЕНГСКОГО РАЙОНА

Базируясь на данных комплексного геологического петролого-геохимического и радиологического изучения глубинных метаморфических комплексов разреза скв. СГ-3 и сравнительном анализе последних с аналогичными образованиями, развитыми на поверхности, рассмотрим в обобщенном виде историю геологического развития континентальной коры Печенгского района. Эта история, охватывающая значительный отрезок докембрийского времени, подразделяется нами на два крупных цикла: архейский, включающий два этапа — 1) седиментация и вулканизм, 2) складчатость, метаморфизм, ультраметаморфизм; и второй цикл — протерозойский, включающий четыре этапа — 1) заложение внутриконтинентального подвижного пояса, 2) андезито-базальтовый вулканизм, 3) пикрито-базальтовый вулканизм и 4) этап складчато-разрывных дислокаций и метаморфизма. Структурно-метаморфическая эволюция пород данного района завершается этапом платформенной активизации.

Архейский цикл (>2,6 млрд. лет)¹ подразделяется на два крупных этапа: на первом этапе происходили седиментация и вулканизм, а во втором — складчатость, метаморфизм и ультраметаморфизм.

Метаморфический комплекс архея, вскрытый скв. СГ-3 на глубине 6842—11 662 м, имеет пестрый состав и ритмично-слоистое строение, выраженное чередованием мощных (от 571 до 1834 м) толщ биотитовых плагиогнейсов с менее мощными (117—780 м) толщами двуслюдяных плагиогнейсов с ВГМ. В целом эти породы занимают 66 % объема описываемой части разреза; с ними повсеместно ассоциируют разрозненные тела амфиболитов (30 %) мощностью до 60 м и гранитоидов (4 %). Вопрос о первичной дометаморфической природе пород весьма сложен. Сохранность почти в каждом слое глубинного разреза неизмененных или незначительно измененных мигматизацией и метасоматозом метаморфических пород позволила реконструировать их первичный состав с помощью петрохимической диаграммы K_2O-SiO_2-CaO (рис. I.81), дискриминационные тренды которой были предварительно выявлены на основе изучения более 1000 анализов, охватывающих пол-

¹ В соответствии с рекомендациями Всесоюзного совещания по расчленению докембрия (г. Уфа, 1977), к архею относятся все образования, возраст которых древнее 2,6 млрд. лет.

ные спектры составов магматических и осадочных пород нормального ряда. Изменения содержаний K_2O и CaO на диаграмме показаны в зависимости от распределения SiO_2 и образуют два диаметрально противоположных тренда, отражающих в общем виде направленность соответственно магматической и осадочной дифференциаций. Фигуративные точки пород архейского комплекса разреза скв. СГ-3 и окружающей по-

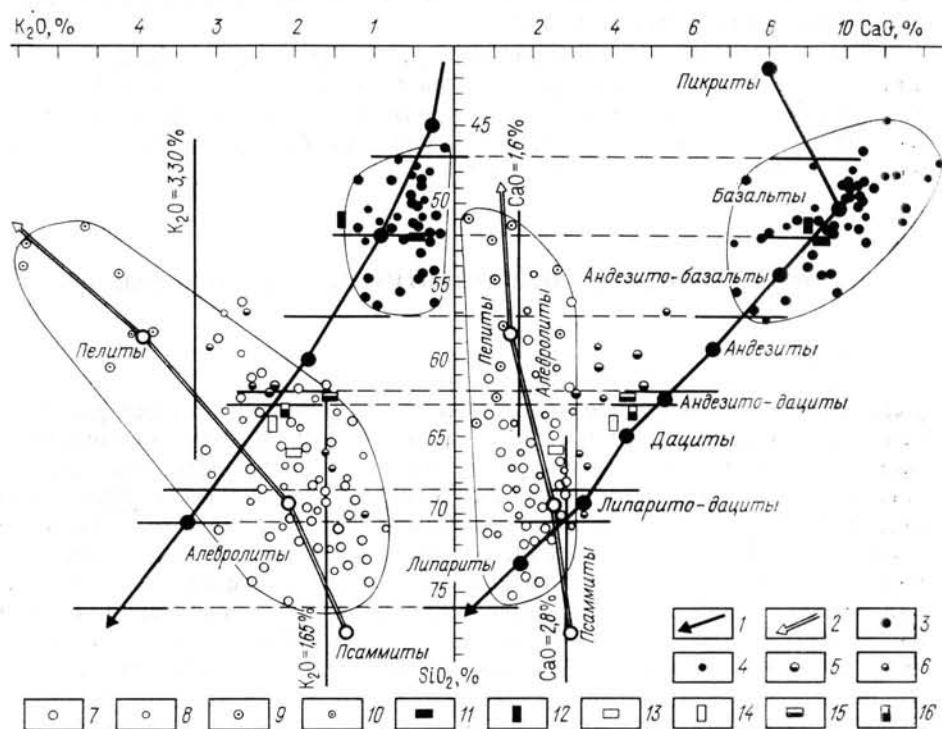


Рис. 1.81. Реконструкция протосостава пород архейского комплекса из разреза скв. СГ-3 (нечетные условные обозначения) и окружающей поверхности (четные условные обозначения):

1 — тренд магматической дифференциации; 2 — тренд осадочной дифференциации; 3, 4 — амфиболиты; 5, 6 — роговообманково-биотитовые плагиогнейсы; 7, 8 — биотит-плагиоклазовые гнейсы; 9, 10 — биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВГМ; 11—16 — средние составы (11, 12 — породы амфиболитовой группы; 13, 14 — породы плагиогнейсовой группы; 15, 16 — породы архейского комплекса)

верхности занимают на диаграмме обособленные области и подразделяются на три группы:

1) метавулканогенные образования, распределение которых согласуется с тендом магматической дифференциации; к ним относятся амфиболиты, метаультрамафиты и часть биотит-плагиоклазовых гнейсов;

2) метатерригенные отложения; распределение соответствующих им составов метаморфитов отчетливо согласуется с трендом осадочной дифференциации. Представлены они в разрезе биотит-плагиоклазовыми гнейсами, в том числе с ВГМ, при этом лейкократовые разновидности соответствуют по химическому составу псаммитам, мезократовые плагиогнейсы — алевролитам, а меланократовые — пелитам;

3) метавулканогенно-терригенные породы занимают промежуточное положение между трендами осадочной и магматической дифференциации. Это самая малочисленная по распространенности (4 % от объема комплекса) группа роговообманково-биотитовых плагиогнейсов.

По совокупности геолого-петрографических и минералого-геохимических признаков (см. «Геохимия и условия формирования...») амфиболитовые породы подразделены на два ряда: Fe-Mg-амфиболиты → Fe-амфиболиты (в том числе и порфиробластовые) → Si-амфиболиты; Al-Mg-амфиболиты → актинолитовые сланцы → талько-актинолитовые сланцы. Первый ряд амфиболитов соответствует вулкано-плутонической ассоциации толеитового типа, он включает соответственно оливиновые базальты — нормальные базальты (в том числе габбро) — андезито-базальты; при этом не исключено, что часть пород этого ряда (Si- и Fe-амфиболиты) может быть параллелизована с метабазами печенгского комплекса. Второй ряд амфиболитов — метаультрамафитов представлен субвулканической ассоциацией (гиперстеновые базальты → пироксениты → оливиновые пироксениты) и полностью относится к образованиям кольской серии. По составу и содержанию редкоземельных элементов амфиболиты идентифицируются с вулкано-плутоническими ассоциациями основных пород архейских зеленокаменных поясов (рис. 1.82). Первично мантийный генезис исходных аналогов амфиболитов кольского комплекса доказывается низким значением первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7040$ (см. табл. 1.18).

Биотит-плагиоклазовые гнейсы, имея переменный минеральный состав, принадлежат к породам нормального ряда ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7\%$) и характеризуются высоким средним содержанием SiO_2 — 68 %; незначительные изменения их химизма с глубиной фиксируются увеличением SiO_2 до 72 % и уменьшением Na_2O до 4 %. На петрохимической диаграмме они занимают область, частично перекрывающуюся с полями кислых эффузивов и полевошпатовых песчаников. Геохимическая формула биотит-плагиоклазовых гнейсов характеризуется обособлением Sc, Be, Zr, Ba, Mo и V, Co, Ga, Ni, Cu, Cr, Sr в самостоятельные группы, что как известно [17] свойственно магматическим породам. Распределение РЗЭ, а также низкое значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7070) в этих породах позволят параллелизовать их с тоналитовыми сериями архея.

Метатерригенные породы в разрезе скв. СГ-3 представлены лейко-, мезо- и меланократовыми плагиогнейсами с ВГМ. Для пород этого ряда характерен единый тренд последовательного увеличения средних концентраций ΣFeO , MgO , K_2O , Rb, Li, Cr, V, Co, Sc и Zn, а также содержаний аксессуарных ильменита, сфена и ортита; на петрохимической диаграмме распределение их согласуется с трендом осадочной дифференциации. Последнее также доказывается типом распределения РЗЭ, высоким значением первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7240$ и наличием в этих породах регенерированных обломочных зерен циркона. Геохимическая формула биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВГМ (Sr, Cu, Mo, Sc, Zr, Cr, Be, Ni, Co, V, Ba, Ga) также указывает на принадлежность их к первично осадочным породам, близким по составу к гидрослюдисто-монтмориллонитовым глинам, ассоциирующим в исходном разрезе с алевропелитовыми и песчанистыми разностями.

Таким образом, первый этап формирования пород архейского комплекса характеризовался накоплением мощных осадочных толщ (глинисто-кремнистая формация) и активной вулканической деятельностью, сопровождаемой излиянием липаритовых, дацитовых и андезитовых лав с подчиненной ролью базальтов и ультрамафитов (базальт-андезитовая формация).

В последующий этап вышеописанные образования испытали складчатость, метаморфизм и ультраметаморфизм в условиях гранулитовой фации, на что указывают крутое залегание контактов и гнейсовидности в разрезе скв. СГ-3, наличие реликтов минеральных ассоциаций в амфиболитах и биотит-плагиоклазовых гнейсах (диопсид, гиперстен, лабрадор — анортит и высокотитанистый биотит с $f = 50-60\%$), а также

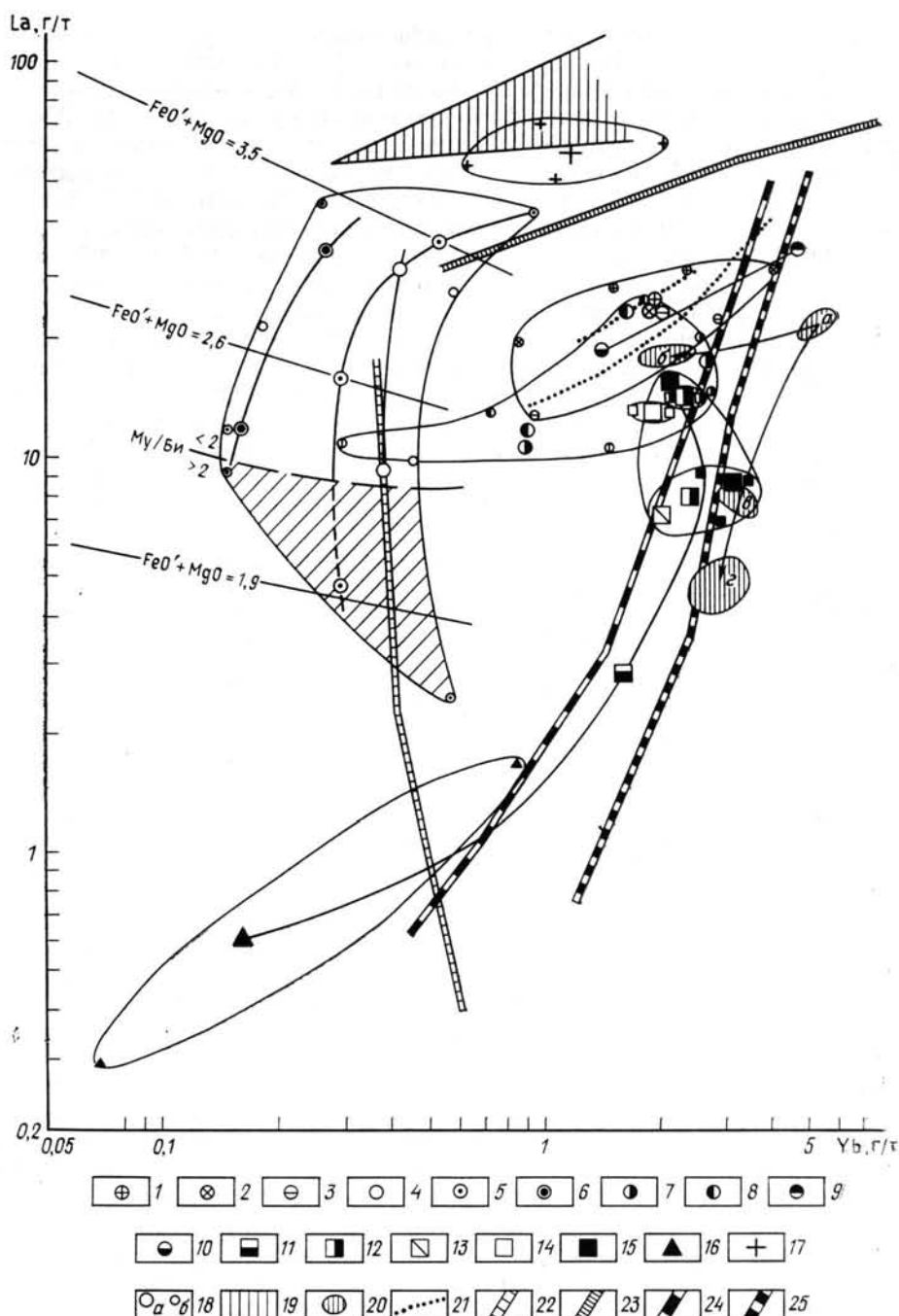


Рис. 1.82. Тренды распределения La и Yb в породах архейского комплекса из разреза скв. СГ-3 и их идентификация с главными структурно-генетическими сериями докембрия и фанерозоя: 1 — меланократовые плагинейсы с ВГМ; 2 — мезократовые двуслюдяные плагинейсы с ВГМ; 3 — лейкократовые двуслюдяные плагинейсы с ВГМ; 4 — биотитовые плагинейсы ($K_b > 10\%$); 5 — биотитовые плагинейсы ($K_b < 10\%$); 6 — биотитовые гнейсы; 7 — лейкократовые эпидот-биотитовые плагинейсы; 8 — мезократовые эпидот-биотитовые плагинейсы; 9 — роговообманково-биотитовые сланцы; 10 — роговообманково-биотитовые плагинейсы; 11 — Fe—Ti-амфиболиты; 12 — Fe-амфиболиты; 13 — Al—Mg-амфиболиты; 14 — Si-амфиболиты; 15 — габбро-амфиболиты; 16 — тальк-актинолитовые сланцы; 17 — постскладчатые порфировидные граниты; 18 — средние (a) и граничные (б) содержания; 19 — гранитоиды лицко-арагужского комплекса (PR₂), по [18]; 20 — тренды метаэффузивных и метантрузивных пород печенгского комплекса (a — метабазальты, б — метаандезит-базальты рифтово-континентальной стадии, в — метагаббро-диабазы, г — метабазальты раннего архея, по [108], 23 — первично-коровых гранитоидов раннего архея Кольского п-ова, по [10], 24 — интрузивных пород, 25 — эффузивных пород раннеархейских зеленокаменных поясов и эффузивных серий фанерозоя)

ассоциирующих с ними мигматит-гранитах (высокотемпературный ортоклаз с неупорядоченным распределением Al в кристаллической решетке, см. «Породы и породообразующие минералы»). Следует также указать, что на поверхности гранулитовая фация в виде реликтовых парагенезисов низких и умеренных давлений встречается повсеместно в северо-восточном [12] и юго-западном [56] обрамлении Печенгской структуры. По аналогии с архейскими комплексами, развитыми на поверхности, можно предположить, что тектонические структуры этого этапа представляли собой синклинорные зоны или асимметричные синклинали в комбинации с куполовидными структурами [44]. Наблюдения по поверхности, кроме того свидетельствуют о многократности складчатых и разрывных деформаций кольской серии при метаморфизме и ультраметаморфизме [37], однако в керне скв. СГ-3 не удается различить эти разновозрастные тектонические элементы.

Радиологический возраст кульминации регионального метаморфизма этого этапа оценивается в 2754 ± 40 млн. лет. Близкие датировки уран-свинцового возраста по акцессорному циркону (2700 ± 50 млн. лет) были также получены А. И. Тугариновым и Е. В. Бибиковой [87] для этапа регионального метаморфизма кольских плагиогнейсов, выходящих на дневную поверхность в районах Пулозеро, Чудзъявр, Оленегорска и Мурманской. Отмечаемая при этом одновозрастность цирконов ($2800 - 2700$ млн. лет) из амфиболитовой и гранулитовой фаций, а также продуктов наиболее раннего гранитоидного магматизма указывают на единый зональный ряд прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма кольского комплекса.

Архейский цикл завершился консолидацией супракrustальных образований (кратонизация) и глубоким размывом.

Протерозойский цикл (2,6—1,1 млрд. лет) характеризуется формированием на архейском фундаменте внутриконтинентального подвижного Печенгско-Варзугского пояса, протягивающегося через весь Кольский полуостров в северо-западном направлении от Варангер-фьорда (Норвегия) до Белого моря. В развитии этого пояса мы выделяем четыре этапа: первый — заложение пояса, второй — проявление андезит-базальтового вулканизма, третий — пикрит-базальтового вулканизма и четвертый этап — складчато-разрывных дислокаций и метаморфизма.

Первый этап отчетливо фиксируется на поверхности участками развития тундровой серии в южном обрамлении Печенгско-Варзугского пояса. Радиологические данные не позволяют точно оценить продолжительность перерыва между консолидацией кольского комплекса и началом заложения внутриконтинентального пояса. Наличие конгломератов и метаморфизованных кор выветривания в основании печенгского комплекса (телевинская свита) позволяет предположить, что протерозойские осадочно-вулканогенные толщи несомненно отлагались на жестком стабилизированном основании, хотя и наследовали при этом генеральное простирание древних структур. Не исключено также, что резкие изменения мощностей конгломератов, вплоть до их выклинивания, указывают на аллювиальное происхождение последних. Палеотектонические условия в период заложения пояса могут быть охарактеризованы в самых общих чертах, поскольку породы тундровой серии интенсивно рассланцованы и подвергнуты зональному метаморфизму в диапазоне от серицит-хлоритовой зоны фации зеленых сланцев до силлиманит-мусковитовой зоны эпидот-амфиболитовой фации, например, в метатерригенных образованиях свит Талья—Тольпыд, развитых в юго-западном и юго-восточном обрамлениях Печенгской структуры.

Переход от первого этапа ко второму был ознаменован резким усилением интенсивности вулканизма в субплатформенных условиях. Об этом свидетельствуют не только большая мощность лавовых потоков

(маярвинская и пиртиярвинская свиты), но также исключительная выдержанность по простиранию и падению маломощных горизонтов осадочных пород (кувернерийюкская и лучломпольская свиты). Состав последних обнаруживает удивительное сходство как в разрезе скв. СГ-3 (рис. 1.83), так и на поверхности и характеризует последовательную смену аркозовых терригенных отложений вверх по разрезу терригенно-

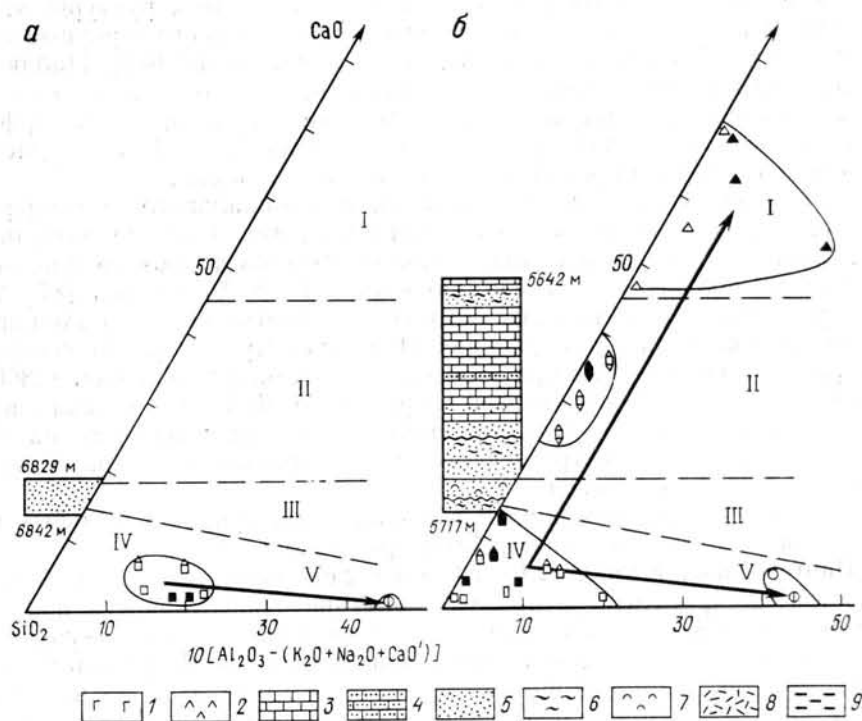
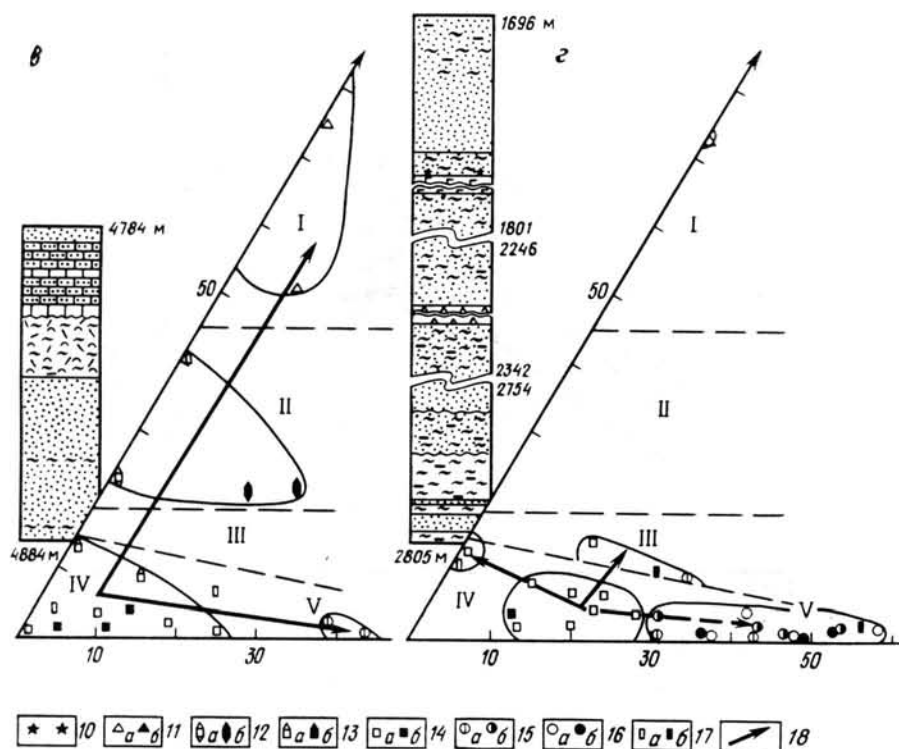


Рис. 1.83. Литолого-петрохимическая характеристика метаосадочных пород печенгского комплекса. Свиты: а — телевинская, б — кувернерийюкская, в — лучломпольская, г — ждановская. Породы: 1 — метаультрабазиты; 2 — метагаббро-диабазы; 3 — доломиты и известняки; 4 — доломитовые и известковые метапелиты; 5 — метапелиты; 6 — металавро-песчаники; 7 — примесь карбонатного материала; 8 — метатифы и метатифиты; 9 — углеродистое вещество; 10 — сульфиды. Составы пород из разреза скв. СГ-3 (а) и окружающей поверх-

карбонатными осадками (с содержанием кальцита и доломита до 70 %) что, как известно, характерно для континентальных мелководных лагун. Петролого-геохимические данные (см. «Геохимия и условия формирования докембрийских комплексов») свидетельствуют о том, что вулканизм начался излияниями однородной недифференцированной магмы (андезито-базальтовая формация), последующая эволюция которой (обогащение расплавов щелочными металлами и летучими компонентами) и ее дифференциация привели к излиянию вулканитов последовательноритмичной трахибазальтовой формации (рис. 1.84). В целом механизм формирования этих формаций можно определить как синексисный [35], согласно которому внедрение мантийной базитовой магмы в «холодную» кислую кору сопровождалось подплавлением и ассимиляцией корового материала и, следовательно, «раскислением» ее первоначального состава. Последующая дифференциация такого расплава привела к обособлению андезитов.

Вулканическая деятельность этого этапа сопровождалась образованием комагматического комплекса габбро-диабазовых интрузий, внедрившихся в породы нижележащей маярвинской свиты.

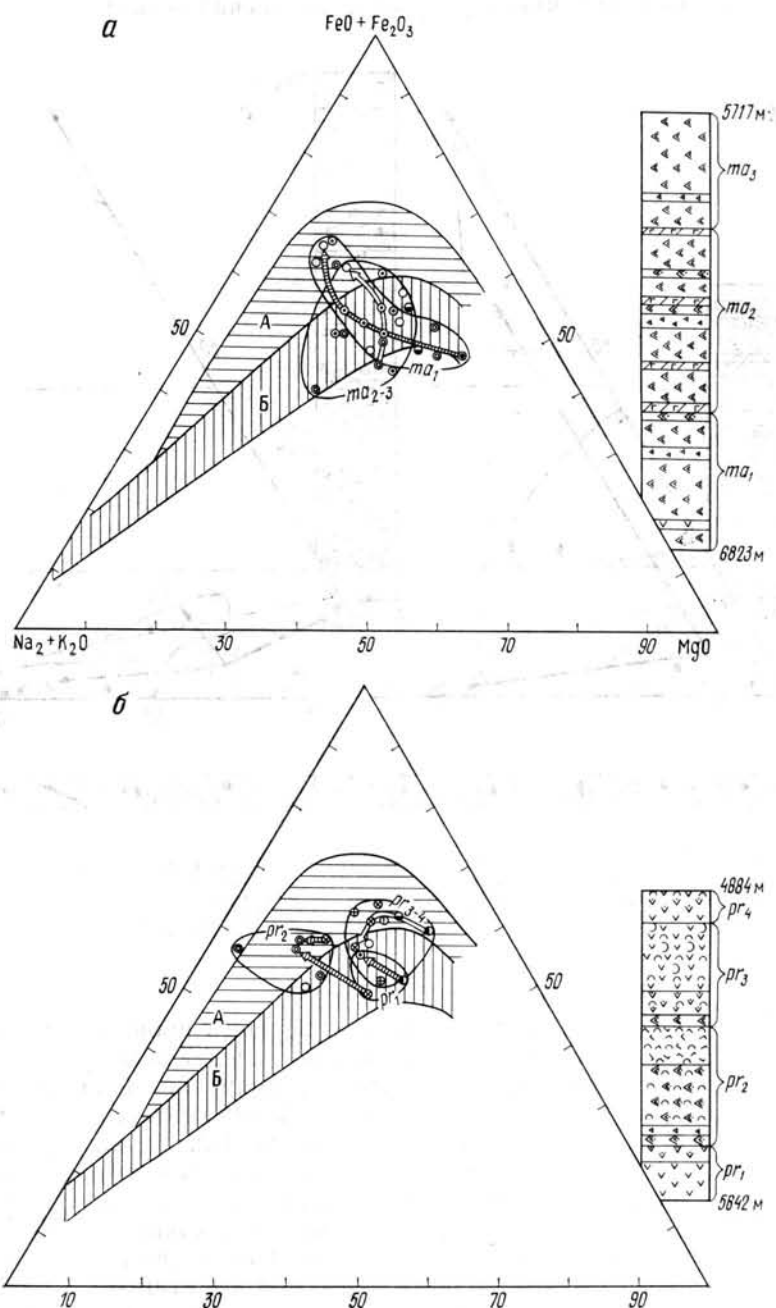
В итоге обе генетически связанные между собой формации — андезитово-базальтовая и трахибазальтовая — образуют, совместно с осадочными породами кувнерининской и лучломпольской свит, единую последовательную осадочно-вулканогенную ассоциацию, которая может быть отнесена к карбонатно-терригенному трахибазальт-андезитобазальтовому формационному ряду (луостаринская серия).



ности (б): 11 — песчаные доломиты и известняки; 12 — доломитовые и известковые метапесчаники; 13 — известковые метапесчаники; 14 — метапесчаники; 15 — метаалевролиты; 16 — метapelиты; 17 — метатuffиты; 18 — тренды осадочной дифференциации (I — песчаные доломиты и известняки; II — доломитовые и известковые песчаники; III — известковые песчаники; IV — песчаники; V — алевролиты и алевропелиты)

Между вторым и третьим этапами перерыв проявлен не столь отчетливо, однако наличие его доказывают следующие факты: развитием коры выветривания в кровле пирттиярвинской свиты, обилием обломочного магнетита в песчаниках лучломпольской свиты и, наконец, резкой сменой вулканических формаций. Так, начало третьего этапа отчетливо фиксируется продуктами излияния недифференцированной толентово-магмы, образующей ритмичную толент-базальтовую формацию (заполяринская свита) с видимой мощностью 1,9 км. Дальнейшая эволюция мантийных очагов и их последовательное опускание привели к появлению в них так называемой коматинитовой магмы, способной давать дифференциаты от ультраосновного до основного и даже кислого состава (см. рис. 1.84). В итоге были сформированы последовательноритмичная пикрит(коматинит)-толентовая формация (матертинская свита) и сопровождающие ее интрузии габбро-диабазового и никеленосного габбро-верлитового (синматертинских) комплексов. Вулканы этапа пикрит-базальтового вулканизма в целом близки по химизму породам толент-коматинитовой ассоциации, широко представлен-

ной в докембрийских зеленокаменных поясах на Балтийском (Ветреный пояс) и других щитах (Украинском, Южно-Африканском, Канадском и Австралийском), что, таким образом, указывает на глобальный характер этого этапа магматизма (а, соответственно, и металлогении) в докембрии.



Специфика третьего этапа нашла свое отражение в характере осадкообразования. Так, ждановская свита имеет гетерогенный разрез, в котором выделяются два крупных ритма: нижний — гравийно-песчанисто-алевролитовый и верхний — алевролит-пелитовый с существенной примесью туфогенного материала (см. рис. 1.83). Указанные фации, а

также состав солей растворенных в подземных водах данной свиты (см. «Гидрогеологический очерк») указывают на морские условия осадконакопления. Присутствующие в разрезе туфы и туффиты близки по составу с вулканитами материнской свиты, и их широкое развитие свидетельствует об активном влиянии на седиментацию вулканизма, обуславливающим поступление в морские бассейны значительных масс сероводорода. Кроме того, отличительной особенностью осадков явля-

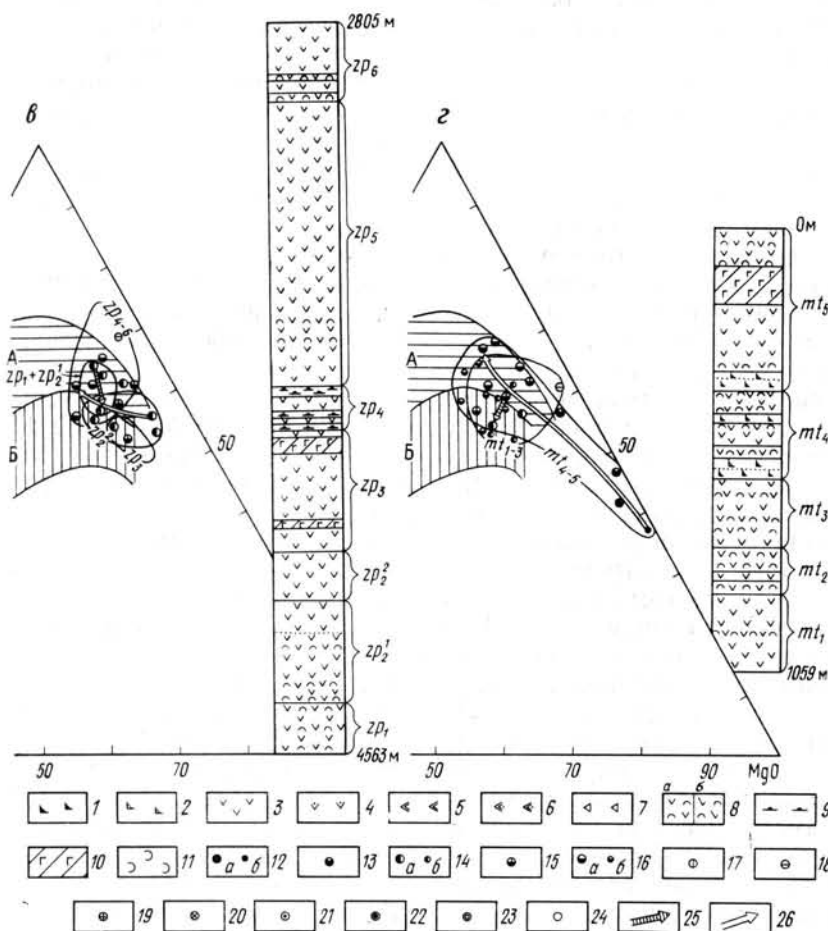


Рис. 1.84. Геолого-петрохимическая характеристика метавулканогенных пород печенгского комплекса.

Свиты: а — маярвинская, б — пиртиярвинская, в — заполярная, г — материнская. Главные типы пород на геологических разрезах: 1 — метапикриты, 2 — метапикрит-базальты, 3 — метабаза-льты, 4 — метатрахибазальты, 5 — метаандезито-базальты, 6 — метатрахиандезито-базальты, 7 — метаандезиты, 8 — метатифы основного (а) и среднего (б) составов, 9 — метатиффиты, 10 — мета-габбро-диабазы, 11 — спилитизация. Составы метаэффузивных пород (а — средние и б — частные значения); 12 — метапикриты; 13 — метапикрито-базальты; 14 — оливиновые метабаза-льты; 15 — дифференцированные метабаза-льты; 16 — метабаза-льты; 18 — низкощелочные метабаза-льты; 19 — спилиты; 20 — метатрахибазальты; 21 — метаандезито-базальты; 22 — пироксен-оливиновые метаан-дезито-базальты; 24 — метаандезиты. Тренды дифференциации метаэффузивных пород: 25 — в нижних и 26 — в верхних частях вулканогенных формаций. Серии: А — гиперстеновая, Б — пик-зитовая.

ется обогащенность их органикой вплоть до образования самостоятель-ных прослоев сульфидно-углеродистых сланцев.

Таким образом, туфогенно-осадочные отложения третьего этапа несут в себе черты различных формаций (граувакковой, флишиодной, черносланцевой) и не соответствуют тем не менее ни одной из них пол-

ностью. Вместе с подстилающей толеит-базальтовой и перекрывающей пикрит-толеитовой формациями они объединяются нами в единый туфогенно-терригенный пикрит-базальтовый формационный ряд (никельская серия).

Этап формирования складчато-разрывных структур и метаморфизма, который завершил протерозойский цикл, несомненно, был длительным и многофазным. Восстановить в деталях всю последовательность тектонических событий этого этапа невозможно. Тем не менее изложенные выше данные позволяют предложить новую интерпретацию структуры Печенгского района. В этой интерпретации деформации и метаморфизм печенгского комплекса связываются не с заключительным этапом развития среднепротерозойской геосинклинали, а с протоактивизацией раннедокембрийских сооружений Кольского полуострова [48]. Действительно, печенгский комплекс образовался в субплатформенной обстановке, а в целом протерозойский вулканизм района носит антидромный характер. Имеющиеся на сегодня геологические материалы лучше всего согласуются с представлением о чешуйчато-надвиговом залегании печенгского комплекса, или, точнее, северного крыла Печенгской грабен-синклинали. Закономерные изменения с глубиной тектур и структур метаморфических пород, появление в них определенной ориентировки кварца, карбонатов, слюд, амфиболов свидетельствуют о том, что поддвиговые перемещения происходили синхронно с прогрессивным метаморфизмом печенгского комплекса, интенсивность которого возрастала от пренит-пумпеллиновой до амфиболитовой фации. Эти процессы захватили также гранитогнейсы и амфиболиты кольской серии и почти целиком уничтожили в них ранее существовавшие минеральные ассоциации гранулитовой фации.

Надвиговые перемещения сопровождались появлением в зонах рассланцевания анизотропии метаморфических пород по внутреннему строению и упругим свойствам. Именно резкий переход от изотропных пород к анизотропным в зоне Лучломпольского разлома определяет геологическую природу первой наклонной сейсмической границы, вскрытой Кольской сверхглубокой скважиной. В разрезе печенгского комплекса мощная зона рассланцевания Лучломпольского разлома совпадает с границей между луостаринской и никельской сериями. Вполне вероятно, что излияния эффузивных пород маярвинской и пирттиярвинской свит сопровождались их низкотемпературными аутометасоматическими и метаморфическими изменениями с образованием гидроксилсодержащих минералов. При последующем прогрессивном метаморфизме всего печенгского комплекса повышение температуры до 500—600 °C могло вызвать увеличение давления по принципу автоклавного эффекта с выделением синметаморфического флюида, обогащенного хлором, йодом, барием, стронцием, калием. Этот эффект способствовал деформациям горных пород и вызывал их гидрогенное разуплотнение (см. «Гидрогеологический очерк»).

Зона Лучломпольского разлома, несомненно, была активной в течение длительного времени. Именно к ней в разрезе скв. СГ-3 приурочено тело дацитовых метапорфиритов, которые по составу и возрасту коррелируются с вулканоплутоническим комплексом южной части Печенгской структуры. Субвулканические элементы этого комплекса трансформируют ось тектонически активной зоны между северной и южной частями структуры (Порыташский разлом), а эффузивные — образуют в ее южной части базальт-андезитовую формацию орогенного типа. Можно предполагать, что на глубине Лучломпольский разлом причленяется к крутопадающей Порыташской тектонической зоне и что именно эти разрывные нарушения создают каркас взбросо-надвиговых дизъюнктивов Печенгской структуры. Напомним также, что в пределах Лучломпольского разлома и вблизи него рассланцованные и метамор-

физованные осадочные и вулканогенные породы содержат аномально высокие концентрации аргона и гелия, которые, очевидно, были привнесены флюидами.

В непосредственной близости к Печенгскому району с этим же этапом связано внедрение гранитов лицко-арагубского комплекса, датироваемых U/Pb методом в 1810 ± 50 млн. лет и Rb/Sr методом в 1720 ± 25 млн. лет [34]. В разрезе скв. СГ-3 жильные тела порфировидных гранитов, относимые к этому комплексу, пересекают гранитогнейсы кольской серии. Соотношения порфировидных гранитов с мусковитсодержащими аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами в керне скважины не установлены, но радиологические данные указывают на близкий возраст тех и других.

Что же касается зон регрессивного дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации, наложенных на чешуйчато-надвиговые структуры Печенгского района, то их возрастное положение неясно. В равной степени возможны два представления: о формировании их в самом конце протерозойского цикла и о принадлежности к следующему этапу платформенного развития и последующей тектоно-магматической активизации Балтийского щита. Характеристика последнего этапа выходит за рамки настоящей работы.

ЭВОЛЮЦИЯ И ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Исследования керна Кольской скважины позволили впервые получить фактические данные о вертикальной зональности оруденения в глубинных зонах земной коры и доказали полихронное происхождение этой зональности. В этом единственном пересечении зафиксированы проявления всех основных рудообразующих процессов, связанных с седиментацией, вулканизмом, интрузивным магматизмом и гидротермальной деятельностью.

К этапу седиментации и вулканизма архейского цикла относятся образования железистых кварцитов, вскрытых скважиной среди метаморфических пород кольской серии. Аналогичные железистые кварциты известны в Печенгском районе на поверхности. За его пределами, в частности, на Оленегорском месторождении, они имеют важное практическое значение. Геохронологическое изучение пород, вмещающих Оленегорское месторождение, с помощью Rb/Sr и K/Ar методов позволило определить минимальный возраст образования железистых кварцитов — 2600 млн. лет [33]. Исследования керна скв. СГ-3 не противоречат этой оценке.

Проявления железо-титановой и сульфидной медно-никелевой минерализации, вскрытые скв. СГ-3 в архейских породах, ассоциируют с телами основного и ультраосновного состава и, очевидно, имеют первично магматическое происхождение. Вместе с тем, они изменены метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации, который, как уже отмечалось, захватил и печенгский комплекс. При метаморфизме титаносодержащих габброидов произошла перекристаллизация титаномagnetита с образованием высококачественных ильменит-магнетитовых руд. Никеленосные ультрабазиты были превращены в биотит-актинолитовые сланцы, причем сульфиды меди и никеля частично мигрировали во вмещающие породы, сохранив изотопные соотношения серы, близкие к метеоритному стандарту. В генетическом отношении медно-никелевая минерализация, вскрытая скв. СГ-3 в кольской серии, аналогичная сульфидным медно-никелевым рудам Аллареченского месторождения, которые также претерпели интенсивный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации.

Что же касается положения железо-титановой минерализации в общей схеме геологической эволюции Печенгского района, то исследования Кольской сверхглубокой скважины не дают на этот вопрос однозначного ответа. Она может быть связана и со вторым этапом архейского цикла, и с протерозойским циклом.

Ранее были приведены доказательства чешуйчато-надвигового строения Печенгского рудного поля и субплатформенных условий образования слагающих его осадочных и вулканогенных свит. Материалы по медно-никелевым интрузиям не противоречат этому выводу, а наоборот, подкрепляют его. В качестве дополнительных аргументов можно назвать: 1) тектонический характер большинства никеленосных интрузивов как со стороны лежащего и висячего бока, так и по простиранию; 2) наклонное залегание первичной расслоенности интрузивов и границ вкрапленных медно-никелевых руд; 3) отсутствие прямой корреляции между мощностью медно-никелевых руд и мощностью основных — ультраосновных тел; 4) исключительную выдержанность медно-никелевого оруденения вниз по падению. Все это вместе взятое, позволяет предполагать, что формирование сульфидных медно-никелевых месторождений Печенгского рудного поля связано с особым геотектоническим процессом — протоактивизацией раннедокембрийских структур земной коры. Этот процесс начался на рубеже архея и протерозоя и достиг своего максимума в середине протерозоя, когда стабилизированные блоки континентальной земной коры были рассеяны крупными разломами, по которым к поверхности поднялись мантийные расплавы и флюиды [47].

С этих позиций никеленосные интрузивы габбро-верлитовой формации вместе с пикрит-базальтовой формацией могут рассматриваться в качестве единой вулcano-плутонической ассоциации, которая завершила формирование печенгского комплекса. Антидромный характер протерозойского вулканизма указывает на последовательное опускание тех очагов, в которых зарождались магматические расплавы. Для никеленосных ультрабазитов глубины плавления мантийного вещества оцениваются в 90—150 км [35]. Появлению пикрит-базальтовой формации предшествовало накопление в условиях мелководного бассейна осадков мощной туфогенно-осадочной ждановской свиты, содержащих большое количество органического вещества и колчеданную пирротинную минерализацию. Первоначально никеленосные интрузивы, вероятно, залегали почти горизонтально. В этом случае становится понятной параллельность границ магматических дифференциатов, бедных и богатых вкрапленных руд наклонным контактам интрузивов и т. д. Исходя из стратиграфической последовательности и мощностей осадочных и вулканогенных отложений никельской серии, минимальную глубину формирования основных — ультраосновных интрузивов и магматических вкрапленных медно-никелевых руд можно оценить в 3—5 км.

При современной геологической изученности Печенгского района нельзя дать сколько-нибудь точных ответов на вопросы о том, насколько чешуйчато-надвиговые дислокации печенгского комплекса изменили первоначальные размеры и форму никеленосных интрузивов и на каком расстоянии от поверхности последние подверглись прогрессивному метаморфизму. Можно, однако, утверждать, что этот метаморфизм происходил при участии интенсивных тепловых потоков с градиентом 50—70° на 1 км. Ультрабазиты и медно-никелевые руды, вскрытые Кольской сверхглубокой скважиной, были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, т. е. при средних температурах и давлениях ($T = 350\text{--}450^\circ\text{C}$, $P = 0,2\text{--}0,3$ ГПа). Метаморфизм сопровождался ремобилизацией рудного вещества. Наиболее важными аргументами в пользу эпигенетического происхождения богатых брекчиевидных руд являются их связь с зонами дислокационного метаморфизма, занимающими

определенное положение в общей вертикальной метаморфической зональности, и тесные сростания сульфидных минералов с силикатными в рассланцованных метаультрабазах и метаосадочных породах, в то время как сульфидные минералы первично магматических вкрапленных руд интенсивно залечиваются гидросиликатами. И тем не менее вопрос о генезисе богатых брекчиевидных руд во многом остается дискуссионным.

Распределение перечисленных типов рудной минерализации по вертикали хорошо согласуется с архейской и раннепротерозойской историей Печенгского района. В кольской серии заключены интенсивно метаморфизованные железистые кварциты, железо-титановые руды, медно-никелевая минерализация, в печенгском комплексе — менее метаморфизованные колчеданная минерализация и сульфидные медно-никелевые месторождения. Но эту стройную схему явно нарушают и усложняют проявления низкотемпературной гидротермальной минерализации, которые впервые были встречены в нижней части печенгского комплекса, а затем прослежены вплоть до 11 км. Хотя масштабы их невелики, открытие этой минерализации на недоступных ранее глубинах позволяет в три-четыре раза увеличить существующие оценки глубин, на которых возможно формирование рудоносных трещинных структур. Большая устойчивость по вертикали минеральных ассоциаций в зонах регрессивного дислокационного метаморфизма, низкие температуры образования сульфидов и результаты изотопных анализов серы указывают на ювенильный источник гидротермальных растворов, имеющих, вероятно, подкоровое происхождение.

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ

Представление о глубинном строении и химическом составе докембрийской континентальной коры является одной из фундаментальных проблем современной геологии, поскольку служит отправным моментом для объективной оценки глобальной направленности эволюции вещественного состава земной коры в ходе ее развития, особенно на ранних стадиях. Правильное решение этой проблемы должно наметить эволюцию первичного состава древнейших комплексов от протокры до современной континентальной коры, выявить механизм их развития, установить специфику флюидного режима и P - T условий их метаморфизма в архее и протерозое и, как следствие, определить источники и направленность развития рудообразующих систем.

На континентах, как известно, сосредоточено около 60 % объема всей земной коры, при этом, по данным различных исследователей [85], расчетный химический состав континентальной коры (без осадочной оболочки) отвечает составу средних пород¹: SiO_2 — 57,4—63,4 ($\bar{x}$ = 60,6); TiO_2 — 0,6—1,2 ($\bar{x}$ = 0,9); Al_2O_3 — 15,0—16,1 ($\bar{x}$ = 15,5); $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 6,1—9,1 ($\bar{x}$ = 7,1); MnO — 0,1—0,2 ($\bar{x}$ = 0,1); MgO — 3,1—5,6 ($\bar{x}$ = 4,0); CaO — 3,8—7,4 ($\bar{x}$ = 5,6); Na_2O — 2,2—3,9 ($\bar{x}$ = 3,2); K_2O — 2,0—3,2 ($\bar{x}$ = 2,8); P_2O_5 — 0,2—0,3 ($\bar{x}$ = 0,2). Максимальные пределы средних значений, отмечаемые с одной стороны для SiO_2 , а с другой — для $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, MgO и CaO , обусловлены различными пропорциями гранитов и базальтов (от 1:2 до 1:1) в расчетных системах, исходя из представления о первично базальтовом составе протокры и степени последующей гранитизации ее верхней части.

¹ Здесь и далее в тексте анализы приводятся в пересчете на сухое вещество (в %).

Прямым доказательством основного состава протокоры обычно принято считать раннеархейские глубокометаморфизованные базитовые толщи и ассоциирующие с ними габбро-нориты — древнейшие офиолитовые ассоциации [66]), а также габбро-анортозиты. Указанные ассоциации рассматриваются в качестве выведенных на поверхность близмантийных горизонтов первичной коры, период формирования которых совпадает с лунной стадией развития Земли. Логическое противоречие между базальтоидным составом первичной коры и резким (более 80 %) преобладанием докембрийских кислых пород на континентах объясняется наложенной гранитизацией за счет интрателлурических или трансмагматических потоков мантийных флюидов, пропитывающих и коренным образом преобразующих протокору одновременно на всех континентах.

Косвенным основанием для суждения о базальтоидном составе протокоры до последнего времени служила двухслойная модель строения континентов Джеффриса. Однако новая интерпретация имеющихся геофизических данных, а также последние материалы ГСЗ по Канадскому и Анабарскому щитам, по Восточно-Европейской и других платформам убедительно показали, что двухслойное строение континентальной коры должно быть опровергнуто, так как на континентах отсутствует повсеместно развитая граница Конрада, разделяющая их на «гранитный» и «базальтовый» слои.

Сказанное фактически подтверждено бурением Кольской сверхглубокой скважины, которая также не обнаружила поверхность Конрада и, более того, показала, что реальный глубинный разрез является, образно говоря, вывернутым наизнанку относительно предполагаемого сейсмического, т. е. на месте ожидаемого «гранитного» слоя оказались метаморфические породы преимущественно основного состава и, наоборот, на месте «базальтового» слоя — мигматит-плагинейсовый комплекс, прослеженный к настоящему времени до глубины 11,6 км.

В последние годы существенной переоценке были подвергнуты представления о химическом составе древнейших образований Земли и их роли в строении континентальной коры. В публикациях [38, 39, 74] появились данные, что аналогами первичной коры следует считать не базиты, а более кислые магматические образования, выплавляющиеся непосредственно из водонасыщенной мантии — тоналит-плагинграниты или андезиты. Однако несмотря на то, что это направление активно и плодотворно развивается, вопрос о химическом составе первичной коры континентов остается до сих пор открытым. Результаты глубинного бурения земной коры, полученные с помощью Кольской сверхглубокой скважины, а также серии глубоких скважин, пробуренных в кристаллическом фундаменте восточной части Русской плиты (параметрическая Миннибаевская скв. 20 000, Ульяновская скв. 663 и Туймазинская опорная скв. 2000), позволяют впервые на фактической основе подойти к решению обсуждаемой проблемы. Построенные с помощью этих скважин глубинные разрезы обнаруживают много общих черт в строении и составе слагающих их метаморфических комплексов (рис. 1.85, в) и могут рассматриваться как опорные компоненты условно единого глубинного разреза докембрия восточной части Восточно-Европейской платформы с суммарной вертикальной мощностью 15—25 км (см. рис. 1.85, б). Принимая во внимание новую сейсмическую модель земной коры [77] для древних платформ (см. рис. 1.85, а), этот разрез экстраполирован до поверхности М (см. рис. 1.85, б) и подразделен нами на три слоя. Первые два верхних слоя благодаря глубокому и сверхглубокому бурению доступны для непосредственного изучения, как это будет показано ниже, определены по вещественному составу соответственно как гранитогнейсовый (0—15 км) и гранулитогнейсовый (15—30 км). Третий (нижний) слой коры, отличающийся резко повышенными величина-

ми скоростей продольных упругих волн (6,8—7,6 км/с) и значительным градиентом увеличения их с глубиной, представляет собой протокуру (или ее автохтонные реликты).

Гранитогнейсовый слой имеет неоднородное строение. Сейсмическая граница между протерозойскими и архейскими образования-

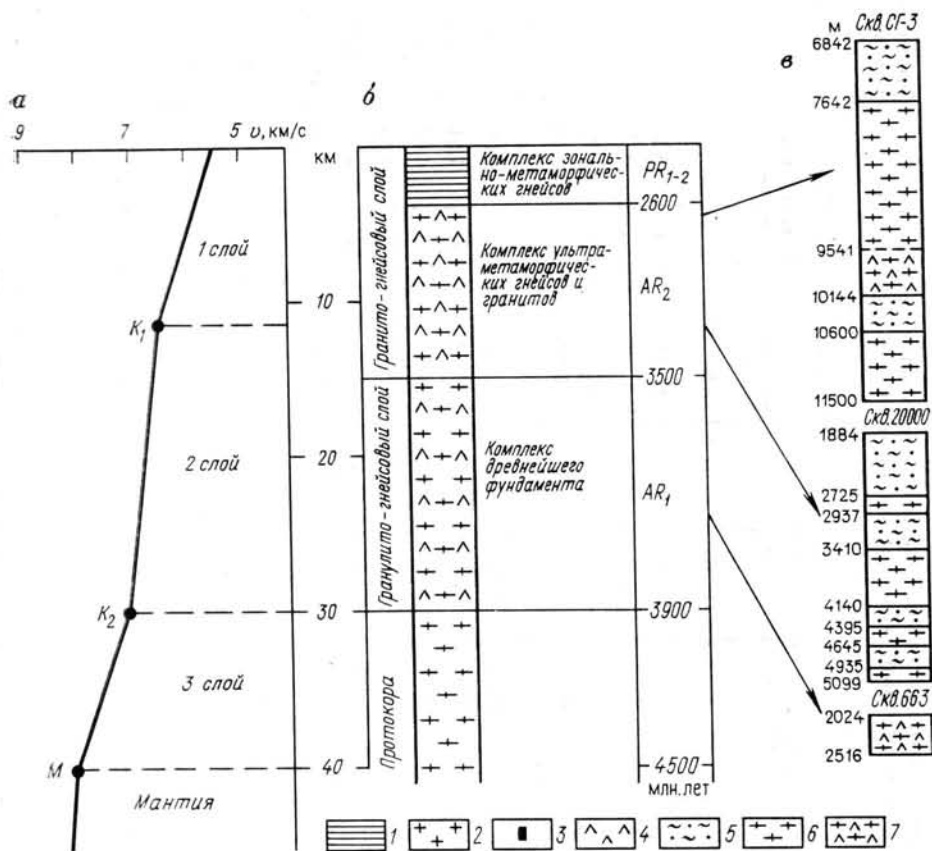


Рис. 1.85. Сейсмическая модель земной коры древней платформы (а) по [77], предполагаемый (б) и исследованные (в) глубинные разрезы Восточно-Европейской платформы:

1 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные метапороды; 2 — граниты; 3 — метавулканиды и тальк-актинолитовые сланцы; 4 — амфиболиты и диопсидовые основные кристаллосланцы; 5 — биотитовые плагиогнейсы; 6 — плагиогнейсы и эндибиты; 7 — биотит-амфиболовые плагиогнейсы и гиперстеновые диоритогнейсы

ми прослеживается на глубинах от 5 до 18 км. Достоверно установленный контакт между ними вскрыт скв. СГ-3 на глубине 6842 м; здесь, в частности, зафиксирован резкий переход между основными метавулканидами протерозойского (печенгского) и кислыми плагиогнейсами архейского (кольского) комплексов. Кольский комплекс вскрыт бурением в интервале 6842—11 662 м (см. рис. 1.85, в); он имеет ритмично-слоистое строение и представлен резко преобладающими плагиогнейсами (70 %) от видимой мощности разреза над амфиболитами (30 %). По составу и типам распределения петрогенных окислов (см. рис. 1.81), а также РЗЭ (см. рис. 1.82) амфиболиты соответствуют континентальным толеитам; плагиогнейсы согласуются с трендами эффузивной и осадочной дифференциаций, а их средний состав указывает на состав исходных пород, соответствующих дацитам. Типоморфные признаки акцессорного циркона из плагиогнейсов с ВГМ ясно свидетельствуют об образовании метатерригенных толщ за счет разрушения исходных дацитов (табл. 1.35, колонки 1—3). Первично мантийный ге-

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АРХЕЙСКИХ ПЛАГИОГНЕЙСОВ И ЭНДЕРБИТОВ, СЛАГАЮЩИХ ФУНДАМЕНТ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И РАСЧЕТНЫЙ СОСТАВ ПЕРВИЧНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ (В ПЕРЕСЧЕТЕ НА СУХОЕ ВЕЩЕСТВО, %)

Окислы	Гранито-гнейсовый слой						Гранулитогнейсовый слой								Протоколы	
	Балтийский щит			Русская плита			Среднее по слою	Балтийский щит				Русская плита				
	1	2	3	4	5	6		8	9	10	11	12	13	14		
																7
SiO ₂	65,05	68,18	67,27	65,27	68,34	66,68	66,94	71,29	65,49	67,23	66,16	70,54	65,18	66,23	66,45	66,10
TiO ₂	0,68	0,32	0,43	0,60	0,55	0,59	0,52	0,29	0,54	0,46	0,58	0,30	0,56	0,51	0,53	0,50
Al ₂ O ₃	16,55	16,86	16,77	17,19	14,37	15,91	16,28	15,55	16,47	16,19	15,30	15,78	16,94	16,71	15,98	16,20
Fe ₂ O ₃	1,03	0,64	0,75	1,39	1,05	1,24	1,03	0,83	1,43	1,25	1,94	0,72	1,40	1,27	1,55	
FeO	6,17	2,17	3,33	5,63	4,87	5,28	4,44	1,59	3,90	3,21	4,60	1,60	3,33	2,90	3,73	4,50
MnO	0,07	0,03	0,04	0,08	0,07	0,07	0,06	0,03	0,10	0,08	0,06	0,03	0,08	0,07	0,07	0,08
MgO	2,33	1,41	1,68	1,99	1,57	1,79	1,74	0,83	1,87	1,56	2,10	1,76	1,91	1,88	1,89	2,20
CaO	1,88	2,54	2,35	2,75	3,59	3,12	2,79	3,39	4,59	4,23	4,91	2,98	4,65	4,32	4,55	5,10
Na ₂ O	3,11	5,40	4,73	2,96	3,08	3,02	3,75	5,18	3,92	4,30	3,19	4,55	4,45	4,47	3,88	4,70
K ₂ O	3,05	2,38	2,58	2,07	2,33	2,18	2,35	0,92	1,69	1,46	1,05	1,74	1,50	1,50	1,30	0,62
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,07	0,07	0,18	0,12	0,10	0,11	Не опр.	0,11	0,16	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,16	0,10
Число проб	69	92	161	25	25	50	211	6	14	20	13	6	41	47	80	Не опр.
Доля в разрезе, %	18,7	46,2	64,9	47,4	39,1	86,5	100	Не опр.	Не опр.	Не опр.	82,0	12,3	50,4	62,7	100	Не опр.

1-3 — биотитовые плагиогнейсы кольской серии из разреза Кольской св. СГ-3 (1 — мезо- и мелнократовые; 2 — лейкократовые, 3 — среднезвещенный состав); 4-6 — породы черемшанской серии из разреза Миннибаевской св. 20 000 (4 — гранато-силлиманит-биотитовые кристаллопласты, в том числе высокоглинозёмистые, 5 — гипертитовые плагиогнейсы, 6 — среднезвещенный состав плагиогнейсов); 7 — средний состав плагиогнейсов комплексов гранитоидного слоя; 8 — эндербиты Канентъяврского массива, Коль-

ский полуостров [20]; 9 — эндербиты волнаволокского комплекса, Карелия [76]; 10 — средний состав эндербитов Балтийского щита; 11 — эндербитогнейсы приказанской серии (мурманский комплекс) из разреза Ульяновской св. 663; 12-14 — плагиогнейсы икской серии из разреза Туляновской св. 2000 (12 — биотитовые, 13 — гипертитовые, 14 — среднезвещенный состав); 15 — средний состав эндербит-плагиогнейсов комплексов гранулитогнейсового слоя; 16 — расчетный состав протоколы.

незис исходных толеитов и дацитов доказывается относительно низкими величинами первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7040 — в амфиболитах и 0,7073 — в плагиогнейсах).

Полиметаморфический комплекс из разреза Миннибаевской скв. 20 000 прослежен на глубинах от 1,9 до 5,1 км (рис. 1.86) и характеризуется ритмично-слоистым строением и еще более резким преобладанием в разрезе глиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев (96 % от видимой мощности разреза) над метабазитами (4 %). В истории развития комплекса отчетливо выделяются [79] два тектоно-метаморфических этапа: архейский (гранулитовая фация, $T=750-800^\circ\text{C}$, $P=0,4-0,5$ ГПа) и раннепротерозойский (амфиболитовая фация, $T=640-660^\circ\text{C}$ при умеренном давлении). Первично-метатерригенная природа преобладающих в разрезе глиноземистых (в том числе высокоглиноземистых) гнейсов и кристаллосланцев однозначно доказывается геолого-геохимическими признаками, а типоморфизм акцессорного циркона указывает на то, что источником сноса для метатерригенных отложений служили кислые эффузивы, близкие по химическому составу дациту (см. табл. 1.35, колонки 4—6).

Гранулитогнейсовый слой характеризуется однородным строением и составом слагающих его пород. На поверхности щитов это, как правило, древние (более 3,0 млрд. лет) незональные гранулитовые комплексы, представленные крупноритмичными толщами гиперстеновых плагиогнейсов и эндербитов, перемежающихся с резко подчиненными пироксеновыми основными кристаллическими сланцами.

В восточной части Балтийского щита наиболее крупными реликтами древнейшей эндербитовой серии являются канетьяврский и волнаволоцкий комплексы [20, 76]. По химическому составу (низкое содержание калия, умеренная железистость и относительно высокие содержания натрия — см. табл. 35, колонка 8) эндербиты первого комплекса отнесены к особому геохимическому типу натровых серий, не имеющих аналогов среди таковых в фанерозое и названы первичнокоровыми. Аналогичные образования были вскрыты и при разбуривании кристаллического фундамента Русской плиты. Скв. 663 вскрыта полукилометровая толща, сложенная преимущественно (82 %) гиперстеновыми плагиогнейсами и эндербитами (в том числе биотитизированными и амфиболитизированными); резко подчиненное значение (4 %) занимают гиперстеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы (см. рис. 1.85, в). Однородный состав гиперстеновых плагиогнейсов в разрезе, а также крайне низкие величины первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих породах (0,7016) указывают на близость их к первичномантийным магматическим образованиям дацитового состава (см. табл. 1.35, колонка 11).

Таким образом, метаморфические комплексы, представляющие в рассматриваемой модели гранито-гнейсовый и гранулитогнейсовый слой

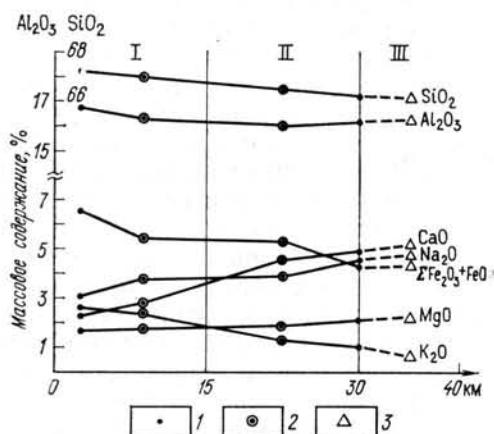


Рис. 1.86. Схема изменения химического состава эндербит-плагиогнейсовых комплексов по разрезу континентальной коры:

1 — средние составы метаморфических комплексов; 2 — средние составы гранито- и гранулитогнейсовых слоев; 3 — экстраполированный средний состав протоколы (I — гранито-гнейсовый слой, II — гранулитогнейсовый слой, III — протоколы)

континентальной коры, обнаруживают в своем строении и, особенно, составе много общего. Наиболее характерна для них грубая ритмичность толщ, резкое преобладание плагногнейсов и эндербитов дацит-риодацитового состава над метабазами, изохимический режим раннего (догранитного) метаморфизма и привнос калия в последующие тектоно-метаморфические (метасоматические) этапы. Кроме того, по данным глубокого бурения намечается тенденция уменьшения доли метабазитов при переходе от гранитогнейсового слоя (25—40 %) к гранулит-гнейсовому (5—15 %). При этом наблюдается отчетливое наследование состава плагногнейсов первого слоя за счет продуктов разрушения второго, что ясно выражено увеличением с глубиной (см. рис. 1.85, б) объема метавулкано-плутонических ассоциаций дацит-тоналитового ряда с низким значением первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7016$ (15—30 км) относительно аналогичных по составу эффузивных (0,7070) и метатерригенных образований — 0,7240 (5—15 км). Все эти наблюдения, а также экспериментальные данные [4], свидетельствующие об увеличении скорости продольных упругих волн в кислых гранулитах и эндербитах от 5,50 км/с при нормальном ($P=0,1$ МПа) до 6,96 км/с при повышенном ($P=1$ ГПа) давлении, позволяют сделать вывод о том, что первичная кора континентов (третий слой на рис. 1.90, а, б) имеет не базит-гипербазитовый, а более кислый состав.

Для определения химического состава протокры были рассчитаны средние содержания петрогенных элементов в эндербит-плагногнейсовых сериях, преобладающих в разрезах гранитогнейсового и гранулит-гнейсовых слоев (см. табл. 1.35). Сравнение полученных значений между собой с учетом предельных содержаний элементов в этих слоях коры показывает, что с глубиной наблюдается тенденция уменьшения SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ и K_2O на фоне роста MgO , CaO и Na_2O . Экстраполяция этих трендов до глубины 35 км позволила рассчитать состав первичной континентальной коры, соответствующий дациту, и предположить [58], что первично мантийные магматические расплавы, формировавшие протокуру, а затем и вулкано-плутонические ассоциации гранулит-гнейсового слоя коры, относились к натровой серии толеитового типа.

Вместе с тем, сопоставление материалов по глубоким и сверхглубоким скважинам, пробуренным в древних метаморфических толщах, подтверждает представление о тектонической расслоенности литосферы [84]. Действительно, не только в скв. СГ-3, но и в Миннибаевской скв. 20 000 на больших глубинах обнаружены мощные зоны дробления, катаклаза и милонитизации ультраметаморфических пород, сопровождаемые регрессивным метаморфизмом на уровне зеленосланцевой фации. Обращает на себя внимание и тот факт, что некоторые из этих зон имеют сравнительно пологие углы падения (60—70° относительно оси скважин). Эти зоны регрессивного метаморфизма явно наложены на общую вертикальную зональность докембрийских метаморфических комплексов и образованы в условиях более низких температурных градиентов, по сравнению с теми, которые существовали в период прогрессивного метаморфизма раннедокембрийских осадочно-вулканогенных толщ.

* * *

Проходка Кольской сверхглубокой скважины позволила получить обширную новую информацию о геологическом строении и условиях залегания протерозойского и архейского комплексов в северо-западной части Балтийского щита, оценить альтернативные гипотезы о тектонических структурах этой территории, на примере Печенгского рудного района создать первую достоверную объемную модель континентальной

земной коры докембрия и проследить ее историю в интервале от 3,0 до 1,6 млрд. лет.

Согласно этой модели образование протерозойской Печенгской структуры связывается не с развитием геосинклинали, а с возникновением и дальнейшей эволюцией внутриконтинентального подвижного пояса рифтогенного типа. Его отличают последовательное возрастание глубины осадконакопления, антидромный характер вулканизма с переходом от трахиандезит-базальтовой к пикрит-базальтовой формации и проявление на позднем этапе горизонтальных перемещений тектонических блоков и прогрессивного зонального метаморфизма, которые наложались на протерозойский и архейский комплексы.

Переходы от одних этапов развития континентальной земной коры к другим сопровождались закономерной сменой рудообразующих процессов, образованием полихронной вертикальной рудной зональности. Согласно новой интерпретации никеленосные интрузивы первоначально имели горизонтальные залегания, а затем были расчленены на отдельные фрагменты вследствие чешуйчато-надвиговых дислокаций. Этот вывод расширяет перспективы обнаружения новых сульфидных медно-никелевых месторождений на глубоких горизонтах Печенгского района.

Сопоставление разреза Кольской сверхглубокой скважины с Миннибаевской скв. 20 000, Ульяновской скв. 663, Туймазинской скв. 2000 и других скважин фундамента Восточно-Европейской платформы позволило наметить единую геолого-геохимическую схему строения архейской континентальной коры, состоящей из трех слоев: гранито-гнейсового (0—15 км), гранулит-гнейсового (15—30 км) и нижнего (30—40 км), представляющего собой протокору. Экстраполяция геохимических трендов до глубины 35 км указывает на возможность образования протокоры за счет пород, близких по составу к дацитам натровой линии.

СОКРАЩЕНИЯ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ И ХИМИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ, УПОТРЕБЛЯЕМЫЕ В ТЕКСТЕ И НА РИСУНКАХ

Аб — альбит	Му — мусковит
Ав — авгит	Ол — олигоклаз
Акс — аксинит	Ор — ортоклаз
Акт — актинолит	Пи — пироксен
Ал — андалузит	Пл — плагиоклаз
Амф — амфибол	Пм — пумпеллит
Ан — анортит	Пр — пренит
Анд — андезит	Пт — пирротин
Би — биотит	ПШ — полевошпат
ВГМ — высокоглиноземистые минералы	РЗЭ — редкоземельные элементы
Ге — гематит	РО — роговая обманка
Гип — гиперстен	С — салит
Гр — гранат	Сд — сульфиды
Гс — гаустингсит	Сл — силлиманит
Дл — доломит	Сп — серпентин
Ил — ильменит	Сс — соссюрит
Ка — кальцит	Ст — стильпномелан
Кар — карбонат	Ств — ставролит
Кв — кварц	Сф — сфен
Км — куммингтонит	Та — тальк
Кл — клиноцоизит	Тр — тремолит
КПШ — калиевый полевошпат	ТУВГ — тяжелые углеводородные газы
Кр — кордиерит	Фл — флогопит
Лк — лейкоксен	ХБА — хлороформный битум
Лом — ломонит	Хл — хлорит
Мк — микроклин	Хп — халькопирит
Монт — монтгеллит	Эн — энстатит
МП — моноклиный пироксен	Эп — эпидот
Мт — магнетит	

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас текстур и структур сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова. Л., Наука, 1973.
2. Ахмедов А. М., Ожегова Г. Р. Рудогенные элементы в пиритах из метаосадочных толщ Печенгского комплекса. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., 1974, вып. 10, с. 62—65.
3. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976.
4. Байюк Е. И., Волорович М. П., Левитова Ф. М. Упругая анизотропия горных пород при высоких давлениях. М., Наука, 1982.
5. Безмен Н. И., Тихомирова В. И., Косогова В. П. Пирит-пирротинный геотермометр: распределение никеля и кобальта. — Геохимия, 1975, № 5, с. 700—714.
6. Безроднов В. Д. Хлоридные подземные воды Кольского полуострова. — Сов. геология, 1979, № 8, с. 67—71.
7. Безроднов В. Д., Боровский Л. В. Особенности изучения и картирования гидрогеотермических условий зоны экзогенной трещиноватости древних щитов. — В кн.: Материалы науч.-тех. совещ. по геотермич. методам исслед. в гидрогеологии. Ротапринт ВСЕГИНГЕО, М., 1975, с. 141—142.
8. Белоусов В. В. Основные задачи в изучении земных недр. — В кн.: История и перспективы сверхглубокого бурения. М., 1966, с. 7—27.
9. Белоусов В. В. Программа изучения глубоких недр Советского Союза. — Вестн. АН СССР, 1982, № 3, с. 100—114.
10. Бельков И. В., Елина Н. А. Редкоземельные элементы в древнейших гранитоидах Кольского полуострова. — В кн.: Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979, с. 116—123.
11. Беляев О. А., Петров В. П. Периодичность и фации регионального метаморфизма докембрия Кольского полуострова. — В кн.: Методика картирования метаморфических комплексов. Новосибирск, 1980, с. 86—91.
12. Беляев О. А., Загородный В. Г., Петров В. П., Волошина З. М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. Л., Наука, 1977.
13. Беляевский Н. А., Федьинский В. В. Изучение глубинных недр Земли и задачи сверхглубокого бурения. — Сов. геология, 1961, № 11, с. 55—70.
14. Бибикина Е. В., Тугаринов А. И., Грачева Г. В. О возрасте гранулитов Кольского полуострова. — Геохимия, 1973, № 5, с. 664—675.
15. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., Наука, 1968.
16. Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных пород. М., Недра, 1981.
17. Бурков Ю. К. Ассоциации химических элементов как показатели природы метаморфизованных осадочных горных пород. — В кн.: Материалы V Всесоюз. литологического совещ. М., 1973, с. 197—199.
18. Ветрин В. Р., Виноградов А. Н., Виноградова Г. В. Петрология и фациально-формационный анализ литко-арагубского диорит-гранитного комплекса. — В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 149—316.
19. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., Недра, 1979.
20. Виноградов А. Н., Виноградова Г. В. Эндербиты Канентъяврского массива и проблема геохимического типа первичнокоровых гранитов. — В кн.: Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979, с. 91—111.
21. Виноградова А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. — Геохимия, 1959, № 7, с. 571—607.
22. Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л., Наука, 1975.
23. Галдин Н. Е. О скоростных разрезах земной коры в восточной части Балтийского щита. — Геология и разведка, 1981, № 5, с. 3—9.
24. Генкин А. Д., Логинов В. П., Органова Н. И. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагонального и моноклинного пирротина в рудах. — Геология рудных месторождений, 1965, № 3, с. 3—24.
25. Геология СССР. Том 27. Мурманская область, ч. 1. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1958.
26. Герлинг Э. К., Матвеева И. И. Возраст основных пород, определенный К-Аг методом. — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. Проблема 3. М., 1964, с. 328—341.
27. Герлинг Э. К., Кольцова Т. В., Дук Г. Г. Аномальные содержания радио-генных изотопов аргона и гелия в минералах пород печенгского комплекса (Кольский полуостров). — В кн.: Методические проблемы ядерной геологии. Л., 1983, с. 5—21.
28. Глаголев А. А., Русинов В. Л., Плюснина Л. П., Тронева Н. В. Минеральные ассоциации и метаморфизм базитов печенгской серии (северо-запад Кольского полуострова). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1983, № 1, с. 29—47.
29. Глебовицкий В. А. Термо- и барометрия метаморфических пород. М., Недра, 1977.

30. Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., Недра, 1968.
31. Горбунов Г. И., Макиевский С. И., Николаева К. А. Металлогеническая зональность, связанная с тектоно-магматической активизацией Балтийского щита. — Сов. геология, 1978, № 4, с. 15—26.
32. Горохов И. М., Крылов И. Н., Байкова В. С., Лобач-Жученко С. Б. Геохронологическое изучение полиметаморфического комплекса пород кольской серии. — В кн.: Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л., 1976, с. 177—192.
33. Горохов И. М., Дагелайский В. Б., Морозова И. М., Варшавская Э. С. Возрастное положение Оленегорского железорудного месторождения (Кольский полуостров) по данным Rb-Sr и K-Ar методов. — Геология рудных месторождений, 1981, № 3, с. 67—79.
34. Горохов И. М., Варшавская Э. С., Кутявин Э. П., Мельников Н. Н. Влияние слабого метаморфизма на Rb-Sr системы в осадочных и вулканогенных породах. — Литология и полезные ископаемые, 1982, № 5, с. 81—91.
35. Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы. М., Недра, 1981.
36. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., Недра, 1972.
37. Добржинская Л. Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии (Балтийский щит). М., Наука, 1978.
38. Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979.
39. Древнейшие гранитоиды СССР (комплексы серых гнейсов). Л., Наука, 1981.
40. Дук Г. Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л., Наука, 1977.
41. Елисеев Н. А., Горбунов Г. И. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
42. Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., Наука, 1966.
43. Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.—Л., Наука, 1964.
44. Загородный В. Г. О периодизации и тектонических режимах архея северо-восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1980, с. 36—46.
45. Зарайский Г. П., Балашов В. Н. О разуплотнении горных пород при нагревании. — Докл. АН СССР 1978, т. 240, № 4, с. 926—929.
46. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1978.
47. Казанский В. И. Протоактивизация и эндогенное рудообразование. — В кн.: Металлогения и минеральные месторождения. М., 1980, с. 30—40.
48. Казанский В. И. Эволюция рудоносных структур докембрия: архейские кратоны и области протоактивизации. — В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М., 1982, с. 7—66.
49. Казанский В. И., Смирнов Ю. П., Кузнецов Ю. И., Кузнецов А. В. Трещиноватость, жильная минерализация и анатектирование пород печенгского комплекса. — Геология рудных месторождений, 1980, № 4, с. 21—31.
50. Калужный В. А., Сворень И. М. Основы рационального применения методов анализа газовых компонентов флюидных включений (проблема определения водорода). — Минералогический сборник, 1979, № 33, вып. 1, с. 35—41.
51. Козловский Е. А. Комплексная программа глубинного изучения земных недр. — Сов. геология, 1982, № 9, с. 3—12.
52. Козловский Е. А. Геология Союза ССР и задачи дальнейших исследований. — Сов. геология, 1982, № 12, с. 3—18.
53. Козловский Е. А. Десять тысяч метров открытий. — Наука в СССР, № 2, 1981, с. 6—11.
54. Корреляция докембрия. Т. 1, 2. М., Наука, 1977.
55. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
56. Кременецкий А. А. Метаморфизм основных пород докембрия и генезис амфиболитов. М., Наука, 1979.
57. Кременецкий А. А., Дмитренко Н. К. Геохимия прогрессивного регионального метаморфизма и связанного с ним гранитообразования. — В кн.: Геохимия магматизма. М., 1982, с. 7—48.
58. Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Модель химического состава первичной коры континентов. — Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 6, с. 1462—1467.
59. Кузнецов Ю. И. К методике измерения скорости распространения упругих колебаний по образцам трещиноватых горных пород. — Труды ВНИГРИ, Л., Недра, вып. 290, 1970.
60. Литвиненко И. В. Сейсмические границы земной коры Балтийского щита. — В кн.: Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л., 1975, с. 151—155.
61. Лихойдов Г. Г., Плюснина Л. П., Мищенко Г. А. Условия образования амфиболитов Уфалейского комплекса. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1981, № 9, с. 14—25.

62. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М., Недра, 1980.
63. Минеральные месторождения Кольского полуострова. Л., Наука, 1981.
64. Муслимов Р. Х. Итоги геологоразведочных работ на нефть и задачи на X пятилетку по Татарской АССР. — Геология нефти и газа, 1977, № 5, с. 12—20.
65. Мясников В. С. Некоторые особенности месторождений титано-магнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма. — Геология рудных месторождений, 1959, № 2, с. 49—62.
66. Наливкина Э. Б. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М., Недра, 1977.
67. Наливкина Э. Б., Виноградова Н. П. Породообразующие минералы в глубинном разрезе докембрийской земной коры. — В кн.: Материалы XI съезда ММА. М., 1981, с. 217—226.
68. Наливкина Э. Б., Виноградова Н. П. Закономерности изменения породообразующих минералов в глубинном разрезе докембрия. — Зап. всесоюз. минералог. об-ва, 1980, ч. 109, с. 531—544.
69. Николаевский В. Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. — В кн.: Механика, 1982, М., № 28, с. 133—215.
70. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., Наука, 1970.
71. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М., Недра, 1976.
72. Прецовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия Печенгского комплекса. Л., Наука, 1974.
73. Пушкарёв Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л., Наука, 1978.
74. Ранняя история Земли. М., Мир, 1980.
75. Розанов Ю. А. Экспериментальные исследования деформации горных пород при высоких давлениях и температуре до 200 °С. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 66, с. 1—83.
76. Свириденко Л. П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. Л., Наука, 1980.
77. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М., Наука, 1980.
78. Сидоренко А. В., Билибина Т. В. Металлогения восточной части Балтийского щита. Л., Недра, 1980.
79. Ситдинов Б. С., Глаголев А. А., Казанский В. И., Тронева Н. В. Архейский полиметаморфический комплекс в разрезе параметрической Миннибаевской скважины 20000. — В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1980, с. 130—139.
80. Соботович Э. В., Грищенко С. М., Александрук В. М., Шац М. М. Определение возраста древнейших пород свинцово-изохронным и изотопно-спектральным стронциевым методами. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 10, с. 3—14.
81. Структуры медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова. Л., Наука, 1978.
82. Сулова С. Н. Коматиниты из ниже-докембрийских метаморфизованных вулканогенных толщ Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1976, т. 288, № 3, с. 697—700.
83. Тейлор Х. П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. Пер. с англ. М., Мир, 1977, с. 464—509.
84. Тектоническая расслоенность литосферы. М., Наука, 1980.
85. Тектоносфера Земли. М., Наука, 1978.
86. Тимофеев Б. В. Микрофитофоссилии печенгской серии. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л., 1979, с. 119—120.
87. Тугаринов А. И., Бибилова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., Наука, 1980.
88. Файф Ул., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М., Мир, 1981.
89. Хитаров Н. И. К вопросу проведения сверхглубокого бурения на территории Советского Союза. — Сов. геология, 1961, № 6, с. 134—138.
90. Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, Наука, 1978.
91. Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд (на примере Аллареченского района). Л., Наука, 1974.
92. *Archean geology*. Geol. soc. of Australia, spec. publ. N 7, 1981. 515 p.
93. Bralía A., Salatini, Troja F. A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems. Evidences from southern Tuscany pyrite deposits. — *Miner. deposita*, 1979, vol. 14, N 3, pp. 353—374.
94. Colin Barker and B. E. Torkelson. Gas adsorption on crushed quartz and basalt. — *Geochimica et cosmochimica Acta*, 1975, vol. 39, N 2, pp. 212—218.
95. Coombs D. S. Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Austral. — J. of Sci.*, vol. 24, N 5, 1961, pp. 203—207.
96. Firkry F., Andrawes and Everett K. Gibson. Rebase and analysis of gases from geological samples American Mineralogist. 1979, v. 64, pp. 453—463.

97. Henley R. W., Sheppard D. S. Hydrothermal activity and hydrothermal chemistry in the metamorphic environment. In Ellis, A. I., ed, *Geochemistry*, 1975, 400 p.
98. Hey M. N. A new review of the chlorites. — *Mineral Mag.*, 1954, N 30, p. 277.
99. Kajiawava I., Krause H. R. Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems. *Can. J. of Earth Sc.*, vol. 8, N 11, 1971, pp. 1397—1408.
100. Kozlovsky E. A. Record depth reached at USSR's Kola well. *Drilliste*, vol. N 3, pp. 28—35.
101. Kozlovsky E. A. Kola super-deep: interm results and prospects. — *Episodes*, 1982, N 4, pp. 9—11.
102. Leak B. E. Nomenclature of amphibolites. *Canadian mineralogist*. Vol. 16, N 4, 1978, pp. 501—520.
103. Liou I. G. Experimental studies of the phase relation between greenschist and amphibolite in basaltic system. — *Amer. J. Sci.*, 1974, vol. 274, pp. 613—632.
104. Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1954, vol. 65, N 10, pp. 1007—1032.
105. Norris R. I., Henley R. W. Demotering of a metamorphic pile. — *Geol. J.*, 1976, vol. 4, N 6, pp. 333—336.
106. Ohmoto H., Rye R. O. Isotopes of sulfur and carbon. — In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3-nd Edition, 1979, pp. 509—567.
107. Price N. I. Rates of deformation. — *J. Geol. Soc.*, London, 131, 1975, pp. 553—575.
108. Simmons E. S., Nanson G. N., Lumbers S. B. Geochemistry of the Shawmere Anorthosite Complex, Kapys — Kasing, structural zone. *Ontario, Precamber. Res.*, vol. 11, N 1/2, 1980, pp. 43—71.
109. Taylor L. A. Low — temperature phase relations in the Fe-S system. *Yb. Carnegie Inst.* vol. 68, 1970, pp. 259—270.
110. Väyrynen H. Petrologie der Nickelerdfeldes Kaulatunturi — Kamikivitunturi in Petsamo. — *Bull. Commiss. Geol. Finl.*, 1938, N 116.

РАЗДЕЛ II

ГЕОФИЗИКА

ГЕОЛОГО-ТЕХНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
КОМПЛЕКСЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, АППАРАТУРА,
ОБОРУДОВАНИЕ

МЕТОДИКА

ПЕРСПЕКТИВЫ И ЗАДАЧИ
СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ
ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД,
ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ИХ,
СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

10 JULY 1955

AMEN:DC21

1. The following information was received from the
2. Bureau of the Federal Bureau of Investigation
3. on July 1, 1955.
4. The Bureau of the Federal Bureau of Investigation
5. has advised that the following information was received
6. from the Bureau of the Federal Bureau of Investigation
7. on July 1, 1955.
8. The Bureau of the Federal Bureau of Investigation
9. has advised that the following information was received
10. from the Bureau of the Federal Bureau of Investigation
11. on July 1, 1955.
12. The Bureau of the Federal Bureau of Investigation
13. has advised that the following information was received
14. from the Bureau of the Federal Bureau of Investigation
15. on July 1, 1955.

ГЕОЛОГО-ТЕХНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИНЫ

Геологические и технические условия проведения геофизических исследований в Кольской скв. СГ-3 значительно отличаются от условий, встреченных в других сверхглубоких скважинах, бурившихся ранее в СССР и за рубежом. Впервые в мировой практике необходимо было исследовать скважину, вскрывшую мощную толщу кристаллических пород, при крайне высоких гидростатическом давлении и температуре и большой длине опережающего открытого ствола (более 9000 м). Это определило новый подход к созданию комплекса методов, аппаратуры, методики и технологии геофизических исследований скважин (ГИС).

Слагающие разрез скважины породы, представленные осадочно-вулканогенными образованиями нижнего протерозоя и архейскими разностями — гнейсами, глиноземистыми или биотитовыми с эпидотом гранитами, амфиболитами и различными по составу сланцами, в значительной степени подвержены процессам микротрещиноватости, расслоения и вторичного минералообразования. Эти процессы, проявляющиеся в виде метаморфизма, микроклинизации, гранитизации, мусковитизации, хлоритизации и др., привели к изменениям первоначального состава пород и диапазона их физико-механических свойств, что сказывается на характере регистрируемых геофизических параметров. Так, в целом по разрезу скважины при вариациях плотности пород от 2,56 до 3,15 г/см³ скорость продольных упругих волн на образцах керна изменяется в диапазоне 2200—6800 м/с. Значительный диапазон изменений характерен для электрических удельных сопротивлений вскрытых пород — от первых десятков ом-метров до 10⁹ Ом·м. В то же время совершенно различные по составу породы могут в зависимости от степени и характера вторичных изменений иметь близкие значения физических параметров.

Отличительной чертой изучаемых пород разреза скв. СГ-3 является их значительная неоднородность, усложняющая задачу литолого-минералогического и вещественного изучения пород разреза по геофизическим данным. Традиционная задача литологического расчленения разреза, которая обычно сводится к опознаванию по совокупности геофизических признаков заведомо известных или предполагаемых пород, значительно усложняется. При ее решении наибольшее внимание уделяется определению химического и минерального состава пород, включая новообразования, а также анализу характера и интенсивности происшедших деструктивных процессов (микротрещиноватости, слоистости, дисперсности вторичных минералов). Осложняющим для ГИС фактором является крутое падение слоев, пересеченных скв. СГ-3.

Дифференциация пород разреза скв. СГ-3 по физико-механическим свойствам обусловлена не только различиями в их литолого-вещественном составе, но и в значительной степени реальными напряжениями, действующими в массиве. Оценка величин этих напряжений, расчленение массива на разнонапряженные зоны, контроль устойчивости ствола во времени — принципиально новые задачи, решаемые по данным геофизических исследований для протяженного открытого ствола скв. СГ-3.

Впервые было осуществлено комплексирование геофизических и тектонофизических исследований напряженного состояния пород, основанных на динамической интерпретации разномасштабных разрывных нарушений, что позволило выявить пространственную ориентировку

осей тектонических напряжений и определить изменение напряженного состояния околоствольной части массива в результате бурения скважины. Методика описана в [17].

Физико-геологические особенности пород разреза скв. СГ-3 и техногенные факторы обусловили своеобразное сечение ствола, что определило конструкционные характеристики скважины и соответствующий подход к планированию технологии ГИС. При этом, если в интервале залегания большей части вулканогенно-осадочных образований протерозоя (2004—5000 м) условия проведения ГИС благоприятны — диаметр ствола близок к номинальному, то ниже, особенно в интервале развития гранито-гнейсов и сланцев архея, они ухудшены.

Наличие каверн существенно влияет на методические возможности и качество информации отдельных геофизических методов. Кавернозность ствола с глубины 7000 м и сложная конфигурация его сечения существенно ухудшают проходимость геофизических приборов. Значительная длина открытого ствола, сложенного породами высокой твердости и абразивности, вызывает интенсивный износ каротажного кабеля. Эти обстоятельства вызвали необходимость разработки геофизической и буровой службой технологии проведения ГИС со спуском прибора через колонну буровых труб в открытый, сравнительно небольшой интервал исследования, что позволило защитить кабель от износа, обеспечить хорошую проходимость приборов и исключить возникновение аварийных ситуаций.

Часть комплекса ГИС (ядерно-физические, магнитные методы) выполнялась и в открытом стволе и через колонну буровых труб; в последнем случае необходимо было учитывать влияние колонны на результаты измерений.

КОМПЛЕКСЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИНЫ

Решение геологических задач (табл. II.1). Изучение разреза скв. СГ-3 проведено широким комплексом методов ГИС — сейсмоакустическими, электрическими, ядерно-физическими, магнитными, термическими; выполнен отбор глубинных проб промывочной жидкости для исследования структурно-механических свойств пород, изучения их химического состава и содержаний газовых компонентов. Геохимические исследования по определению количественных содержаний газовых компонентов в промывочной жидкости проведены до глубины 11 556 м.

Наибольшее внимание уделялось комплексному изучению литолого-вещественного состава пород разреза и определению физико-химических параметров вскрытых скважиной образований, а также изучению напряженного состояния пород массива, пересеченного скважиной, расчету и построению геофизических, геотермических и геохимических моделей разреза скв. СГ-3.

На первом этапе бурения скважина исследовалась более широким набором методов как с целью выяснения их сравнительной информативности и методических возможностей, так и для решения геологических задач, например выявление зон сульфидной медно-никелевой минерализации методами МСК и МЭП (рис. II.1).

Анализ полученных материалов позволил оптимизировать комплекс исследований на втором этапе бурения: были включены наиболее информативные модификации всех основных геофизических методов и

исключен плотностной гамма-гамма-каротаж вследствие значительного влияния кавернозности ствола на результаты измерения прижимным зондом (рис. II.2). Оптимизация комплекса ГИС позволила существенно сократить затраты времени на каротаж скважины и ускорить ее бурение.

ТАБЛИЦА II.1

КОМПЛЕКСЫ ГИС ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Задачи	Комплексы геофизических исследований
Расчленение разреза на пакки и группы пород, литолого-вещественное изучение	Акустический (АК), электрический (БК), спектрометрический (СГК), интегральный гамма-каротаж (ГК), нейтронный (ННК-Т, ННК-Н, НГК), импульсный нейтрон-нейтронный (ИННК), магнитный каротаж (МК)
Выделение зон медно-никелевой минерализации	Каротаж методами электродных потенциалов (МЭП) и скользящих контактов (МСК), спектрометрический нейтронный гамма-каротаж (СНГК)
Определение интервальных и пластовых скоростей распространения упругих волн и коэффициентов затухания	АК по скорости и затуханию с регистрацией фазокорреляционных диаграмм и волновых картин (ФКД и ВК)
Определение интервальных и пластовых значений электрических характеристик пород	Боковой электрический каротаж (БК)
Определение плотности пород	Гамма-гамма-каротаж (ГГК-П)
Определение эффективного атомного номера пород	Гамма-гамма-каротаж (ГГК-С)
Определение среднего времени жизни тепловых нейтронов	ИННК
Определение составляющих геомагнитного поля и магнитной восприимчивости пород, элементов залегания магнитных образований	МК
Определение тепловых свойств пород	Термокаротаж (ТК)
Оценка величин осевых, радиальных и тангенциальных напряжений в породах, расчленение массива на разнонапряженные зоны, выделение зон трещиноватости	АК, ГГК-П, БК
Расчет и построение геофизических, геотермических и геохимических моделей разреза	АК, НГК, ГК, СГК, МК, БК, ГГК-П, ТК, сейсмопрофилирование вертикальное (ВСП), газовый каротаж (ГазК)

Решение технических и технологических задач. Достижение скважиной больших глубин потребовало решения с помощью геофизических методов ряда принципиально новых задач, таких как оценка устойчивости открытого протяженного ствола, изучение состояния колонны бурильных труб в условиях больших давлений и температур и т. д. Получаемая информация использовалась для обоснования рациональных режимов бурения скважины, выбора оптимальных решений по предотвращению и ликвидации осложнений в бурении (табл. II.2).

Указанные геофизические исследования создали необходимое информационное обеспечение буровых работ.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ АППАРАТУРА, КАБЕЛЬ И ОБОРУДОВАНИЕ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВ. СГ-3

Исследования скв. СГ-3 на первом этапе бурения, когда температуры были сравнительно низки, гидростатические давления при использовании неутяжеленной промывочной жидкости невысоки, обеспечивались в основном серийной отечественной скважинной аппаратурой.

Н, км	ВСП	АК	КС	БК	МСК	МЭП	ЭМК	МК	ТК	СГК	ГК	НГК	ГГК-П	ГГК-С	ИННК	ННК-Т	ННК-Н	ГазК	ДС	Профил	Инкл	САТ	Опреде- ление металла	
																							Магнит	Немаг- нит.
1																								
3																								
5																								
7																								

Рис. П.1. Комплекс геофизических методов исследований Кольской сверхглубокой скважины на первом этапе бурения.

Сейсмоакустические методы: ВСП — вертикальное сейсмическое профилирование (аппаратура ССПУ-1, СВ1-20ТС), АК — акустический каротаж (аппаратура СПАК-2, СПАК-Д-2, СПАК-4, ЗВУК-1, 2); электрические методы: КС — кажущееся сопротивление (аппаратура 794, КСП-1, БКЗ-К), БК — боковой каротаж (аппаратура БКР-2, ТВК-1, КБК-1, 2), МСК — метод скользящего контакта, МЭП — метод электродных потенциалов (зонды); электромагнитные методы: ЭМК — электромагнитный каротаж (аппаратура ЭМК, СМ-ДТ), МК — микрокаротаж (аппаратура КСМ-65 СГ, МФ-3С); ТК — термокаротаж (аппаратура ТЭГ-2, Т-5, Т-7); ядерно-физические методы: СГК — спектрометрический гамма-каротаж (аппаратура «Гранат-1, 2», СГСЛ-2), ГК — гамма-каротаж; НГК — нейтронный гамма-каротаж (аппаратура ДРСТ-1, 2, 3, ДРСТ-3Д, РКДК-1, 2), ГГК-П — плотностной гамма-гамма-каротаж (аппаратура РГП-1), ГГК-С — селективный гамма-гамма-каротаж, ИННК — импульсный нейтрон-нейтронный каротаж (аппаратура ИГН-4, ИГН-Д), ННК-Т — нейтрон-нейтронный каротаж тепловых нейтронов, ННК-Н — нейтрон-нейтронный каротаж надтепловых нейтронов (аппаратура МНК-КД); ГазК — газовый каротаж (газкаротажная станция); технико-технологические: ДС — диаметр скважины (аппаратура СКС-4, КСУ-1), САТ — скважинный акустический телевизор, Профил — профилометрия (аппаратура СКП-1, СКПД-2, СПРУТ-2, ПТС-2, СПРК-1), Инкл — инклинометрия (аппаратура ЗЕНИТ, КИТ-А, ИТ-200), определение металла: магнитного (аппаратура ЛМН, ПОТ-25, ГГОТ-50, ПОЛБТ-60), немагнитного (аппаратура ОМ-200)

Впервые были разработаны специальные приборы, например «Гранат-1, 2».

Аппаратурные задачи не ограничивались повышением термобустойчивости скважинных приборов для глубоких нефтегазовых скважин. Необходимо было создать типы приборов, которых не было даже для средних глубин (аппаратура магнитного каротажа, гамма-спектрометр).

Особую сложность представили вопросы надежной передачи информации по кабелю большой длины. С увеличением длины каротажного кабеля и температуры в скважине возрастают емкость и электри-

ческое сопротивление жил кабеля, утечки тока, что приводит к ухудшению питания приборов и снижению интенсивности передаваемых сигналов.

Определенные трудности были встречены при согласовании наземных и скважинных элементов аппаратуры с протяженной линией связи. Это вызвано тем, что параметры кабеля заметно изменяются в зави-

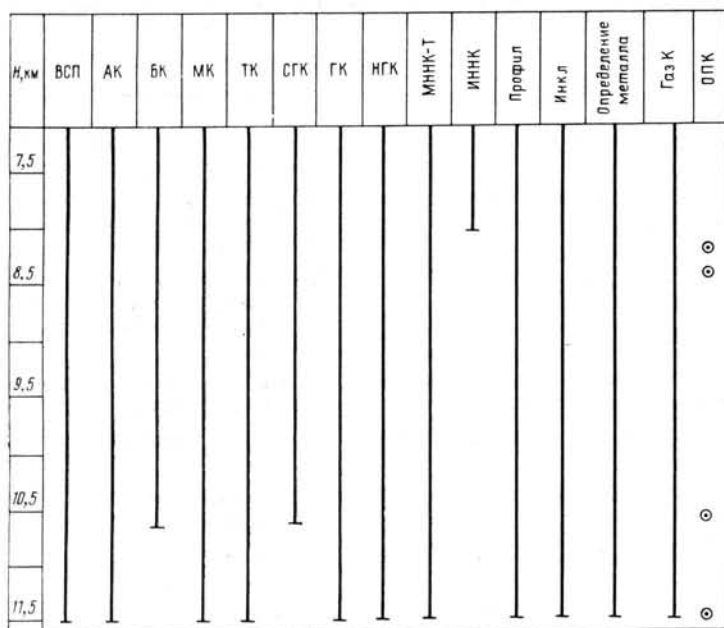


Рис. 11.2. Комплекс геофизических методов исследований Кольской сверхглубокой скважины на втором этапе бурения.

ВСП (ССПУ-1, СВ1-20ТС), АК (СПАКТ-6К), БК (КБК-2, 3), МК (КСМ-65 СГ, МФ-3С), ТК (Т-5, Т-7), СГК («Гранат-2»), ГК и НГК (РКДК-2, 3), МННК-Т — многозондовый нейтрон-нейтронный каротаж тепловых нейтронов (МНК-КД), ИННК (ИГН-Д), профилометрия (СКПД-2, 3), инклинометрия (КИТ-А, КИТ-НС, ИТ-200), определение металла (ЛММ, ПОТ-25, 50, ПОЛБТ-60, ОМ-200), ГазК — газокаротажная станция, ОПК — отбор проб раствора пробоотборником на кабеле (ОПН-112, СПС-88)

симости от глубины спуска его в скважину. Потребовался ряд новых схемно-измерительных и конструктивных решений: повышения точности вычислительных элементов, защиты применяемых «следающих» систем, увеличения линейности усилительного тракта в требуемом динамическом диапазоне регистрируемых сигналов, выбора длины зондов и базы многоэлементных приборов, стабилизации тока питания и др.

Основные технические характеристики разработанных приборов, а также отдельных использованных серийных образцов (Т-7, ИТ-200) приведены в табл. 11.3.

Спуск-подъемные устройства. При выполнении геофизических исследований и прострелочно-взрывных работ использовались серийные самоходные подъемники ПК-4 и ПКС Туймазинского завода геофизического оборудования (до глубины 7943 м) и каротажные лебедки комбината «Гамма» Венгерской Народной Республики — самоходные типа EL-7000 (до глубины 8000 м), EL-7000 В (до глубины 9800 м).

На втором этапе бурения скв. СГ-3 условия проведения ГИС существенно усложнились. Резко увеличился абразивный износ кабеля, возросли силы сопротивления при контакте кабеля со стенками скважины, увеличилась опасность заклинивания кабеля и приборов в желобах и сечениях открытого ствола.

С целью защиты кабеля от износа, предотвращения его заклинивания и прихвата в протяженном открытом стволе сложной конфигурации,

уменьшения действующих нагрузок на кабель и подъемники были разработаны технология и технические средства, обеспечивающие при СПО защиту основной части кабеля колонной бурильных труб. Перед проведением ГИС в скважину спускается колонна бурильных труб, оснащенная внизу специальной воронкой и перекрывающая весь ствол, кро-

ТАБЛИЦА II.2

КОМПЛЕКСЫ ГИС ДЛЯ РЕШЕНИЯ ТЕХНИКО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Задачи	Комплексы геофизических исследований
Контроль пространственного положения буровой трассы	Инклинометрия, магнитный каротаж (ЛММ — локатор магнитного металла)
Оценка состояния стенок открытого ствола большой протяженности	Профилеметрия, радиусометрия, определение ориентации сечений ствола, акустический каротаж
Комплексная оценка осложненных зон	Инклинометрия, профилеметрия, в том числе многорычажная, с определением ориентации сечений ствола, магнитный каротаж
Определение наличия и местоположения оставленного металла в стволе	Магнитный каротаж, определение немагнитного металла
Определение длины бурильного инструмента	Магнитный каротаж
Определение марки бурильных труб	Акустический каротаж, метод самопроизвольной поляризации
Определение износа обсадных съемных колонн	Профилеметрия
Дефектоскопия обсадных съемных колонн	Индукционный метод, скважинный акустический телевизор (САТ)
Определение осевых деформаций колонны бурильных труб в скважине (в статике) в любом сечении	Магнитный каротаж
Определение поперечных деформаций колонны бурильных труб в скважине (в статике) в любом сечении	Профилеметрия трубная
Определение зон повышенных напряжений в колонне труб в скважине (в статике)	Магнитный и акустический каротаж

ме намеченного интервала выполнения ГИС вблизи забоя (до 700—1000 м).

В процессе СПО скважинный прибор выходит через воронку в интервал исследований, а большая часть кабеля остается внутри бурильных труб. Отдельные виды измерений (РК, МК, инклинометрия) могут выполняться без выхода прибора из легкосплавных бурильных труб.

Все разработанные скважинные приборы имеют диаметр, меньший величины проходного отверстия в инструменте.

Чтобы исключить опасность оставления приборов и кабеля в трубах при выходе в интервал исследования, используется специальное устройство, названное парашютом-ограничителем, устанавливаемое на кабеле на расстоянии от кабельной головки, превышающем намеченный интервал проведения ГИС. Диаметр его меньше минимального проходного отверстия в инструменте, но превышает диаметр выходного отверстия в воронке, что ограничивает выход прибора в открытый ствол более чем на интервал исследований. В случае обрыва кабеля в его наиболее нагруженной приустьевой части весь кабель выше парашюта-ограничителя остается в инструменте. Кабель извлекается на поверхность вместе с прибором при подъеме бурильных труб. Для про-

ведения СПО через бурильные трубы использовался комплект парашютов-ограничителей и направляющих воронок, изготовленных из высокопрочной стали.

Для уменьшения силы ударов скважинных приборов о замки труб и снижения вероятности их обрывов в результате заклиниваний или перепуска кабеля изменена конструкция низа приборов.

Технология проведения СПО с использованием секционного кабеля переменной сечения улучшила условия работы спуско-подъемных

ТАБЛИЦА 11.3

**ТЕХНИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АППАРАТУРЫ, ИСПОЛЬЗОВАННОЙ
ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВ. СГ-3 НА ВТОРОМ ЭТАПЕ БУРЕНИЯ**

Аппаратура	Температура, °С	Давление, МПа	Наружный диаметр, мм	Аппаратура	Температура, °С	Давление, МПа	Наружный диаметр, мм
Вертикального сейсмического профилирования АСС-12	125	100	70	Термометр электронный Т-7	250	150	60
Акустического каротажа:				Каверномер-профилемер:			
СПАК-Д-2	200	150	80	СКПД-2	200	150	73
СПАК-Т-6К	200	170	90	СКПД-3	250	200	80
Ядерно-физических методов каротажа:				Инклинометр:			
РКДК-1	200	150	73	ИТ-200	200	150	74
РКДК-2	250	170	89	КИТ-НС (несерийный)	200	170	80
РКДК-3	250	210	89	Прихватоопределители и определители металла:			
МНК-КД	200	150	90	ПОТ-25	250	170	25
«Гранат-2» (СГК)	200	150	90	ПОТ-50	250	210	50
Магнитного каротажа КСМ-65-СГ	200	150	65	ОМ-200	200	170	90
Электрического (бокового) каротажа с фокусировкой тока:				Пробоотборники промывочной жидкости:			
КБК-2	200	150	73	ОПН-112	200	150	90
КБК-3	250	200	90	СПС-88	200	170	88

устройств и кабеля. Кабель малого сечения вместе с подсоединенным к нему скважинным прибором после спуска на глубину 6000—7000 м закрепляется на устье. Свободный конец этой секции кабеля соединяется с другой секцией кабеля большего сечения. По мере необходимости производится подмотка кабеля и создается необходимое натяжение, после чего продолжается спуск прибора в интервал исследований.

Контроль за проведением СПО обеспечивался применением соответствующих датчиков и устройств, позволяющих фиксировать резкие изменения натяжения кабеля на 15—20 кН (увеличение при подъеме или уменьшение при спуске) и давать световую и звуковую сигнализацию для осуществления плавной остановки подъемника, выяснения и устранения причины возникших при СПО осложнений.

Разметка кабеля производилась при подъеме скважинного прибора в скважине при каждой СПО путем нанесения магнитных меток установкой УРС-10.

С целью получения информации о поведении кабеля в скважине, необходимой для прогнозирования и предотвращения аварийных ситуаций, разработана и внедрена в практику геофизических исследований скв. СГ-3 система оперативного контроля эксплуатационных параметров кабеля. Она включает определение интегральных и интервальных (относительных) деформаций упругого и остаточного характера в любом сечении кабеля, частоту вращения и величину натяжения кабеля,

его электрических параметров (емкости, индуктивности, сопротивления жил постоянному току и сопротивления изоляции).

Описанная технология ГИС, разработанная для скв. СГ-3, сделала возможным проведение исследований на рекордных глубинах и полностью исключила на втором этапе бурения осложнения буровых работ из-за оставления в скважине геофизических приборов или кабеля.

МЕТОДИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Особенности геолого-технических условий в скв. СГ-3 определили необходимость разработки специальных методик ее исследований различными методами ГИС. Такие методики были созданы институтами-разработчиками методов и аппаратуры ГИС и Кольской опытно-методической геофизической партией. Ниже кратко излагаются основные элементы этих методик, позволивших получить качественные и информативные геофизические материалы.

Определение глубин регистрации геофизических параметров. Одной из серьезных проблем при геофизических исследованиях скв. СГ-3 на глубинах, превышающих 7000—8000 м, явилось определение глубин привязки каротажных диаграмм.

Теоретическая оценка показала, что общее изменение длины каротажного кабеля δl складывается под влиянием, по крайней мере, девяти факторов, часть из которых определяется действием физических параметров, а часть — погрешностями метрологии.

В результате выполненных расчетов изменения длины стандартного кабеля типа КТБФ-6 определено, что при глубине скважины 11 км максимальное общее изменение длины может составить 19—20 м. Столь существенные вероятные суммарные изменения длины предъявляют серьезные требования к практической разметке кабеля и геологической увязке диаграмм различных методов по глубинам.

Использование усовершенствованной системы разметки кабеля, повышение точности установки базы промера, а также разработка ряда методических приемов совместной увязки геофизических диаграмм позволило существенно уменьшить влияние значительного и неравномерного удлинения кабеля в скважине.

Геофизические исследования проводятся с использованием кабелей, размечаемых по одной и той же методике при каждой СПО. При этом используется схема последовательной привязки материалов исследований по глубине, основанная на принципе взаимной коррекции данных ГИС. Первоначально определяется местоположение реперов на диаграммах каждого метода исследований. Затем диаграммы всех методов увязываются по глубине с учетом данных опорного для данного цикла каротажа метода. За опорный метод принимался вид каротажа, выполненный на полностью стабилизированном кабеле. При этом, например, данные электрометрии с фокусировкой тока, увязанные по глубине с материалами опорного метода, применяются для привязки диаграмм магнитного каротажа МК и других методов с последующим возвратом к опорному замеру.

Для корректировки глубин использовались фактические данные по определению удлинений кабеля при каждой СПО.

Эталонирование и подготовка к исследованиям геофизической аппаратуры. Вся примененная при исследованиях скважины геофизическая аппаратура эталонировалась в соответствии с требованиями ее метрологического обеспечения и проверялась на работоспособность в эталонировочной скважине «Спутник СГ-3» и шурфе.

Отработанная методика подготовки и отладки аппаратуры обеспечила получение необходимого качества материалов. Следует отметить значительную трудоемкость подготовительных работ, которую необхо-

димо учитывать при планировании геофизических работ на сверхглубоких скважинах.

Акустический каротаж (АК). Поверка и калибровка аппаратуры АК производилась с помощью полевого акустического калибровочного устройства (ПАУК) и метрологически аттестованных металлических труб.

Исследования методом АК выполнены до глубины 11 500 м. Информация получена в виде кинематических и динамических параметров продольных и поперечных волн. При обработке и интерпретации данных АК учитывались форма колебаний и фазокорреляционные диаграммы.

Резкое ухудшение качества диаграмм АК отмечено в интервале призабойной зоны. Вероятной причиной этого является высокое содержание в промывочной жидкости частиц оседающего шлама, приводящее к поглощению акустического сигнала. После углубления скважины в этом же интервале, при отсутствии значительных каверн, получают разрешенные диаграммы. Однако в тех интервалах, где в кавернах остается невытесняемая загустевшая промывочная жидкость, качественных материалов АК не получено. В то же время вполне удовлетворительные по качеству диаграммы аналоговых кривых зарегистрированы в интервалах ствола скважины с большими кавернами, имеющими разработанный, хорошо промытый желоб.

В целом закономерности изменения качества материалов АК по глубине скважины находятся в полном соответствии с сейсмогеологическими особенностями разреза скв. СГ-3. С учетом данных повторных измерений, эффективность которых резко повышается после длительных промывок и удаления шлама, средняя по разрезу информативность метода составляет около 70 %. В ряде интервалов разреза отсутствующие данные по кинематическим параметрам восстанавливались по фазокорреляционным диаграммам.

Исследования АК в модификации САТ применялись также для оценки технического состояния открытого ствола и обсадных съемных колонн, а также для изучения напряженного состояния колонны буровых труб, находящейся в скважине в свободно подвешенном состоянии.

Гамма-каротаж (ГК). Эталонирование канала ГК радиометрической аппаратуры осуществлялось с применением эталона ^{137}Cs . Перед исследованиями и после их проведения выполнялся контроль чувствительности канала при использовании рабочего эталона и оценка натурального фона. Для оценки стабильности работы аппаратуры и контроля качества регистрируемых диаграмм осуществлялись повторные измерения в интервале репера, представленного андезитовыми порфирами (4673—4784 м).

Исследования методом естественной радиоактивности проведены при спуске и подъеме в масштабах глубин 1 : 500 и 1 : 200.

Гамма-каротаж выполнен до глубины 11 440 м, при этом в интервале 9300—9820 м — в открытой части ствола. На показания метода заметное влияние оказывает промывочная жидкость, приводя к увеличению интенсивности γ -излучения в интервалах каверн. При измерениях в буровых трубах это влияние снижается на 13—16 %.

Спектрметрический гамма-каротаж (СГК). Наземные панели аппаратуры гамма-спектрометрии проверялись на линейность анализаторов; определялись масштабы каналов путем облучения скважинного детектора от набора источников монохроматического γ -излучения.

Исследования методом СГК проводились поинтервально по 100—500 м, с перекрытием при подъеме скважинного прибора. Интегральная γ -активность регистрировалась в масштабах глубин 1 : 500 и 1 : 200, содержания ^{40}K , RaC' и ThC'' — в масштабе 1 : 200. Энергетические

окна выбраны с таким расчетом, чтобы отсутствовал вклад γ -излучения каждого изотопа в относительно «жесткую» область энергии.

На показания СГК оказывает влияние промывочная жидкость. Характер влияния ее аналогичен рассмотренному выше для ГК.

Метод гамма-спектрометрии является достаточно эффективным при изучении литолого-вещественного состава пород разреза по параметрам ^{40}K , RaC' и ThC'' .

Гамма-гамма-каротаж в варианте определения плотности (ГГК-П). Исследования методом ГГК-П выполнены до глубины 6000 м в двух-зондовой модификации (зонды 15 и 35 см). Ввиду значительного влияния кавернзности на показания прижимных зондов на глубинах более 6000 м, где ствол повсеместно кавернозен, метод ГГК-П в комплексе не включался.

Гамма-гамма-каротаж в селективном варианте (ГГК-С). Исследования методом ГГК-С проведены до глубины 3000 м. Данные исследований использованы для определения эффективного атомного номера пород в интервалах рудной минерализации. В дальнейшем метод ГГК-С в комплекс не включался.

Нейтронный гамма-каротаж (НГК). При эталонировании канала НГК радиометрической аппаратуры устанавливалась зависимость захватного γ -излучения от мощности дозы для фиксированных расстояний между источником и детектором излучения, определялись линейность канала НГК и значение эталонировочного пересчетного коэффициента. За условную единицу принималась скорость счета в среде с максимальным водосодержанием. Контроль чувствительности канала осуществлялся так же, как и канала ГК.

Измерения методом НГК проводились по той же методике, что и методом ГК. Для исправления диаграмм НГК за влияние на характер кривой замковых соединений специально менялось положение бурильной колонны (на половину трубы) при последующих измерениях. Исследования методом НГК выполнены в бурильных трубах до глубины 11 440 м.

Довольно заметное влияние на показания НГК оказывают каверны, резкое снижение интенсивности вторичного γ -излучения отмечается при диаметре каверн более 40 см. Бурильные трубы, уменьшая толщину слоя промывочной жидкости между скважинным прибором и стенками ствола, в целом снижают ее влияние на показания НГК. Однако неоднородность труб по диаметру и толщине стенки, наличие замковых соединений и высаженных частей в теле труб также вносят искажения в регистрируемые значения, которые исключались по данным повторных измерений.

Нейтрон-нейтронный каротаж (ННК). Эталонирование и контроль чувствительности каналов ННК радиометрической аппаратуры выполнялись таким же образом, как и канала НГК.

Исследования методом ННК по тепловым нейтронам проведены в бурильных трубах двумя парами зондов (30—50 и 40—60 см) до глубины 11 510 м. Осложняющие факторы — те же, что и для НГК.

Исследования импульсными методами ИННК (в двухзондовой модификации, 37 и 87 см) и ИНГК выполнены до глубины 8000 и 2000 м соответственно. Искажения, вносимые в характер записи регистрируемых на различных задержках параметров, также связаны с влиянием каверн и с неодинаковым ослаблением потока нейтронов на конструктивных элементах инструмента.

Информация нейтронных методов использовалась для целей литологического изучения разреза.

Магнитный каротаж (МК). Аппаратура МК эталонировалась с применением инклинометрического стола и колец Гельмгольца. Перед исследованиями магнитной восприимчивости к корпусу скважинного при-

бора прикладывалось специальное калибровочное устройство и регистрировался уровень сигнала от него. Эта же операция проводилась и после регистрации магнитной восприимчивости в скважине.

Исследования методом МК выполнялись при спуске и подъеме скважинного прибора в скважине в масштабах глубин 1 : 500 и 1 : 200. Масштабы регистрируемых параметров: вертикальной составляющей геомагнитного поля Z_a — 100 нТл/см, горизонтальной составляющей H_x — H_y — 1300 нТл/см, магнитной восприимчивости χ — $300 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Исследования методом МК проведены до глубины 11 500 м. Данные измерений использованы для литолого-вещественного изучения пород разреза и анализа технического состояния скважины. Основное внимание уделено исследованиям магнетитовой минерализации и закономерностям ее изменения по глубине скв. СГ-3.

Электрические методы. Методами электрометрии в различных модификациях исследован открытый ствол до глубины 10 644 м.

Выполненные в интервале 0—6000 м исследования методами скользящих контактов (МСК) и электродных потенциалов (МЭП) оказались эффективными при выделении проводящих зон, в том числе пород с сульфидной медно-никелевой минерализацией. Дальнейшие исследования ствола проводились методом электрического каротажа с фокусировкой тока (боковой каротаж, БК).

В эталонировочных скважинах проверялась работоспособность аппаратуры бокового электрического каротажа, определялась передаточная характеристика аппаратуры.

Измерения методом электрического каротажа с фокусировкой тока осуществлялись при спуске и подъеме прибора в скважине в масштабах глубин 1 : 500 и 1 : 200.

Крайне высокие значения электрических сопротивлений горных пород позволили получить с помощью метода БК только качественную характеристику геоэлектрического разреза скважины. Среди ухудшающих качество диаграмм факторов следует отметить довольно заметное особенно в интервалах больших каверн, влияние промывочной жидкости.

Значение отношения кажущегося сопротивления ρ_k к удельному электрическому сопротивлению жидкости может превышать 10^9 , составляя в среднем 10^3 — 10^4 . Влияние промывочной жидкости на показания БК минимально в интервалах ствола с номинальным диаметром, а также в участках хорошо промытых желобов.

Термометрия. Проверка и градуировка электротермометров выполнялась в серийной эталонировочной установке ТС-24 перед каждым измерением.

Термометрические исследования осуществлялись при спуске и подъеме прибора в скважине. Использовались масштабы 0,25 и 0,5 °С/см (термокаротаж) и 0,05 °С/см — при регистрации градиента температуры.

Исследования методом термометрии выполнены до глубины 11 503 м. Измерения осуществлялись в условиях стационарного режима, а также при неустановившемся режиме. Проведены измерения температуры автономными приборами при спуске бурильных труб и в процессе промывки до глубины 10 905 м.

В числе характерных особенностей разреза, выявленных при геотермических исследованиях, можно отметить тепловые аномалии, искажающие термостатическое поле и соответствующие зонам больших каверн и призабойной зоне. В интервалах призабойной зоны, где каверны отсутствуют или невелики, отмечены забойные термические аномалии небольшой интенсивности, которые исчезают при достижении полной промытости и удалении шлама. В интервалах призабойной зоны со значительными кавернами термические аномалии гораздо медленнее уменьшаются со временем.

Вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП). Исследования методом ВСП проведены при забое 11 514 м, получена информация о скоростном разрезе скв. СГ-3.

Профилеметрия. Перед каждым спуском профилемера производилась градуировка его с помощью эталонной крестовины. Стабильность градуировки контролировалась в процессе спуска прибора в скважину.

Профилеметрия в открытом стволе проводилась с регистрацией профилеграмм в масштабе 1:5, в бурильных трубах — в масштабе 1:2. Исследования профилемером выполнены до глубины 11 300 м при забое 11 514 м. Данные метода о площади, форме каверн и их ориентации использовались при оценке состояния открытого ствола скважины. На основе соответствующих заключений принимались оперативные технико-технологические решения по регулированию состояния ствола.

В числе осложняющих факторов следует отметить влияние вращения кабеля на регистрируемые профилеграммы. Так, при отдельных измерениях диаграммы профилей пересекаются через каждые 7—8 м, что подтверждается показаниями датчика ориентации прибора. При этом ухудшается повторяемость профилеграмм при последующих измерениях. Применение кабельной головки свободного вращения ВКС-Д позволило предотвратить вращение профилемера при исследованиях в открытой части ствола.

Инклинометрия. Настройка и градуировка инклинометров проводилась с использованием инклинометрического стола. Работоспособность аппаратуры контролировалась при спуске прибора в скважину по показаниям в контрольных точках.

Инклинометрические измерения до глубины 7700 м выполнены по обычной методике — при подъеме прибора в открытом стволе скважины. Ниже измерения проводились только при спуске в бурильной колонне, низ которой комплектуется из легкоплавных беззамковых бурильных труб. В нижней трубе колонны устанавливались два постоянных магнита для определения глубины спуска бурильного инструмента инклинометром с датчиком локатора магнитного металла (ЛММ).

Исследования инклинометром проведены до глубины 11 500 м. Оперативно получаемый материал использовался для контроля азимутального и зенитного искривления буровой трассы и обоснования выбора оптимальных приемов, средств и способов ее регулирования.

Локация магнитного материала (ЛММ). Измерения методом ЛММ выполнены в открытом стволе и в бурильной колонне при скорости движения прибора 1000—2500 м/ч. Максимальная чувствительность задавалась при определении металла в стенках скважины, минимальная — при измерениях в бурильных трубах.

Применение метода магнитной локации оказалось весьма эффективным при решении многих задач. Успешно определялось наличие и местоположение магнитного металла в стенке ствола и возможных интервалов его продвижения, осуществлялся контроль меры длины колонны бурильных труб. С помощью определителя немагнитного металла выяснялось наличие, местоположение металлических материалов и проводилось разделение их по магнитным свойствам.

Данные ЛММ использованы для определения фактического удлинения колонны бурильных труб и оценки интервальных значений ее осевых деформаций в условиях сверхглубокой скважины. Измерения методом магнитной локации проводились для определения глубин магнитных реперов в целях привязки материалов геофизических исследований к разрезу и при выполнении прострелочно-взрывных работ. С помощью ЛММ изучался характер упругих деформаций кабеля в скважине.

Контроль пространственного положения буровой трассы скважины. Методы ГИС успешно использовались для решения многих технологических задач бурения.

Практика бурения скв. СГ-3, жесткие требования к вертикальности ее ствола вызвали необходимость оперативного систематического контроля пространственного положения буровой трассы. При этом представлялось возможным не только иметь четкие сведения об элементах трассы для тех или иных конкретных технологических ситуаций, но и осуществлять более надежный прогноз пространственного искривления ствола и давать более объективную оценку достоверности исходных данных. В связи с этим выполнялось построение в изометрии пространственного положения буровой трассы СГ-3 (0—11,5 км), в том числе детального пространственного положения и формы ствола в осложненных зонах.

Состояние стенок ствола скважины. Результаты повторных исследований методом профилометрии в одних и тех же интервалах скважины свидетельствуют в основном об устойчивости ствола скважины во времени. Этот вывод подтверждается известным фактом отсутствия фильтрационных процессов в низкопористых кристаллических породах.

Прострелочно-взрывные работы. Прострелочно-взрывные работы в скв. СГ-3 проводились главным образом с целью ликвидации прихвата элементов компоновки низа буровой колонны.

После установления факта прихвата буровой колонны выполнялись геофизические работы, в том числе шаблонирование инструмента с одновременным его промером локатором магнитного металла. При повороте инструмента под натяжением на диаграмме ЛММ фиксировалось местоположение прихвата. Если наличие прихвата в интервале шаблонирования не устанавливалось по результатам геофизических исследований, делался вывод о заклинивании низа буровой колонны.

Ликвидация аварийных ситуаций осуществлялась путем встряхивания взрывом шнуровой торпеды. В ряде случаев встряхивание торпедой проводилось с одновременным натяжением и проворотом буровой колонны как в прямом, так и в обратном направлениях.

В случаях обрыва инструмента местоположение верха оставленной его части определялось по данным комплексных геофизических исследований. Так, в осложненной зоне скважины в интервале 10 450—10 850 м с этой целью проведены исследования комплексом методов, включающим инклинометрию, профилометрию, магнитный каротаж, локацию магнитного материала.

При необходимости производилось отвинчивание труб путем встряхивания взрывом торпеды ТДШ из детонирующего шнура ДШТТ-180. Контроль за движением торпеды и подачей электрического импульса для взрыва осуществлялся с помощью прихватоопределителя ПОТТ-50. На теле прибора устанавливалась ограничительная шайба диаметром 60 мм для предотвращения прохода его ниже метчика. Длину косы и закрепленной на ней торпеды выбирали с расчетом расположения торпеды после остановки прихватоопределителя в интервале развинчиваемого замка.

ПЕРСПЕКТИВЫ И ЗАДАЧИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ТЕХНИКИ И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СВЕРХГЛУБОКИХ СКВАЖИН

Анализ геолого-технических условий ГИС до глубины 11 514 м дает основание для более надежного прогноза условий проведения ГИС при дальнейшем бурении скв. СГ-3 и других сверхглубоких скважин, проектируемых к бурению в массивах кристаллических пород до глубины

порядка 15 000 м. Накопленный опыт работ позволяет оценить технологические особенности бурения сверхглубоких скважин, обосновать пути решения возникающих проблем и определить направления научно-исследовательских работ по обеспечению проведения ГИС на глубинах до 15 000 м.

Геолого-технологические прогнозные условия исследований. Значительные трудности проведения ГИС на указанных глубинах будут связаны со значениями температуры и давления на забое. При линейной экстраполяции наблюдаемых геотермических градиентов (примерно 0,019 °C/м) ожидаемое значение температуры на глубине 15 000 м в стволе Кольской скважины составит 266 °C. Прогнозную оценку ожидаемого гидростатического давления на отмеченной глубине можно дать, исходя из обосновываемых специалистами по бурению величин плотности промывочной жидкости 1,2—1,22 г/см³. Не исключено, что плотность промывочной жидкости может изменяться. Это следует учитывать при проектировании геофизической аппаратуры.

При дальнейшем углублении скважины вряд ли можно ожидать заметного изменения геолого-технологических параметров бурения, включая рассмотренные ранее особенности пород проектного разреза скв. СГ-3 и состояние ствола скважины. В связи с этим технология ГИС не изменится и впредь необходимо ориентироваться на проведение исследований через бурильные трубы или в них.

Наиболее важным моментом при планировании систем СПО следует считать ориентацию на возможность применения секционного кабеля переменного сечения и использование двух подъемников, один из которых работает в режиме подматывания.

Определение глубин регистрации геофизических параметров следует вести с учетом систематически фиксируемых удлинений кабеля.

Приборы ГИС. С учетом ожидаемых значений давления и температуры и для защиты устройств скважинного прибора от вибраций и ударов следует применять охранный кожух из сверхпрочной стали. При этом изделия и материалы в составе приборов ГИС должны выдерживать одновременное воздействие температуры (250—270 °C), вибраций и ударов. Ряд изделий и материалов должны обладать высокой стойкостью при контакте с промывочной жидкостью, выдерживать давления до 185—190 МПа. Особые требования должны предъявляться к постоянству свойств всех материалов и изделий в условиях циклических воздействий внешних факторов.

Для обеспечения требуемой термостойкости представляется целесообразным при разработке и создании скважинной аппаратуры исходить из ориентации главным образом на следующие два направления: использование существующей отечественной элементной базы изделий электронной техники с отработанной технологией и потенциальным резервом по теплостойкости; применение новых материалов и изделий новой технологии. Не исключается применение в отдельных технических возможных случаях систем пассивной термозащиты (скважинных термостатов) с учетом существующих ограничений в размерах термостатирующих элементов и требуемой длительности функционирования интегральных схем и дискретных элементов при отсутствии теплоотвода.

Передача информации. Данные, полученные при эксплуатации грузонесущего кабеля, позволяют оценить его возможность на глубинах исследований до 15 000 м. Анализ расчетов электрических параметров кабеля в зависимости от его длины и глубины спуска в скважину и с учетом полученных экспериментальных материалов позволяет определить ожидаемые величины индуктивности, емкости, электрического сопротивления токоведущих жил и их изоляции.

Основные направления научных исследований по созданию средств ГИС для сверхглубокого бурения. Развитие сверхглубокого бурения в

СССР стимулировало заметный прогресс в развитии методов ГИС. В свете приобретенного опыта исследований Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, а также результатов прогноза геолого-технологических и технических условий ГИС можно определить следующие основные направления дальнейших научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ:

- повышение термобаростойкости и длительности функционирования в экстремальных условиях скважинной геофизической аппаратуры на основе применения имеющейся и создания новой отечественной элементной базы;

- совершенствование бескабельных информационных систем (автономных приборов на бурительных трубах, определения геофизических и геохимических параметров промывочной жидкости);

- создание многожильного грузонесущего кабеля, удовлетворяющего повышенным требованиям к сопротивлению растягивающим нагрузкам (в верхней секции) и температурному разупрочнению (нижняя секция);

- создание мощного спуско-подъемного оборудования;

- реализация оптимальной системы технологического обеспечения спуско-подъемных операций на кабеле, обеспечивающей снижение сил сопротивлений при его движении в сверхглубокой скважине;

- разработка системы контроля и регулирования технологических параметров каротажа;

- создание технических средств и системы геофизического контроля бурения сверхглубоких скважин.

Все перечисленные сложные задачи могут быть успешно решены отечественной наукой и техникой.

ПЛОТНОСТЬ И ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Плотность горных пород и распределение ее значений по разрезу — интерпретационная основа гравиметрии. Фильтрационно-емкостные свойства тесно связаны с плотностью, в связи с чем данные об этих свойствах рассмотрены совместно.

Плотность пород по разрезу изучалась по образцам керна, извлеченного из скважины (более 46 тыс. определений), по данным гамма-гамма-плотностного каротажа и с помощью скважинного гравиметра. По образцам плотность определялась методом гидростатического взвешивания на технических весах, погрешность не превышала $0,01 \text{ г/см}^3$.

Фильтрационно-емкостные свойства (общая пористость k_n , открытая пористость $k_{п. о.}$, проницаемость $k_{пр}$) изучались по стандартным методикам [27] только по керну: погрешность определения пористости не более 0,1 %. Результаты обработки исследований приведены в табл. II.4.

В основу анализа закономерностей изменения свойств горных пород по разрезу скв. СГ-3 были положены следующие признаки: петрографо-минералогический (включая петрохимический), т. е. разделение пород по вещественному составу; структурно-текстурный; степень метаморфизма и ультраметаморфизма; глубина залегания пород.

Из анализа полученных материалов следует, что плотность горных пород в первую очередь определяется их вещественным (минералогическим) составом и в значительно меньшей степени зависит от трещиноватости и пористости.

Средневзвешенное (по мощности) значение плотности для всего разреза протерозойского осадочно-вулканогенного печенгского комплек-

са равно $2,95 \text{ г/см}^3$, причем наиболее высокими величинами $2,9—3,01 \text{ г/см}^3$ характеризуется его верхняя часть до глубины 4673 м, где развиты метаморфизованные в пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фациях вулканы и субвулканические породы толеит-базальтового и пикрит-базальтового составов, а также туфогенно-осадочные обра-

ТАБЛИЦА 11.4

ЗНАЧЕНИЯ ПЛОТНОСТНЫХ И ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ПОРОД,
ВСКРЫТЫХ СКВ. СГ-3

Породы	Плотность, г/см ³	Пористость (открытая), %	Проницае- мость, мкм ²
Протерозой, интервал глубин 0—4500 м			
Магматические (диабазы, габбро-диабазы, пироксеновые порфиры и др.)	3,0	0,40	0,031
Вулканогенно-осадочные и осадочные (метатифы, метатифиты, вулканогенные брекчии, филлиты, алевролиты и др.)	2,90	0,45	0,044
Протерозой, интервал глубин 4500—6835 м			
Магматические (метадиабазы, метаандезиты и др.)	2,89	0,60	0,291
Вулканогенно-осадочные (различные сланцы)	2,78	0,55	1,252
Архей, интервал глубин 6835—10 500 м			
Гнейсы	2,69	1,19	16,905
Амфиболиты	2,93	—	—
Ультраметаморфиты	2,98	—	—

зования, в той или иной степени обогащенные сульфидной минерализацией. Разность между максимальными и минимальными средними величинами (по петрофизическим интервалам) составляет $0,6—0,7 \text{ г/см}^3$. Максимальные плотности имеют массивные мелкозернистые пироксеновые порфиры, залегающие в верхней части разреза (интервалы глубин 351—356,5, 446—457, 576—584 м). Среднее значение σ для них $3,11 \pm 0,12 \text{ г/см}^3$. Минимальные значения плотности отмечены в самой нижней части разреза (например, для биотитовых порфировидных мусковитизированных гранитов, интервалы 9489—9499 и 9558—9605 м, $\sigma = 2,61 \pm 0,10 \text{ г/см}^3$), причем чаще всего минимальные значения плотности встречаются в зонах тектонических нарушений. Средневзвешенное значение плотности для милонитизированных пород протерозоя 2,88, для осадочных 2,89, для туфов и туффитов 2,92 г/см³.

На основании микроскопического изучения пород печенгского комплекса установлено, что повышенные значения плотности осадочных комплексов пород объясняются присутствием в них значительного количества рудных минералов, главным образом пирита и пирротина, имеющих достаточно большую минеральную плотность δ .

Как и следовало ожидать, изверженные породы характеризуются самыми высокими значениями плотности — $3,01 \text{ г/см}^3$.

При изучении плотностных свойств по разрезу впервые было обнаружено их резкое изменение в средней части протерозоя (нижняя пачка заполяринской свиты zp_1) на глубине около 4500 м, а также на границе протерозоя и архея (глубина 6842 м). Первая граница обусловлена проявлением дислокационного метаморфизма (В. И. Казанский и др.), вторая — связана с изменением состава пород. Следовательно,

изучение закономерностей изменения плотности по разрезу дает возможность провести границы раздела не только между протерозоем и археем, но и внутри нижнего протерозоя, расчленив его на данном участке Печенгского синклинория на две части: верхнюю массивную, сложенную материнской, ждановской и заполярнинской (кроме zr_1) свитами, и нижнюю рассланцованную (лучломпольская, пиртиярвинская, кувернериньокская, маярвинская и телевинская свиты).

Укрупненное деление разреза горных пород, вскрытых скв. СГ-3, по плотностным свойствам (см. табл. II.4) получается трехслойным: интервал глубин 0—4500 м — породы представлены массивными малопористыми диабазами, габбро-диабазами, вулканогенно-осадочными и осадочными разностями ($\sigma = 2,95$ г/см³), характеризующимися наиболее низкими в разрезе значениями пористости и проницаемости; интервал глубин 4500—6842 м — породы представлены рассланцованными вулканогенно-осадочными образованиями, характеризующимися меньшей плотностью и более высокими по сравнению с первым интервалом значениями пористости и проницаемости; интервал глубин ниже 6842 м — сложен породами архея, имеющими (за исключением амфиболитов) наименьшую в разрезе плотность и наибольшие пористость и проницаемость.

Средневзвешенное значение плотности для пересеченной скважиной части архейского амфиболит-мigmatит-гнейсового кольского комплекса (включая ортоамфиболиты, возможно, более молодого (?) возраста) равно 2,73 г/см³. Чередование в разрезе архея контрастных по вещественному составу пород, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях, обуславливает большую по сравнению с протерозоем плотностную неоднородность.

Максимальные значения плотности имеют (исключая очень слабо представленные в разрезе роговообманковые сланцы и железисто-силикатные породы с магнетитом) аподиабазовые амфиболиты — 3,06 г/см³. Повышенной плотностью обладают тела лейкократовых (часто с куммингтонитом) амфиболитов — 2,92 г/см³. Интервалы залегания этих групп амфиболитов, как правило, варьируют по мощности от первых метров до 20—30 м и характеризуются плотностной однородностью, среднеквадратическое отклонение не превышает 0,03 г/см³. Группа аподиабазовых амфиболитов отвечает толеит-базальтовому петрохимическому типу, лейкократовых — андезит-базальтовому.

Самостоятельную петрогенетическую группу в разрезе архейского комплекса составляют биотитовые и двуслюдяные гнейсы с варьирующим содержанием высокоглиноземистых минералов. В интервале глубин 6842—7622 м средневзвешенное значение плотности для этой группы 2,77 г/см³, причем внутри нее отчетливо выделяются три подгруппы со средними значениями $\sigma = 2,71$, 2,77 и 2,84 г/см³. Двуслюдяные гнейсы с фибролитом, развитые в интервалах 9456—9541 и 10 144—10 600 м, имеют среднее значение плотности 2,72 г/см³ при очень небольшой дисперсии.

Плотность наиболее распространенных в архейском комплексе темных мигматитов, развитых по различным гнейсам и амфиболитам, составляет 2,64 г/см³, а при интенсивном проявлении микроклинизации — 2,62 г/см³. Среди пород архея встречаются реликты эпидот-биотитовых и эпидот-биотит-амфиболитовых гнейсов ($\sigma = 2,71$ —2,78 г/см³), одноименных сланцев (2,87—2,97 г/см³) и амфиболитов (3,00—3,02 г/см³). Для всех этих пород свойственны высокая дисперсия плотности и постепенный переход одной в другую, что хорошо фиксируется на детальном (1 : 500) разрезе.

Следует отметить, что в породах, идентичных по химическому составу, при переходе от пренит-пумпеллиитовой к зеленосланцевой фа-

ции плотность возрастает на 0,05—0,06 г/см³, а минеральная плотность (табл. II.5) — на 0,10—0,14 г/см³.

Учитывая, что плотность кристаллических (докембрийских) пород в массиве практически соответствует их минеральной плотности, важную роль метаморфического фактора можно считать доказанной. В зо-

ТАБЛИЦА II.5
ПОРИСТОСТЬ И МИНЕРАЛЬНАЯ ПЛОТНОСТЬ НЕКОТОРЫХ ПОРОД РАЗРЕЗА СКВ. СГ-3

Порода	Глубина, м	k_{II}	k_{no}	σ	$\bar{\sigma}$	СТ*
		%		г/см ³		
Диабаз	830,3	0,7	0,1	2,99	3,01	0
Диабаз пойкилоофитовый	860,8	0,5	0,2	3,09	3,10	0
Филлит	1135,2	0,7	0,2	2,90	2,92	0
Туффит	1142,2	1,2	0,4	2,90	2,93	0
Габбро-диабаз бласто-катаклазированный	2318,7	0,6	0,2	2,77	2,78	0
Метапесчаник	2413,0	0,8	0,2	2,80	2,82	0
Метадиабаз	3281,8	0,6	0,3	2,91	2,93	0
Магнетит-серицитовый сланец	4858,2	2,8	0,4	2,97	3,05	0
Магнетит-биотит-плагиоклазовый сланец	5111,6	2,8	0,4	2,77	2,85	0
Амфиболит	6952,9	2,0	1,1	3,07	3,12	0
Ставролит-биотитовый гнейс	7193,5	2,1	0,9	2,84	2,90	0
Биотит-эпидотовый гнейс	7758,9	2,6	2,4	2,77	2,85	min
Теневой мигматит	8118,6	3,2	1,8	2,60	2,69	min
Амфиболит	8446,6	2,1	0,9	3,06	3,13	0
Теневой мигматит	8625,1	2,6	1,6	2,65	2,71	min
Амфиболит	8733,8	2,6	1,2	3,09	3,14	0
Теневой мигматит	8811,8	2,2	0,9	2,62	2,68	min
Амфиболит	8939,1	2,7	0,9	3,03	3,11	0
Теневой мигматит	9050,8	2,5	1,7	2,65	2,71	min
Амфиболит	9091,3	2,7	2,2	3,02	3,09	min
Теневой мигматит	9220,5	3,5	2,4	2,62	2,72	max
То же	9317,2	3,1	2,7	2,64	2,72	max
”	9418,3	2,6	1,9	2,61	2,68	min
Амфиболит ”	9921,2	3,4	0,7	2,99	3,09	0
”	9928,6	2,2	1,3	3,08	3,15	min
Амфиболит бласто-катаклазированный	10035,7	1,6	0,6	3,06	3,11	0
То же	10043,9	1,6	0,8	2,71	2,76	0
Амфиболит	10053,8	4,3	2,8	3,00	3,13	max
Биотитовый гнейс	10122,5	2,5	1,8	2,70	2,77	0
Теневой мигматит	10124,0	4,8	4,6	2,59	2,72	max
Двуслюдяной гнейс с фибролитом	10158,8	4,5	4,4	2,63	2,76	max
То же	10485,3	3,2	1,9	2,69	2,77	0

* СТ — степень открытой трещиноватости техногенно-декомпрессионного происхождения, оцениваемая по трехбалльной шкале — 0, min, max.

нах интенсивного проявления зеленосланцевой фации, приуроченных к участкам дробления и милонитизации, происходит заметное снижение плотности в первую очередь за счет разуплотнения пород, особенно амфиболитов, подвергающихся бластокатаклазу и бластомилонитизации с сопутствующей хлоритизацией.

Данные о величинах и соотношениях общей и открытой пористости, а также минеральной плотности зерна скважины приведены в табл. II.5 и II.6. В целом вниз по разрезу отмечается скачкообразное увеличение

k_p на глубине 4,5 км и $k_{п.о}$ на глубинах 6,8—6,9 км (граница протерозоя и архея).

Основными факторами, влияющими на изменение пористости пород в разрезе, являются глубина, с которой был извлечен керн, структура, текстура и степень метаморфизма пород.

ТАБЛИЦА II.6

ПРОНИЦАЕМОСТЬ $k_{пр}$ ПОРОД, ВСКРЫТЫХ СКВ. СГ-3

Глубина отбора проб, м	Порода	Пористость открытая, %	$k_{пр} \cdot 10^3$ (в мкм ²) при давлении, МПа			
			0,01	10	50	100
3786	Актинолитизированный диабаз	1,2	0,40	0,26	0,14	—
5492	Альбитофир	—	0,34	0,13	0,06	0,04
6140	Бластоклазит	2,5	0,46	0,24	0,09	0,05
6300	Сланец амфибол-плагиоклазовый	2,45	0,43	0,25	0,12	0,07
6325	То же	1,9	0,63	0,38	0,16	0,10
6351	"	1,89	0,51	0,37	0,14	0,05
6371	Сланец амфибол-плагиоклаз-хлоритовый	3,17	0,76	0,46	0,12	0,05
6462	То же	1,9	0,062	0,036	0,011	0,008
6621	"	4,01	0,085	0,039	0,024	0,002
6739	"	4,19	0,047	0,026	0,019	0,008
6742	"	1,99	0,138	0,048	0,035	0,009
7120	Ставролит-мусковит-биотит-кварц-плагиоклазовая порода	4,9	0,022	0,010	0,004	—
8710	Амфиболит	1,92	1,53	0,91	0,14	0,08
8759	Биотит-плагиоклазовый гнейс	4,31	6,95	3,11	1,06	0,90
9003	То же	3,18	1,51	0,88	0,11	0,06
9060	"	1,5	2,22	0,92	0,18	0,14
9905	Амфиболит	1,94	1,59	0,86	0,25	0,20

Из анализа соотношений k_p и $k_{п.о}$ для различных типов пород видно, что одновременно с повышением пористости керна изменяется структура его порового пространства: изолированные поры в нижней части разреза уступают место поровым каналам и микротрещинам. В керне, извлеченном с глубин более 7600—7700 м, наряду с декомпрессионной микротрещиноватостью имеет место развитие трещин отрыва, по-видимому, возникающих при взаимодействии породоразрушающего инструмента с забоем скважины. В образцах с максимальной концентрацией таких трещин наблюдаются наиболее высокие значения k_p (3,5—4,8 %) и снижение в связи с этим значений плотности примерно на 0,04 г/см³. Пористость кристаллических пород, измеряемая при нормальных термодинамических условиях, несколько возрастает с увеличением степени метаморфизма.

Данные о влиянии повышенных давлений на изменение плотности пород приведены в табл. II.7, о влиянии неравномерного и равномерного всестороннего сжатия на фильтрационно-емкостные свойства — на рис. II.3.

Из анализа приведенных материалов можно заключить, что под действием напряжений, моделирующих воздействие геостатического давления, коэффициенты пористости (пустотности) пород, так же как и коэффициенты проницаемости, снижаются, хотя последние сохраняют значения, позволяющие предполагать возможность фильтрации флюидов и газа через породы, залегающие на больших глубинах.

Микротрещиноватость и неравномерность деформации пород в условиях равномерного объемного сжатия свидетельствуют о влиянии на них тектонических напряжений достаточно высокого уровня.

Восстановление при эксперименте напряженного состояния, характерного для тектонически активных зон (неравномерного объемного

ТАБЛИЦА 11.3
ВЛИЯНИЕ ВСЕСТОРОННЕГО ДАВЛЕНИЯ НА СРЕДНЮЮ ПЛОТНОСТЬ
 $\sigma_{\text{ср}}$ ГОРНЫХ ПОРОД (В Г/СМ³), ВСКРЫТЫХ СКВ. СГ-3

Глубина отбора проб, м	Порода	$\sigma_{\text{ср}}$ при давлении, МПа			
		0,01	100	200	1200
290—1000	Диабазы	3,02	3,03	—	—
2140	Филлиты	2,75	2,79	2,82	2,84
2276—4534	Актинолитизированные диабазы	2,99	3,01	3,02	3,07
4640	Кварц-карбонат-хлоритовые сланцы	2,86	2,88	2,89	2,93
4742	Андезитовые порфиры	2,80	2,82	2,83	2,88
4844—4867	Аркозовые песчаники	2,69	2,71	2,72	2,74
5540—5577	Сланцы амфибол-плагноклазовые	2,88	2,90	2,91	—
5647—5688	Доломиты	2,77	2,80	2,81	2,84
5691	Карбонат-слюдисто-кварцевые сланцы	2,69	2,70	2,71	—
5928—6337	Сланцы амфиболовые	2,88	2,90	2,91	2,93
6329—6822	Сланцы амфибол-плагноклазовые с хлоритом или биотитом	2,77	2,80	2,81	2,83
6841—9211	Гнейсы биотит-плагноклазовые	2,64	2,69	2,70	2,72
7159—9590	Граниты, гранитоидные породы	2,63	2,66	2,67	—
7357—7760	Мигматиты	2,77	2,79	2,80	—
7469—9905	Амфиболиты	2,95	2,99	3,00	3,02

сжатия), позволило выявить, что у кристаллических пород в этих условиях возможен заметный прирост пустотности вследствие развития ориентированной микротрещиноватости. С этой особенностью деформации, по-видимому, связаны повышенные фильтрационные возможности пород, залегающих на больших глубинах.

Таким образом, на основании изучения плотностных и фильтрационно-емкостных свойств горных пород разреза скв. СГ-3 до глубины 11 600 м можно сделать следующие выводы:

а) разрез сложен высокоплотными породами, обладающими малой пористостью. Аномально высокая плотность σ туфогенно-осадочных и метаосадочных пород обусловлена их низкой пористостью и присутствием рудных минералов;

б) плотностная характеристика пород разреза отражает в первую очередь их вещественный (химический) состав. Региональный метаморфизм умеренного давления в диапазоне от пренит-пумпеллиновой до зеленосланцевой фаций приводит к возрастанию плотности кристаллических пород не более чем на 2 % (0,05—0,06 г/см³), а минеральной плотности — на 4 % (0,10—0,14 г/см³). Глубина залегания данной породы практически не влияет на абсолютные значения плотности, и заметного возрастания плотности с глубиной не наблюдается;

в) изменение состава пород, а также вторичные процессы привели к тому, что с увеличением глубины плотность пород уменьшается, а пористость возрастает; проницаемость также увеличивается с глубиной;

г) показатель плотности низкопористых кристаллических пород может служить надежным критерием для геолого-петрографического расчленения разреза. Необходимым условием для получения достоверных результатов является высокая точность определения $\sigma = 0,01 \text{ г/см}^3$;

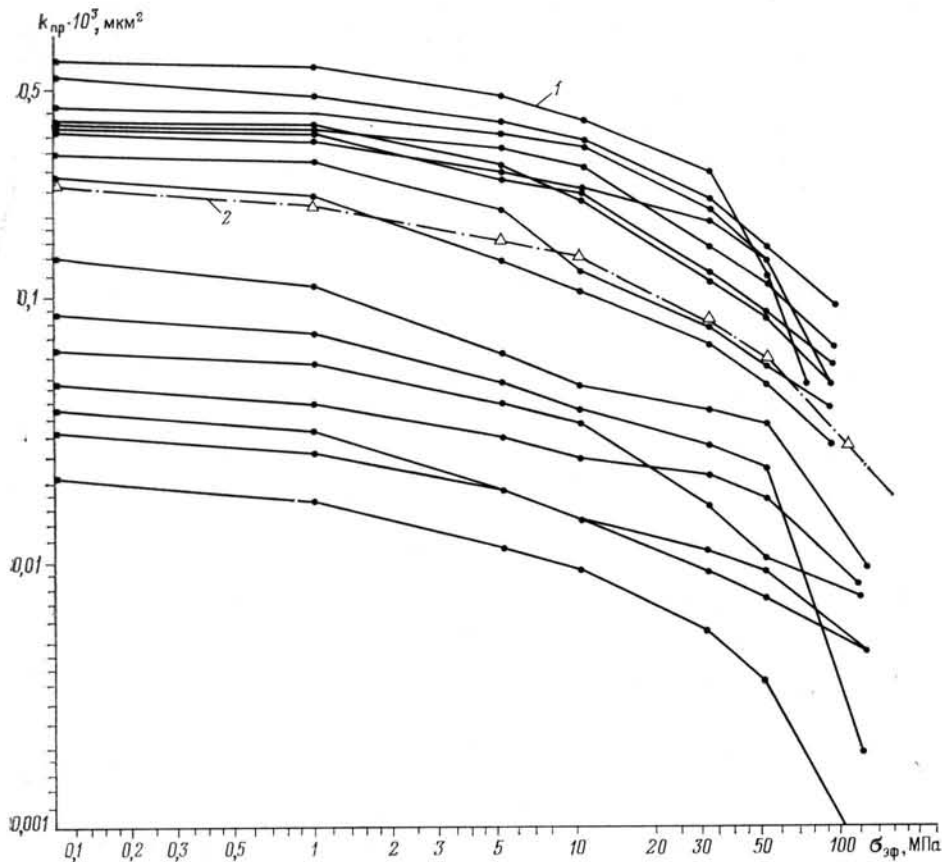


Рис. 11.3. Изменение проницаемости $k_{пр}$ пород разреза СГ-3 в условиях различных эффективных напряжений $\sigma_{эф}$.

1 — данные по отдельным образцам; 2 — директивная кривая

д) по результатам изучения плотностных и фильтрационно-емкостных свойств установлено трехслойное деление разреза. Первая поверхность раздела на глубине 4500 м практически совпадает с границей между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фацией метаморфизма, вторая лежит в пределах эпидот-амфиболитовой фации и совпадает с границей между археем и протерозоем. Правомерность такого деления подтверждается результатами, полученными при изучении других физических свойств разреза.

АКУСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Способность горных пород передавать упругую энергию характеризуется акустическими свойствами, которые подразделяются на кине-

матические и динамические. По разрезу скв. СГ-3 эти свойства изучались по образцам керна, извлеченного из скважины, и по данным каротажа. По образцам керна при атмосферном и повышенном давлениях определялись следующие характеристики: скорость распространения продольных упругих волн: $v_{p\parallel}$ — вдоль оси керна (скважины); $v_{p\perp}$ — перпендикулярно к оси керна; v_{p1}^c , v_{p2}^c , v_{p3}^c — соответственно максимальная, промежуточная и минимальная скорости в образце с естественной влажностью (сухих); v_{p1}^b , v_{p2}^b , v_{p3}^b — соответственно максимальная, промежуточная и минимальная скорости в водонасыщенном образце; «корреляционная» скорость [9]: $v_p = \sqrt[3]{v_{p1}^c \cdot v_{p2}^c \cdot v_{p3}^c}$; скорость распространения поперечных упругих волн: $v_{s\parallel}$ — вдоль оси керна (скважины); $v_{s\perp}$ — перпендикулярно к оси керна; коэффициенты K_a и фактор A анизотропии пород относительно v_p :

$$K_a^c = v_{p1}^c / v_{p3}^c, K_a^b = v_{p1}^b / v_{p3}^b, A = v_{p\parallel} / v_{p\perp};$$

динамический модуль Юнга — $E_{\text{дин}}$; динамический коэффициент Пуассона — $\nu_{\text{дин}}$.

Скорости продольных и поперечных волн по керну определялись методом прозвучивания образцов на стандартных установках УЗАС, УЗИС, УКБ и ДУК.

Измерения v_p и v_s при давлении до 200 МПа (2 кбар) проводились в установке гидростатического сжатия, работающей от насосной станции типа НСВД-2500. На этой установке за короткое время можно выполнить большое число экспериментов на образцах сравнительно крупных размеров (для испытания из образцов керна вырезались прямоугольные призмы сечением 20×20 мм и высотой 35—40 мм, торцы тщательно шлифовались). Для регистрации времени распространения упругой волны через образец породы (метод прозвучивания) использовалась стандартная ультразвуковая аппаратура.

Метрологическое обеспечение исследований образцов осуществлялось Лабораторией петрофизики ВСЕГЕИ, а исследования разреза скважины методом широкополосного акустического каротажа (АКш) — Комплексной геофизико-геохимической экспедицией ВНИИЯГГ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АКУСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПО КЕРНУ

Измерения при атмосферных условиях. По керну скв. СГ-3 выполнено более 30 тыс. замеров v_p и более 1000 замеров v_s , т. е. измерения носили массовый характер. Обработка всей совокупности данных проведена с привлечением методов математической статистики. Основной первичной единицей обработки данных являлся «петрофизический интервал», в пределах которого значения физических свойств различаются не более чем на $\pm 5\%$.

Из анализа данных о скорости распространения продольных волн v_p следует, что разрез скв. СГ-3 высокоскоростной. Для протерозойских отложений (до глубины 6842 м) средневзвешенное (по мощности) значение скорости $v_{p\parallel}$ вдоль оси керна для образцов с естественной влажностью равно 5670 м/с, для водонасыщенных образцов 6080 м/с. Разность между средними значениями скоростей, измеренных вдоль вертикальной оси керна $v_{p\parallel}$ по интервалам, более 3500 м/с. Максимальным значением $v_{p\parallel}$ характеризуются мелкозернистые массивные диабазы материнской свиты, залегающие в верхней части разреза, габбро-диабазы ждановской свиты, а также актинолитизированные диабазы и шаровые лавы заполярининской свиты. Средневзвешенное значение для этих пород равно 6600—6800 м/с. Наиболее низкие значения (до 2000 м/с), по данным измерений на образцах, свойственны вскрытой

части архея, однако при насыщении образцов флюидами (керосином, водой), а также под воздействием внешнего давления скорость в них резко возрастает и приближается к значениям, полученным скважинными методами. Для пород верхней массивной части разреза влияние этих факторов незначительно.

Средневзвешенное значение $v_{p\parallel}$ для архейского комплекса (интервал глубин 6842—11 000 м) 3990 м/с. Наименьшим значением характеризуются двуслюдяные гнейсы с фибролитом (интервал глубин 10 144—10 600 м) — 3020 м/с, а наибольшим — бластокатаклазированные, низкотемпературные диафторированные амфиболиты — 5960 м/с. Незмененные амфиболиты имеют $v_p=4750$ м/с (табл. II.8), теневые мигматиты (гнейсо-граниты), преобладающие в разрезе, — 3990—4060 м/с, а локально развитые их бластокатаклазированные диафторированные разновидности — 4980 м/с.

Для распределения v_p в целом по разрезу скв. СГ-3 характерны, во-первых, хорошая корреляция значений скорости с плотностью пород, во-вторых, наличие трех резких границ, где наблюдается уменьшение v_p . Первая из них (интервал глубин 4300—4500 м) практически совпадает с границей зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма внутри толщи метадиабазов. На этой границе имеют место нарушение корреляции скорости и плотности, что связано с возрастанием последней на $0,03$ г/см³, и резкое увеличение анизотропии скорости K^a_a от 1,04 до 1,14—1,17, вызванное рассланцеванием пород. При одинаковой степени рассланцевания K^a_a зависит от меланократовости пород. Так, в теневых мигматитах архея он составляет 1,05—1,06, а в амфиболитах и двуслюдяных гнейсах достигает 1,14—1,24.

Линейность, возникающая при рассланцевании по роговой обманке, другим минералам или их агрегатам, характерна для всего нижележащего разреза и ориентирована субперпендикулярно к оси скважины. Именно этим вызвано уменьшение значений $v_{p\parallel}$ уже на глубине 4300 м, в то время как «корреляционная» скорость v_p резко снижается лишь на глубине 4500 м, что, естественно, не может быть объяснено только рассланцеванием пород.

Второе резкое уменьшение скорости совпадает с границей протерозоя и архея, где снижается также и плотность из-за контрастного увеличения общей лейкократовости разреза; степень метаморфизма пород остается без изменений. Существенное уменьшение скорости ниже этой границы не может быть связано лишь с петрографо-минералогическим фактором, что подтверждается снижением скорости на глубине порядка 10 100 м, где не наблюдается контрастного изменения вещественного состава пород.

Одновременно с определением скорости распространения продольных волн измерялась скорость распространения поперечных волн, что позволило рассчитать значения динамических характеристик упругости — модуля Юнга $E_{дин}$ и коэффициента Пуассона $\nu_{дин}$. Характер изменения этих параметров по разрезу скв. СГ-3 близок к характеру изменения v_p : также отчетливо проявляются резкие разделы в средней части протерозоя и на границе протерозоя и архея. Так, модуль Юнга меняется от 100—104 ГПа в верхней части печенгского комплекса до 63—71 ГПа в нижней, а для архейского комплекса его средневзвешенное значение равно лишь 27 ГПа. Коэффициент Пуассона снижается от 0,23—0,27 в верхней части печенгского комплекса до 0,14—0,21 в нижней и до 0,11 в архейском комплексе. Основным фактором, определяющим столь значительные изменения $E_{дин}$ и $\nu_{дин}$ вниз по разрезу, безусловно, является частичная дезинтеграция пород в связи с увеличением степени микротрещиноватости за счет декомпрессии керна; фактор вещественного состава играет подчиненную роль.

ТАБЛИЦА 11.8

СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН (В КМ/С),
ИЗМЕРЕННЫЕ НА ОБРАЗЦАХ КЕРНА ПОРОД ПРОТЕРОЗОЯ,
СОПОСТАВЛЕННЫЕ С ДАННЫМИ АКУСТИЧЕСКОГО КАРОТАЖА
(для однородных участков разреза при давлении до 200 МПа)

Порода	Глубина, м	Число образцов	Плотность, г/см ³	Скорость в зависимости от p , МПа						Скорость по данным АК
				0,1	25	50	100	150	200	
Матертинская свита										
Габбро-диабаз	93—186	3	3,07	6,50 3,54	6,53 3,56	6,56 3,58	6,60 3,61	6,63 3,63	6,67 3,65	6,60 3,7—3,8
Диабаз	186—334	3	3,02	6,59 3,67	6,64 3,69	6,69 3,71	6,74 3,79	6,78 3,75	6,81 3,76	6,65 3,7
Диабаз	466—525	1	3,00	6,52 3,60	6,56 3,62	6,59 3,64	6,65 3,68	6,67 3,70	6,70 3,72	6,7—6,8 3,8
МетатUFFы и диабазы	530—550	1	2,83	6,00 3,35	6,06 3,38	6,11 3,41	6,15 3,45	6,18 3,47	6,20 3,49	6,3—6,5 3,7—3,8
Габбро-диабаз	599—664	2	3,04	6,81 3,64	6,88 3,68	6,93 3,71	7,00 3,75	7,04 3,79	7,07 3,82	7,0 3,95
МетатUFFы	762—817	1	2,89	6,24 3,63	6,27 3,64	6,30 3,65	6,33 3,67	6,35 3,69	6,37 3,70	6,3—6,4 3,7
Диабаз	832—840	1	3,03	6,79	6,86	6,95	7,04	7,08	7,12	6,6
Диабаз	888—1059	2	3,05	6,73 3,73	6,81 3,77	6,88 3,81	6,96 3,86	7,00 3,89	7,03 3,92	6,8—6,9 3,8—3,9
МетатUFFы	965—971	1	2,81	6,35 3,63	6,41 3,65	6,45 3,66	6,50 3,68	6,53 3,70	6,56 3,72	6,3 —
Ждановская свита										
Туфы, туф- фиты	1059—1119	1	2,81	6,10 3,49	6,14 3,51	6,17 3,53	6,23 5,57	6,26 3,59	6,30 3,62	6,3 3,6
Габбро-эс- секситовые	1282—1417	3	2,84	5,64 3,21	5,89 3,31	6,03 3,38	6,26 3,49	6,32 3,52	6,39 3,56	6,2—6,3 3,7
Серпентинизи- рованный пер- идотит	1570—1635	1	3,20	6,67 3,66	6,71 3,71	6,74 3,75	6,82 3,80	6,86 3,83	6,90 3,86	— —
Серпентинит	То же	4	2,84	6,18 3,41	6,23 3,43	6,27 3,45	6,34 3,47	6,38 3,49	6,41 3,51	6,3—6,4 3,6
Алеврофиллит	1678—1756	1	2,98	5,63 3,29	5,66 3,31	5,69 3,33	5,75 3,37	5,78 3,41	5,82 3,43	5,9—6,1 3,6—3,7
Алеврофилли- ты	1941—1952	1	2,80	6,12 3,53	6,16 3,55	6,19 3,57	6,25 3,61	6,28 3,63	6,32 3,65	6,1 3,7
Габбро-диабаз	1988—2125	6	3,05	6,35 3,57	6,51 3,61	6,61 3,65	6,78 3,72	6,84 3,75	6,89 3,78	6,9—7,0 4,0
Алеврофилли- ты и песча- ники	2135—2264	4	2,82	5,84 3,51	5,92 3,54	5,99 3,61	6,07 3,64	6,10 3,67	6,13 3,70	5,8—6,1 3,5—3,7
Габбро-диабаз	2264—2325	1	3,05	6,22 3,49	6,43 3,56	6,60 3,62	6,68 3,66	6,74 3,68	6,78 3,70	6,9 3,9
Алеврофилли- ты и песчани- ки	2325—2487	6	2,80	5,94 3,52	5,99 3,54	6,03 3,56	6,09 3,60	6,13 3,63	6,17 3,66	6,0—6,2 3,6—3,7
Габбро-диабаз	2637—2747	4	2,98	6,16 3,44	6,42 3,51	6,55 3,57	6,65 3,61	6,68 3,63	6,71 3,65	6,8—6,9 3,9
Алеврофил- литы	2764—2805	3	2,85	6,03	6,12	6,17	6,22	6,24	6,26	5,9—6,0
Заполянинская свита										
Диабаз акти- нолитизиро- ванный	2820—2845	1	3,01	6,26	6,52	6,70	6,75	6,78	6,81	6,7 3,9
То же	2845—2975	4	3,00	6,56	6,64	6,68	6,71	6,74	6,76	6,9
„	2975—3065	5	2,97	6,29	6,45	6,53	6,64	6,67	6,70	6,5—6,6
„	3175—3242	1	3,03	6,52	6,63	6,70	6,75	6,78	6,81	6,8—6,9

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. II.8

Порода	Глубина, м	Число образцов	Плотность, г/см ³	Скорость в зависимости от p , МПа						Скорость по данным АК
				0,1	25	50	100	150	200	
Диабаз актинолитизированный	3257—3460	3	3,03	6,49	6,54	6,56	6,58	6,60	6,62	6,7—6,8
Диабаз актинолитизированный и диабазовый порфирит	3460—3589	5	3,04	6,68	6,77	6,83	6,88	6,91	6,93	6,8—6,9
То же	3589—3602	2	3,04	6,45	6,51	6,55	6,59	6,62	6,64	6,4
Диабаз актинолитизированный	3625—3645	1	3,04	6,40	6,48	6,52	6,58	6,61	6,64	6,5
Диабазовый порфирит	3645—3682	1	3,01	6,15	6,48	6,60	6,64	6,67	6,70	6,8
Туфобрекчия рассланцованная	3691—3707	1	3,01	5,63	5,68	5,73	5,78	5,81	5,83	5,8—6,0
Диабаз актинолитизированный	3790—3886	1	3,00	6,23	6,48	6,58	6,77	6,80	6,83	6,7—6,8
Диабазовый порфирит актинолитизированный	3886—4082	11	3,04	6,39	6,68	6,81	6,92	6,96	7,00	6,9—7,0
То же	4082—4169	2	3,05	6,25	6,47	6,60	6,67	6,70	6,73	6,9
„	4220—4244	4	3,00	6,52	6,78	6,87	6,95	6,99	7,02	6,9
Диабазовый порфирит актинолитизированный	4244—4268	1	3,00	6,18	6,57	6,70	6,80	6,85	6,89	6,9
То же	4268—4286	3	3,02	6,05	6,83	6,48	6,62	6,66	6,70	6,9
„	4299—4325	1	3,09	6,25	6,60	6,74	6,97	7,03	7,08	6,9
„	4325—4435	6	3,05	6,42	6,66	6,80	6,89	6,94	6,98	6,8
Лучломпольская свита										
Андезитовый метапорфирит	4673—4784	3	2,74	5,38	5,82	5,99	6,09	6,12	6,16	5,9—6,0
Песчаники, сланцы	4831—4884	3	2,76	4,03	5,16	5,54	5,83	5,94	6,02	5,8—6,0

Примечание. Для каждого интервала глубин в первой строке приведены значения v_p , во второй — v_s .

Измерения при давлении до 200 МПа. По керну скв. СГ-3 выполнено 302 замера v_p и более 200 замеров v_s при гидростатическом давлении до 200 МПа (см. табл. II.8 и рис. II.4).

Из табл. II.11 видно, что даже в пределах сравнительно однородной материнской свиты v_p и v_s для отдельных разностей пород существенно различаются. Для плотных, мелкозернистых и массивных пород этой свиты характерны небольшие изменения скорости в зависимости от давления, однако разность v_p при начальном и конечном давлениях не менее 2—3 %, чаще 3—4 %.

Для ждановской свиты характерны породы с существенными различиями в средних значениях плотности и скорости, например для эссекитового габбро они достигают 10—12 %, и значительной зависимостью скорости от давления (см. рис. II.4). Изменения скорости от давления в габбро-диабазовых породах составляют в среднем 8 %.

Для пород нижележащих свит свойственны высокая степень рас-
слабцеивания и вторичные изменения, вследствие чего они изучены пока
недостаточно (изучены при повышенных давлениях). Из табл. II.8
видно, что типичные породы лучломпольской свиты отличаются сравни-
тельно низкими скоростями v_p , они составляют верхнюю часть зоны пони-
женных скоростей.

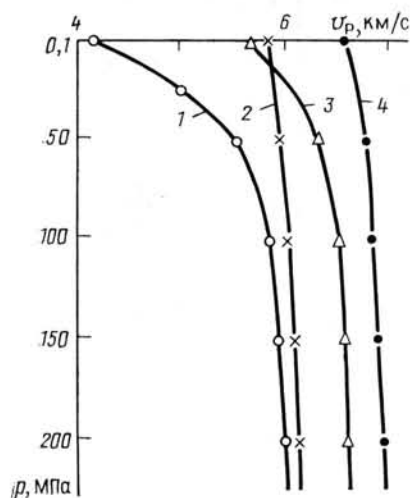


Рис. II.4. Типичные кривые изменения скорости распространения продольных волн v_p в образцах зерна в зависимости от давления p для различных групп пород разреза скважины.

1 — гранито-гнейсы; 2 — алевриты; 3 — бласто-амфиболовые сланцы; 4 — диабазы

Породы характеризуются более крупнозернистой структурой, повышенной пористостью (до 1,5—2 %), изменчивостью и неоднородностью состава и структуры, наличием более или менее четко выраженной анизотропии упругих свойств, пониженными значениями скорости и весьма значительными их изменениями в зависимости от давления. Кроме того, для этих пород типичны сильные вторичные изменения и проявления межзернового и внутризернового катаклаза, в связи с чем измерение скорости упругих волн в этих породах под давлением вызывает затруднения.

При водонасыщении пород скорости значительно увеличиваются, однако в насыщенных образцах под давлением скорости гораздо ниже, чем в сухих образцах, так как жидкость «запирается» в порах и создает внутрипоровое противодействие. Данные, приведенные в табл. II.8, получены для воздушно-сухих образцов при первом нагружении. При повторных нагружениях в ряде случаев отмечаются значительные отклонения кривой $v_p(p)$ от первоначальной, однако при $p \approx 100$ МПа, как правило, кривые сближаются.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АКУСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПО ДАННЫМ ШИРОКОПОЛОСНОГО АКУСТИЧЕСКОГО КАРТАЖА (АК_ш). СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ ИЗМЕРЕНИЙ НА ОБРАЗЦАХ КЕРНА

С целью выяснения значений скорости v_p в глубинных условиях разреза скв. СГ-3 была предпринята попытка сравнить значения скорости, полученные на образцах, с данными АК_ш для тех же пород, полученными на участках с достаточно хорошей записью.

По методике, описанной в [11], была определена зона влияния скважины на упругие свойства пород по данным АК. Для большей части разреза эта зона не превышает 0,15 м и, следовательно, значения v_p по АК_ш характеризуют ненарушенный массив горных пород. Следует отметить, что рассматриваемые породы сравнительно однородны по литологическому составу.

Для разреза архея в отличие от протерозоя провести такое сравнение намного сложнее, поэтому в данном случае целесообразно определять среднее значение v_p по показаниям, полученным для различных интервалов, которые сложены одинаковыми породами. Весь разрез архея по скв. СГ-3 в интервале глубин 6842—11 636 м был разбит на пласты в соответствии с геологической колонкой (см. табл. II.9), всего выделено 408 пластов. Чтобы установить влияние глубины залегания пород на их акустические свойства и выявить специфику свойств одно-

ТАБЛИЦА II.9

ЗНАЧЕНИЯ СКОРОСТИ (В КМ/С) ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН
ПО ДАННЫМ АКУСТИЧЕСКОГО КАРОТАЖА АК

Интервал глубин, м	Порода	Мощность по сква- жине, м	Число пластов	Число опреде- лений	v_p
6842—7627	Биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземи- стыми минералами	507	38	31	$\frac{5,5-6,1}{5,7}$
	Граниты, гранито-гнейсы, пегматиты, теневые мигма- титы	131	17	12	$\frac{5,5-6,0}{6,3}$
	Амфиболиты и рассланцо- ванные амфиболиты	99	13	10	$\frac{6,0-6,7}{6,3}$
7627—9455	Метаультрамафиты	55	8	—	—
	Биотит-плагиоклазовые гнейсы и сланцы	399	37	42	$\frac{5,4-6,2}{5,91}$
	Пегматиты	8	3	2	$\frac{5,9-6,0}{5,9}$
9455—10 636	Амфиболиты и рассланцо- ванные амфиболиты	219	12	9	$\frac{6,0-6,7}{6,4}$
	Метаультрамафиты	25	4	—	—
	Мусковит-биотит-плагио- клазовые гнейсы и сланцы	75	8	5	$\frac{5,3-5,8}{5,5}$
	Двуслюдяные гнейсы с ку- мингтонитом (высокоглино- земистые)	132	9	13	$\frac{5,0-6,0}{5,38}$
	Биотит-амфиболовые гнейсы	7	1	1	6,45
	Биотит-плагиоклазовые гнейсы и сланцы	370	30	33	$\frac{5,4-6,1}{5,73}$
	Биотит-амфибол-плагио- клазовые сланцы	187	26	11	$\frac{5,5-6,3}{5,95}$
	Эпидот-биотитовые гнейсы	82	3	6	$\frac{5,6-6,2}{5,97}$
	Эпидот-биотит-плагиокла- зовые гнейсы и сланцы	452	45	53	$\frac{5,5-6,3}{5,97}$
	Амфиболиты и рассланцо- ванные амфиболиты	461	43	29	$\frac{6,2-6,7}{6,45}$
	Метаультрамафиты	43	7	1	4,5
	Эпидот-биотит-амфиболо- вые сланцы	105	20	14	$\frac{5,7-6,2}{6,04}$
	Эпидот-биотитовые сланцы	15	4	1	5,8
	Биотит-амфибол-плагио- клазовые сланцы	32	5	2	5,9
	Биотит-амфибол-плагио- клазовые гнейсы	66	4	3	$\frac{5,9-6,0}{6,0}$

ОКОНЧАНИЕ ТАБЛ. II.9.

Интервал глубин, м	Порода	Мощность по сква- жине, м	Число пластов	Число определен- ний	v_p
6835—10 636	Эпидот-биотит-амфибол- плагноклазовые гнейсы	75	10	16	5,5—6,1 5,9
	Теневые мигматиты	134	10	7	5,8—6,1 5,92
	Биотитовые граниты	38	12	5	5,5—6,1 5,9
	Граниты и пегматиты	84	13	13	4,9—6,1 5,76
	Кольский комплекс	3801	408	309	4,5—6,7 5,9

Примечание. В числителе — минимальное и максимальные значения параметра, в знаменателе — среднее.

именных пород, залегающих на различных глубинах, определения выполнялись для трех толщ кольского комплекса архея.

Точно рассчитать значения v_p для некоторых пластов было невозможно из-за низкого качества записи кривых АК в пределах кавернозных участков. Меньше всего определений выполнено для пластов ультрамафитов, которые, как правило, содержат крупные каверны. По этой же причине мало определений выполнено и для эпидот-биотит-амфиболовых и эпидот-биотитовых сланцев. Большое число определений имеется для пород типа гранитов, биотит-плагноклазовых гнейсов и амфиболитов, т. е. основных типов пород разреза. Породы типа гранитов, гранито-гнейсов, пегматитов и теневых магматитов развиты во всех трех толщах и мало отличаются друг от друга по средним значениям скорости v_p , которая во всех случаях составляет 5,0—6,1 км/с (среднее значение 5,7—5,9 км/с). Увеличение скорости с глубиной по данным АК для этих пород не отмечается. При сопоставлении показаний АК_ш с измерениями на образцах для пород типа гранитов получено довольно хорошее совпадение. Однако по сравнению с гранитами других районов значения v_p в гранитах скв. СГ-3 явно занижены и по АК, и по измерениям на образцах, что объясняется специфическими особенностями состава и структуры пород, слагающих разрез скв. СГ-3. В верхней толще для пород группы биотит-плагноклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами по данным АК характерны сравнительно низкие значения v_p , что объясняется большим содержанием слюды (мусковита и биотита) при незначительном количестве высокоглиноземистых минералов, довольно высокой пористостью, сильно выраженным катаклазом. Для амфиболитов и рассланцованных амфиболитов свойственны повышенные значения средней скорости (6,3 км/с) при значительных ее вариациях, что частично объясняется сильно выраженной анизотропией пород. По сравнению с одноименными породами средней толщи амфиболиты верхней толщи характеризуются несколько пониженной скоростью.

Средняя толща кольского комплекса в разрезе архея по скв. СГ-3, залегающая на глубине 7627—9455 м, состоит главным образом из биотит-плагноклазовых, эпидот-биотит-плагноклазовых, биотит-амфибол-плагноклазовых гнейсов и рассланцованных амфиболитов. Гнейсы

слагают 992 из 1828 м, т. е. чуть больше половины разреза этой толщи, на геологической колонке выделяются лейкократовые и мезократовые их разности. При давлении 200 МПа среднее значение v_p в лейкократовых разностях 6 км/с (колебания составляют 5,7—6,3 км/с), а в мезократовых 6,08 при колебаниях 5,8—6,4 км/с. Значительные колебания скорости в образцах даже при высоком давлении лишь частично можно объяснить упругой анизотропией пород, которая в данном случае выражена слабо. В основном они обусловлены неоднородностью пород по составу, постоянным присутствием вторичных минералов типа мусковита, хлорита и соссюрита, а также широким развитием катакlastических структур. По данным АК отмечаются более сильные колебания скорости в этих породах, что, кроме специфики пород, объясняется еще и особенностями самого метода, который обладает повышенной чувствительностью к геометрии стенок скважины. Однако средневзвешенные значения скорости по АК для гнейсов средней толщи (5,9—6 км/с) хорошо согласуются с данными измерений на образцах при давлении 150—200 МПа, что свидетельствует о достоверности полученных значений скорости для этих пород в глубинных условиях. Следует отметить, что по сравнению с гнейсами кислого и среднего составов из других районов аналогичные породы из разреза архея скв. СГ-3 характеризуются пониженными скоростями и повышенными значениями v_p/v_s и коэффициента Пуассона.

Рассланцованные амфиболиты средней толщи слагают около 1/4 ее мощности. В табл. II.8 они даны без разделения на отдельные разновидности. Для этих пород представляет интерес сравнение значений по данным АК и измерений на образцах. Изменения на образцах проводились в различных направлениях относительно структуры пород, в частности перпендикулярно к линейности и сланцеватости и параллельно, т. е. в направлениях минимальной и максимальной скорости, чем и обусловлены большие колебания (при $p=200$ МПа они составляют 5,7—7,4 км/с).

По данным АК вариации скорости в указанных породах составляют 6,2—6,7 км/с, т. е. значительно ниже, причем совершенно выпадают максимальные значения, превышающие 7 км/с. Это объясняется тем, что акустическим методом измеряется скорость вдоль стенок и оси скважины, а линейность, как правило, ориентирована субгоризонтально. В этих породах повсеместно наблюдаются сланцеватость и полосчатость плоско-параллельного характера, ориентированные под различным углом к оси скважины, чаще всего под углом 40—60°.

Таким образом, при определении скорости методом АК получают значения, средние между максимальными и минимальными, поэтому пределы колебаний в данном случае меньше, чем при измерениях на образцах. Однако в обоих случаях средневзвешенные значения скорости довольно хорошо совпадают, причем с данными АК следует сравнивать значения скорости, полученные при давлении 150—200 МПа.

В средней толще широко распространены породы типа теневого мигматитов, биотитовых гранитов, пегматитов, слагающие 25 пластов общей мощностью 180 м (около 10 % мощности). По пределам колебаний и средневзвешенным значениям скорости эти пласты хорошо согласуются с данными измерений на образцах одноименных пород при давлении 150—200 МПа (см. табл. II.8).

Нижняя толща, залегающая глубже 9455 м, содержит большое количество биотит-плаггиоклазовых, мусковит-биотит-плаггиоклазовых и эпидот-биотит-плаггиоклазовых гнейсов (527 м, или 45 %), которые аналогичны одноименным гнейсам средней толщи по минеральному составу и структуре, но по замерам акустическим методом характеризуются более низкой средней скоростью, хотя с глубиной можно было бы ожидать ее увеличения. Понижение скорости в данном случае можно объ-

яснить высокой степенью деформации пород, которая, в частности, выражается в сланцеватости и повышенной трещиноватости.

Граниты и пегматиты нижней толщи также имеют несколько пониженные скорости. Двуслюдяные гнейсы с силлиманитом слагают 132 м разреза этой толщи и характеризуются низкими скоростями (5,38 км/с), что, очевидно, обусловлено высокой степенью дробления пород в стенках скважины, а не минеральным составом пород.

Амфиболиты нижней толщи аналогичны по свойствам одноименным породам других толщ. Метаультрамафиты образуют четыре пропластка, для которых акустическим методом скорости не определены.

Таким образом, по результатам изучения упругих свойств пород разреза скв. СГ-3 установлено:

1) разрез земной коры, вскрытый скважиной, является дифференциально-слоистым. Сложившееся представление о том, что скорости для пород одинакового состава с глубиной увеличиваются (градиентная модель), не подтвердилось результатами исследований. Влияние вторичных процессов, приводящих к структурным изменениям пород, четко прослеживается по упругим свойствам. Максимальные значения скорости упругих волн отмечены в верхней части разреза, т. е. выявлен обращенный сейсмогеологический разрез с зоной пониженных скоростей (интервал глубин 4500—6835 м);

2) по упругим свойствам трехслойное деление пород разреза прослеживается еще более четко, чем по плотности (см. табл. II.9). Первая граница раздела (глубина 4500 м) почти совпадает с границей между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями метаморфизма. Принципиальное значение этой границы заключается в том, что ниже нее в целом сохраняется первичный состав пород, за исключением резкого увеличения сланцеватости. Имеет место также увеличение степени анизотропности пород относительно упругих свойств.

Вторая граница (глубина 6842 м) по упругим свойствам фиксируется менее четко, чем по плотностным и ядерно-физическим, что, по-видимому, связано с общими для протерозоя и архея процессами деформации и метаморфизма;

3) диапазон изменения упругих свойств по разрезу весьма велик. Этим объясняется высокая информативность упругих свойств при расчленении разреза и эффективность сейсмоакустических методов;

4) для главных типов разреза сходимость значений скорости, определенных по данным АК и измерениям на образцах при давлении 150—200 МПа, достаточно высока, что свидетельствует о достоверности результатов, полученных при определении скорости в глубинных условиях и эффективности комплексирования измерений по керну и каротажу скважины.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СТВОЛЕ СКВАЖИНЫ

СКОРОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Для определения скоростей распространения сейсмических волн строились годографы первых вступлений и фаз прямой продольной волны Р и годографы фаз интенсивной падающей поперечной волны S, регистрируемой в последующей части записи. Приведение непродольных годографов к продольным и построение скоростного разреза выполнялись по программе расчета годографов в условиях слоистой модели среды с плоскими наклонными границами раздела «Тайм»

(«Time»), учитывающей наклон границ, преломление и образование головных волн, а также другими способами.

По данным ВСП (рис. II.5), выделены пласты мощностью 200—1000 м, неоднородные литологически. Вследствие слабой дифференциации разреза скорости в таких пластах при решении кинематических задач можно считать равными средним скоростям Р- и S-волн, которые с глубиной меняются очень незначительно. Средняя скорость продольных волн 6500 м/с, поперечных 3600 м/с. Отношение v_p/v_s изменяется в пределах 1,65—1,84. Такие значения характерны для кристаллических пород, слагающих разрез.

Для получения более детальной характеристики разреза по интервальной скорости использовались редуцирование и численное дифференцирование годографов. Редуцирование годографов ВСП позволило выявить и уточнить такие контакты пород с разной пластовой скоростью, которые слабо проявлялись на исходных годографах.

Численное дифференцирование выполнялось способом наименьших квадратов в скользящем окне с шагом, равным шагу полевых наблюдений. По графикам кажущейся скорости, построенным для разных баз дифференцирования (160 и 400 м), были уточнены границы интервалов разреза с устойчивой скоростью. В большинстве случаев угловые точки годографов, выявленные или уточненные с помощью редукиции, и контакты пластов, определенные при дифференцировании по графикам кажущейся скорости, соответствовали геологическим границам, связанным с контактами тел разного состава или стратиграфическими разделениями.

Разрешающая способность расчленения разреза по интервальной скорости составляет 100—200 м при стандартной погрешности определения скорости не более 100—200 м/с. Скорость в маломощных пластах характеризуется относительно большей погрешностью определения.

Отдельные интервалы скоростного разреза можно было интерпретировать не только как слоистую, но и как градиентную среду, характеризующуюся плавным изменением скорости с глубиной. Такую возможность в первую очередь обеспечили графики кажущейся скорости.

Скоростные разрезы уточнялись путем совместной интерпретации линейных геоакустических моделей, полученных по данным АК и ВСП. При уровне сглаживания акустической модели 0,965 получено хорошее совпадение с данными ВСП (в пределах 2 %). Это позволило существенно усовершенствовать ранее имевшееся представление о скоростном разрезе, а также перейти к изучению природы отражающих границ.

Приводимая ниже характеристика разреза скважины дается по интервальным скоростям упругих волн.

Верхняя часть (около 150 м) скоростного разреза по данным изучения сверхглубокой и соседних с нею разведочных скважин, а также по результатам наземных сейсмических наблюдений представляется градиентной с плавным увеличением скорости с глубиной от 5200 до 6400 м/с. На большей глубине матертинская свита характеризуется практически постоянными значениями интервальной скорости: для продольных волн 6400—6500 м/с, поперечных 3500 м/с (см. рис. II.5).

Ждановская свита является одним из самых дифференцированных участков разреза скважины по скоростям продольных волн. Скорость изменяется более чем на 1000 м/с, отражая неоднородность вещественного состава свиты. Пониженные значения скорости свойственны оса-

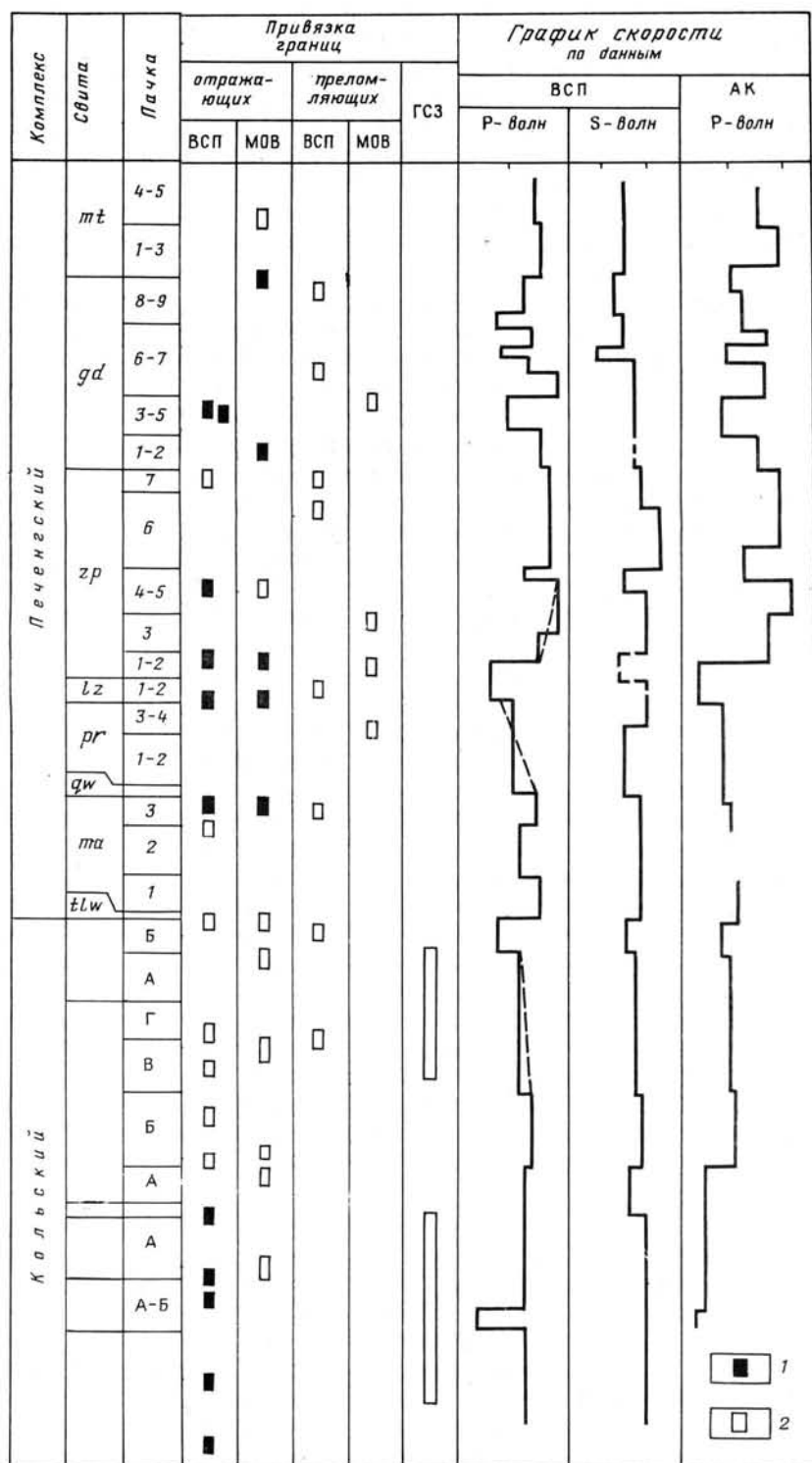


Рис. 11.5. Сейсмические параметры разреза скв. СГ-3 по данным ВСП.
Привязка отражений к границам: 1 — сильным, 2 — слабым

дочным породам, максимальные — пластовой интрузии габбро-диабазов. Дифференциация разреза ждановской свиты по скорости поперечных волн менее выражена по числу слоев (5 вместо 9) и по различию значений скорости (800 м/с). Наиболее отчетливая аномалия скорости v_s в разрезе данной свиты на глубине 1680—1810 м (3000 м/с) совпадает с аномалией скорости продольных волн. В этой части разреза наблюдается повышенная кавернозность ствола, свидетельствующая о наличии тектонических нарушений.

Разрез заполярнинской свиты характеризуется наибольшими значениями интервальной скорости. Практически для всего разреза этой свиты, за исключением маломощных первой и пятой пачек, скорость продольных волн не ниже 6500 м/с, а более чем для 70 % разреза превышает 6700 м/с. Такой скоростью обладают актинолитизированные диабазы. Понижение скорости до 6200 м/с в пятой пачке связано с преобладанием туфогенно-осадочных пород. В первой пачке наблюдается одно из самых низких значений скорости (5500 м/с) для всего разреза печенгского комплекса. Здесь процессы дислокационного метаморфизма, связанные с Лучломпольским нарушением, проявлены в наибольшей степени.

Скорость v_s в заполярнинской свите, как и v_p , также в целом высокая. Некоторое несоответствие скоростей, вероятно, связано с тем, что они определялись по данным ВСП из удаленного пункта взрыва (3000 м), в результате чего могли сказаться неоднородности среды на удалении от ствола скважины.

Скорости v_p для лучломпольской свиты, которая объединяется с первой пачкой заполярнинской свиты в единый интервал со скоростью $v_p = 5600$ м/с, имеют минимальные для всего печенгского комплекса значения. Низкая скорость объясняется преобладанием в разрезе лучломпольской свиты осадочных пород и, главное, широким проявлением тектонических нарушений. Скорость поперечных волн изменяется от 3400 до 3900 м/с.

В разрезе пиртиярвинской свиты $v_p = 6000$ м/с, что ниже на 500—700 м/с по сравнению со скоростью в эффузивах никельской серии. Большая часть разреза свиты характеризуется также пониженной скоростью поперечных волн — до 3500 м/с.

Интервальная скорость продольных волн в маярвинской свите соответствует ее трехчленному стратиграфическому делению. Более низкая, чем в эффузивах никельской серии, скорость объясняется повсеместным рассланцеванием пород.

Маломощные кувернеринйокская и телевинская свиты не могут быть индивидуально охарактеризованы по интервальной скорости; они включены в состав ближайших интервалов соответственно пиртиярвинской и маярвинской свит.

Гнейсовый комплекс дифференцирован по скоростям значительно слабее по сравнению с печенгским; интервалы с постоянной скоростью часто объединяют несколько пачек.

Верхняя толща двуслюдяных плагиоклазовых гнейсов представлена двумя интервалами: верхний (до глубины 7160 м) характеризуется меньшей (5700 м/с) скоростью продольных волн, а нижний большей (до 6100 м/с). Скорость поперечных волн для этих же интервалов, подобно продольным, также увеличивается с глубиной — с 3500 до 3700 м/с.

В разрезе подстилающей толщи биотит-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов по v_p и v_s выделяются три разных интервала. Значения v_p и v_s для верхнего интервала 6100 и 3700 м/с; он объединяет пачки Б и А двуслюдяных плагиоклазовых гнейсов. Средний интервал, соответствующий части разреза пачки Б (см. рис. II.5), характеризуется наибольшей для всего гнейсового комплекса скоростью продольных

волн — 6400 м/с. В третьем — нижнем интервале v_p и v_s снижаются до 6200 и 3600 м/с.

Скоростной разрез по продольным волнам первого из перечисленных интервалов, подобно разрезу пиритиярвинской и нижней части заполярнинской свит, может интерпретироваться как градиентный (см. рис. II.5, пунктирная линия). Для рассматриваемого интервала гнейсов и пиритиярвинской свиты градиент скорости положительный, для заполярнинской — отрицательный.

Маломощная толща двуслюдяных плагиоклазовых гнейсов (9460—9570 м) и подстилающая ее гнейсовая толща, как и нижняя часть толщи биотит-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов, характеризуются постоянной интервальной скоростью — $v_p=6200$ м/с. Скорость поперечных волн в двуслюдяных плагиоклазовых гнейсах в верхней части 3600, ниже 3900 м/с.

Особое место в скоростном разрезе по продольным волнам занимает интервал, соответствующий пачке двуслюдяных плагиоклазовых гнейсов на глубине 10 420—10 600 м. Здесь скорость имеет резко пониженное аномальное значение 5300 м/с по сравнению со всем разрезом скважины.

В самой нижней из исследованных толщ гнейсового комплекса в интервале 10 610—11 500 м наблюдаются скорости $v_p=6200$ м/с и $v_s=3900$ м/с.

В целом описанный скоростной разрез гнейсового комплекса по v_p характеризуется выдержанными значениями скорости: для 75 % изученной его мощности она составляет 6100—6200 м/с. На этом фоне выделяются два интервала аномально низких значений — 5700 и 5300 м/с и участок с повышенной скоростью — до 6400 м/с.

По данным ВСП, для печенгского и гнейсового комплексов увеличения скоростей v_p и v_s с глубиной не наблюдается. Следовательно, влияние компрессионного фактора не является определяющим.

В печенгском комплексе установлена четкая связь скорости с составом и с текстурой пород. Высокие скорости характерны для малоизмененных эффузивов матертинской и заполярнинской свит, а также для силлов габбро-диабазов. Пониженные скорости отмечаются в осадочных породах и на участках разреза, где проявлены процессы расланцевания и милонитизации.

В гнейсовом комплексе относительно меньшая по сравнению с печенгским дифференциация скоростного разреза, по-видимому, отражает более высокую по упругим свойствам гомогенизацию разреза, вызванную широким проявлением полиметаморфизма. Наличие в разрезе гнейсов основных пород, с одной стороны, и процессы мигматизации — с другой, оказывают противоположное влияние на скорость упругих волн. Так, одно и то же значение скорости 6100 м/с характерно как для интервала 7160—7620 м, где среднее содержание амфиболитов — базитовая составляющая — невелико (18—20 % по мощности) и мигматизация слабая (около 20 %), так и для интервала 7620—8460 м, в котором наблюдается почти удвоенное содержание амфиболитов (34 %) и сильно проявлена мигматизация. Интервал глубин 9600—10 400 м также охарактеризован единой продольной скоростью — 6200 м/с, хотя в него включены толщи с различной базитовой составляющей, возрастающей до 50 % одновременно с увеличением мигматизации.

ВОЛНОВАЯ КАРТИНА

Волновая картина в скв. СГ-3 качественно и количественно отличается от наблюдаемой при ВСП в платформенных областях с мощ-

ным осадочным чехлом. Сложные сейсмологические условия в районе работ (крутонаклонные несогласнозалегающие границы раздела, большое число тектонических нарушений и др.) обуславливают соответствующее волновое поле (рис. II.6).

В первых вступлениях на всех сейсмограммах ВСП прослеживается прямая проходящая Р-волна сложной формы. Преобладающая частота ее зависит от условий возбуждения и для разных ПВ меняется

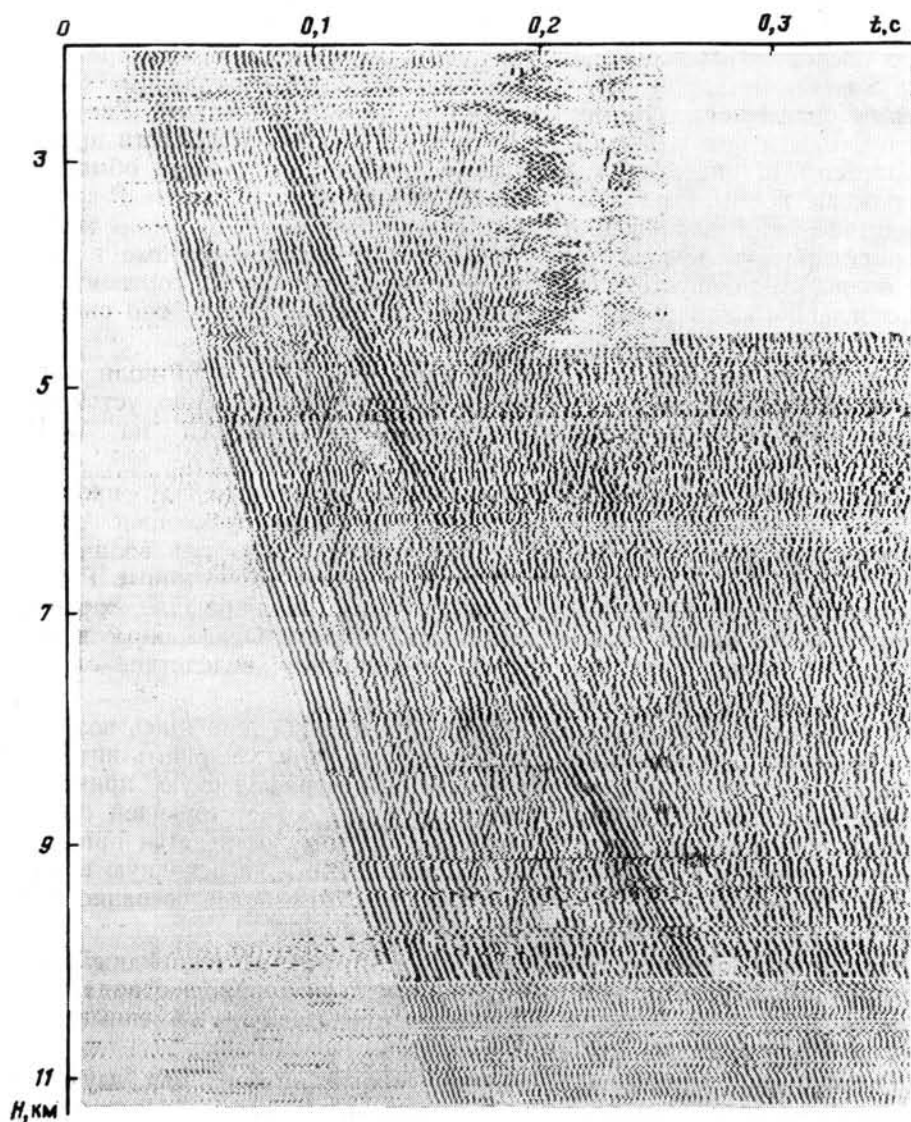


Рис. II.6. Волновое поле на сейсмограмме ВСП₁ (ПВ удален на 680 м)

в пределах 50—100 Гц. В последующих вступлениях наблюдается значительное число падающих волн различной природы. На ВСП₁ во всем диапазоне глубин прослеживается волна с низкой кажущейся скоростью. По кинематическим и динамическим особенностям она однознач-

но интерпретируется как прямая поперечная. Отношение амплитуд записей поперечной и продольной волн в функции глубины регистрации $AS/AP(H)$ в интервале 300—1740 м изменяется в пределах 0,28—1,36. Большая амплитуда z -составляющей поперечной волны, распространяющейся в направлении, близком к вертикальному, свидетельствует об ее высокой интенсивности. Из результатов обработки следует, что в среднем по стволу скважины $AS/AP = 1,73 \pm 0,42$. По-видимому, рассматриваемая волна в условиях сравнительно слабой скоростной дифференциации не может быть обменной проходящей PS-волной, а является выходящей из источника чисто поперечной волной.

В последующих вступлениях в интервале времени между прямыми P- и S-волнами наблюдаются относительно слабые падающие волны с осями синфазности, параллельными первым вступлениям. Уверенно проследить эти волны до поверхности в закритической области времен не удастся. По кинематическим признакам это могут быть обменные проходящие волны типа SP или частично-кратные падающие P-волны. Вследствие значительной протяженности данных осей эти волны можно интерпретировать как обменные SP-волны. Частично-кратные падающие волны из-за неустойчивой корреляции отражающих горизонтов и их несогласного залегания должны иметь более короткие оси синфазности.

На сейсмограммах ВСП кроме падающих P-, S- и SP-волн выделяются обменные проходящие PS-волны, причем особенно устойчиво после цифровой обработки трехкомпонентных записей на ВСП₃ (рис. II.7).

На сейсмограмме z -составляющей вертикального профиля (рис. II.7, а) отмечается устойчивая форма прямой падающей волны P; достаточно уверенно выделяются падающая поперечная волна S, а также обменные проходящие PS $\downarrow$ - и SP $\uparrow$ -волны. Монотипные PP $\uparrow$ и обменные PS $\uparrow$ отраженные волны, выделяемые на z -профиле, характеризуются менее протяженными осями синфазности. Отраженные волны SS $\uparrow$ и SP $\uparrow$ обнаружить не удастся, по-видимому, вследствие слабой интенсивности прямой S-волны.

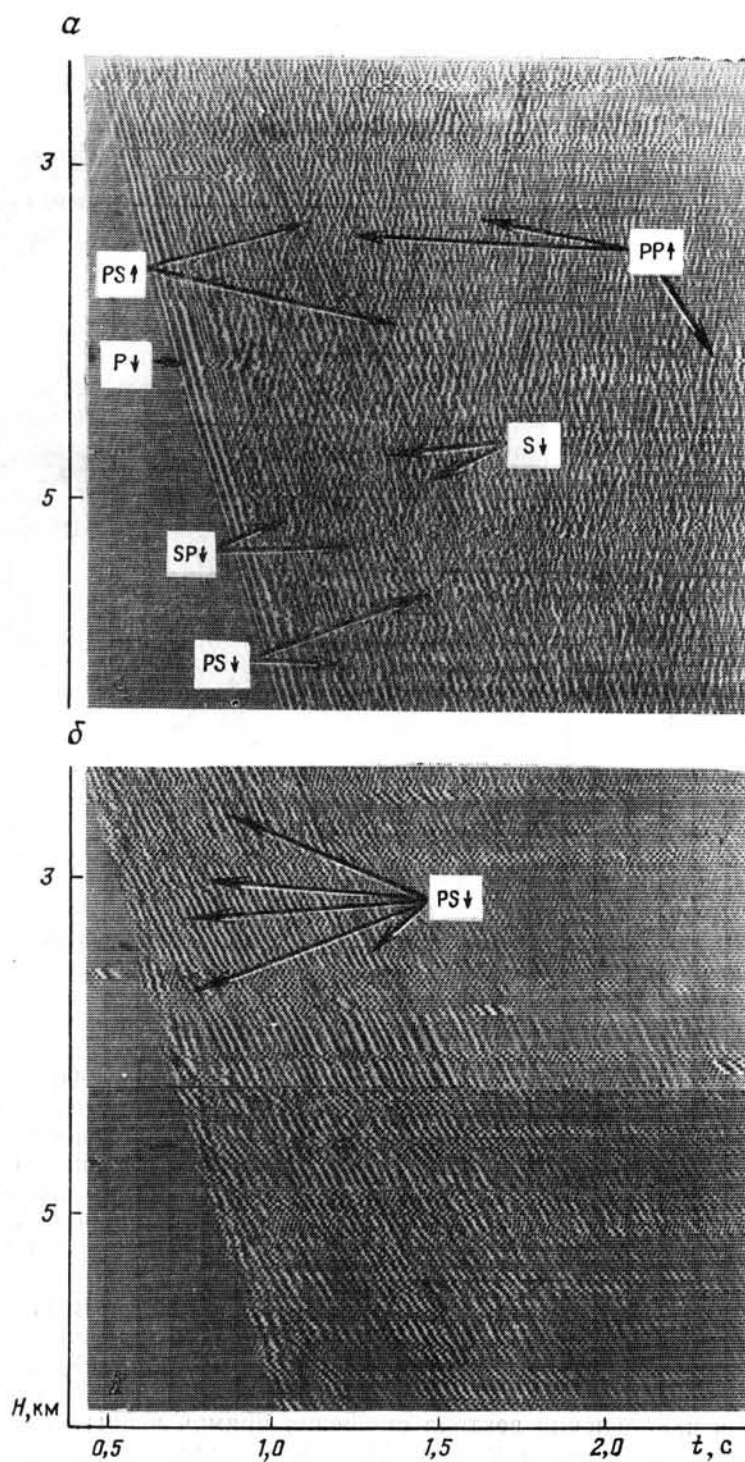
В результате поляризационных преобразований появилась возможность надежно определить природу некоторых волн, увеличить интервалы их прослеживания и осуществить стратиграфическую привязку. Улучшение отношения сигнал/помеха за счет соответствующей ориентации фиктивных компонент наилучшим образом достигается при ориентации минимума характеристики направленности на основную волну-помеху. Путем подавления падающих волн можно более уверенно проследить отраженные и обменные проходящие волны.

На составляющей (рис. II.7, б), ориентированной перпендикулярно к вектору смещения прямой волны, значительно подавлены падающие волны и отчетливо в большом количестве представлены обменные проходящие PS $\downarrow$ -волны.

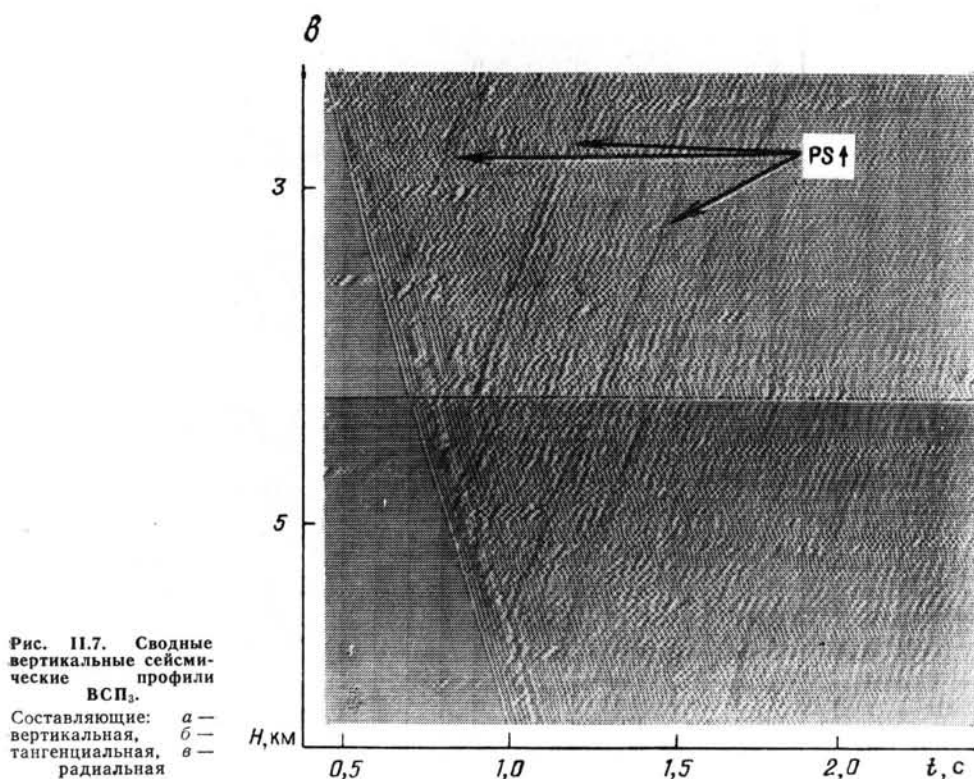
Отраженные волны представляют особый интерес для изучения строения среды на значительном расстоянии от ствола. Поле таких волн представляет собой совокупность осей синфазности, как правило, ограниченной протяженности.

Широкий диапазон кажущихся скоростей ($v_k = 4000 \div 12\,000$ м/с) указывает на наличие как P-, так и S-волн. Вследствие крутых углов наклона границ и их криволинейности тип отраженных волн может быть определен неоднозначно, так как с увеличением наклона отражающих площадок кажущаяся скорость поперечных волн может превышать пластовую скорость продольных во всем интервале прослеживания волны или на отдельных участках.

Сейсмогеологическая привязка в условиях скв. СГ-3 осложняется тем, что отраженные волны прослеживаются в относительно малых интервалах глубин. По кинематическим и динамическим признакам оси синфазности ограниченной протяженности интерпретируются как волны,



отраженные от коротких площадок. Короткие оси синфазности восходящих волн и сложное строение среды не позволяют однозначно определять тип отраженной волны, так как с увеличением угла наклона границ кажущаяся скорость поперечных волн может превысить пластовую скорость продольных на всем интервале прослеживания волны или на отдельных участках. Поэтому интерпретация поля отраженных волн



в значительной мере основывается на имеющихся качественных данных о геологическом строении разреза и уточняется при построении отражающих границ.

На ВСП₁ значительная часть волн, распространяющихся вверх, относится к поперечным. Такая трактовка однозначна, так как кажущиеся скорости рассматриваемых волн находятся в пределах 4900—6000 м/с, что меньше пластовых скоростей продольных волн. В связи с тем, что интенсивность прямой поперечной волны S выше интенсивности прямой продольной волны P, можно полагать, что среди рассматриваемых преобладают монотипные отраженные волны SS↑. Волны с кажущимися скоростями в пределах 6900—12 000 м/с интерпретировались как монотипные отраженные PP↑, так как этот вариант увязывается с общими представлениями об углах наклона границ.

Отличием записей отраженных волн ВСП₂ от записей ВСП₁ и ВСП₃ является то, что на них прослеживаются в основном отраженные PS↑- и монотипные PP↑-волны. На сейсмограммах z-составляющей доминируют PP-волны (см. рис. 11.7, а), а на записях составляющей ориентированной в направлении вектора смещения прямой волны, — обменные отраженные PS↑-волны (см. рис. 11.7, в). Кажущиеся скорости PS↑-

волн 6000—6500 м/с, а $PP\uparrow$ -волн больше 7500 м/с, что увязывается с геологическим разрезом скважины.

Отраженные SS -волны на сейсмограммах не выделяются из-за слабой интенсивности прямой S -волны.

В условиях сложной интерференционной волновой картины идентификация отраженных волн на различных профилях, по-видимому, возможна только для волн, наблюдаемых в начальной части записи, которые можно однозначно привязать к определенным глубинам. На BCP_2 и BCP_3 удастся отождествить волны с несколькими границами, например $H=3800$ и 4900 м. Отдельные оси синфазности, прослеживаемые в последующей части записи, могут быть лишь условно привязаны по глубине, так как соответствуют различным отражающим элементам, иногда значительно удаленным от ствола скважины.

Слабая скоростная дифференциация среды и непараллельность границ являются неблагоприятными факторами для образования интенсивных кратных волн, поэтому волны, прослеживаемые на больших временах, интерпретировались как глубинные отраженные. По записям на BCP_1 и BCP_3 можно выделить отражения до глубины примерно 10 000 м.

Интенсивность экспериментальных отраженных волн значительно выше интенсивности волн, рассчитанных для толстослойного разреза. Это дает основание предполагать, что в разрезе имеются пакки тонких пластов со значительной дифференциацией скоростей и линзовидными включениями. Такое строение обуславливает разнообразие частотного состава отраженных волн.

ПОГЛОЩЕНИЕ УПРУГИХ ВОЛН

Изучение коэффициентов поглощения продольных и поперечных волн в условиях Печенгской впадины осложнено рядом факторов, в частности низкие их значения обуславливаются петрографическим составом пород; трудностями учета расхождения волн вследствие сложности тектонического строения; влиянием рассеяния волновой энергии на неоднородностях разреза на эффективное затухание отдельных волн; нестабильностью взрывного источника колебаний и сложностью характеристик возбуждаемого поля; большим числом актов обмена и существенным изменением поляризации волн в процессе их распространения, затрудняющих контроль и учет нестабильности источника.

Сделана попытка вычислить эффективные коэффициенты поглощения продольных волн, для чего построены графики амплитуд волн P по наблюдениям в скв. СГ-3 и некоторых поисково-разведочных скважинах. Амплитуда полного вектора смещения восстанавливалась по записям вертикальных скважинных сейсмоприемников с учетом угла подхода волны к стволу скважины; угол приближенно оценивался для прямолинейного сейсмического луча. По полученным приближенным графикам амплитуд первых фаз волны P для вертикального профиля сверхглубокой скважины выявлена сложная зависимость их от глубины. Начиная от поверхности земли и до глубин около 4500 м устанавливается общее уменьшение амплитуд. Интервал глубин примерно 4500—7400 м характеризуется аномальным возрастанием амплитуд, объяснение которому, возможно, следует искать в существенном изменении скоростного разреза: появляются низкоскоростные толщи, которые сильно искажают фронты волн и, возможно, имеют иные поглощающие свойства.

Полученные данные не противоречат общим представлениям о коэффициентах поглощения.

Построение отражающих границ проводилось по всем годографам доминирующих отраженных SS-, PS-, PP-волн на вертикальных профилях. При этом были сделаны некоторые допущения: среда принималась однородной, скорости распространения упругих волн — равными скоростям продольных и поперечных волн. Замена реального разреза однородной толщей возможна потому, что при падении волн в направлении, близком к нормальному, в среде с относительно слабой скоростной дифференциацией лучевые скорости незначительно отличаются от пластовых.

Моделирование тонкослойной толщи с криволинейными границами неоправданно усложнило бы решение обратной задачи, привело бы к существенным погрешностям. Использовались значения средних скоростей, полученные на вертикальном профиле.

Построение отражающих площадок по годографам осуществлялось способом засечек. В некоторых случаях решение обратной задачи проводилось специальными приемами для обменных отраженных волн [16].

На рис. II.8 приведены результаты определения элементов залегания по материалам ВСП. Несмотря на то, что решение обратной задачи в плоскости для такого сложного района приближенное, полученные результаты в определенной степени характеризуют строение околоскважинного пространства. Вследствие ограниченности участков прослеживания отраженных волн не удалось построить непрерывные отражающие границы, однако можно предположить, что в условиях очень сложной тектонической обстановки их и не существует. Наиболее протяженные границы удастся проследить по площадкам с помощью суммомент.

Углы наклона находятся в пределах 30—40°, что соответствует данным других методов.

Таким образом, по результатам сейсмических исследований разреза скв. СГ-3 установлено:

- высокая интенсивность поперечных волн, возбуждаемых источником, создает предпосылки для одновременного расчленения разреза по скоростям P- и S-волн, а также эффективного использования поперечных волн с разведочными целями;

- преобладающие частоты P- и S-волн (как падающих, так и отраженных) мало изменяются с глубиной и временем, что свидетельствует о низком затухании волн в породах печенского комплекса, благоприятном для увеличения глубинности исследований и применения высокочастотных разведочных модификаций методов с повышенной разрешающей способностью;

- наблюдения ВСП позволяют прослеживать глубинные отраженные волны, которые характеризуются короткими осями синфазности, разнообразны по частотному составу и имеют довольно значительную интенсивность, что указывает на интерференционный характер образования отражений. В формировании поля отраженных волн принимают участие как монотипные, так и обменные отраженные волны;

- рассматриваемая среда неблагоприятна для образования кратных волн, поэтому волны, распространяющиеся вверх, с большой степенью достоверности можно интерпретировать как однократно отраженные;

- на всех сейсмограммах ВСП доминируют три типа отраженных волн — SS↑, PS↑, PP↑. Преобладание SS↑- или PS↑-волн на записях во многом зависит от условий возбуждения;

- совместный анализ волнового поля и детальной геоакустической

модели среды позволил выявить несколько типов сейсмических отражающих границ в разрезе скв. СГ-3: а) литологические границы, которые приурочены, например, к глубинам 2000, 2800, 5750 м; б) линзовидные включения или тонкая невыдержанная слоистость пластов по пло-

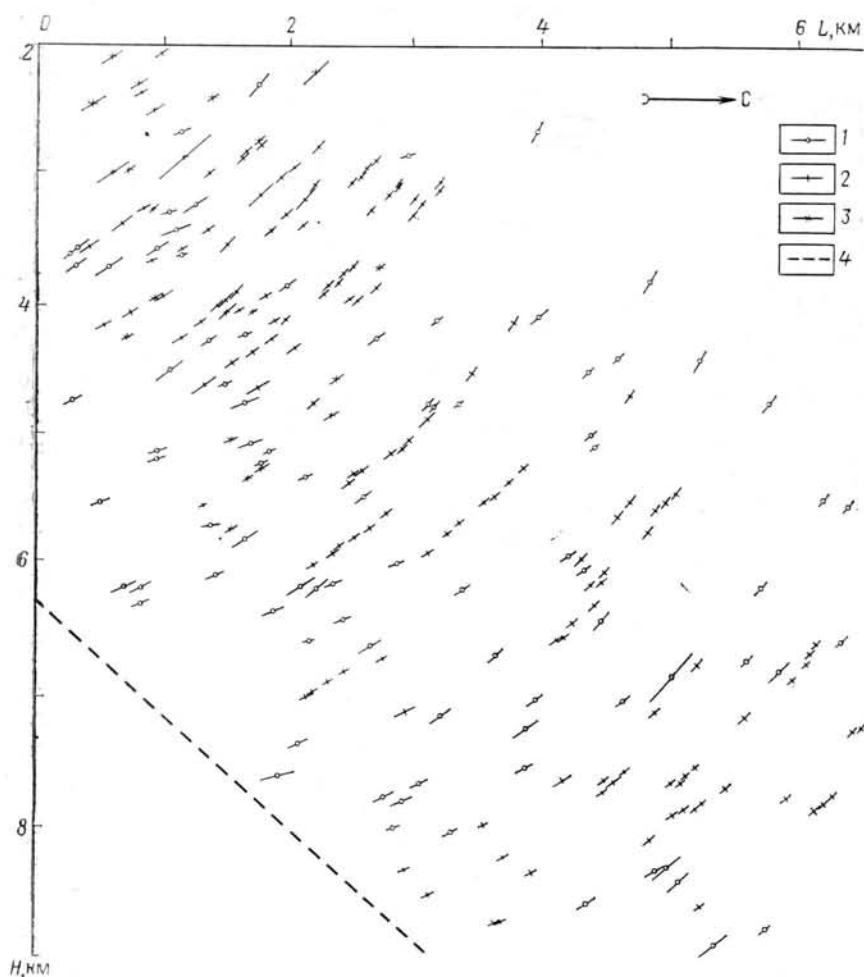


Рис. 11.8. Отражающие площадки.

По данным: 1 — ВСП_з, 2 — ВСП_д, 3 — ВСП; 4 — линия, ограничивающая изучаемую область; L — расстояние от устья скважины по горизонтальному профилю

щади (на этих границах образуются интенсивные отражения SS- и PP-волн с короткими осями синфазности); в) зоны, характеризующиеся аномальными напряжениями, например зона на глубине 3800 м; г) тектонические границы, связанные с катаклизмом и расщепленностью пород, например на глубине 4500 м.

Для дальнейшего детального исследования волнового поля, изучения динамических и кинематических характеристик волн, а также глубинного строения необходимы ориентируемые трехкомпонентные зонды, использование площадных систем наблюдений и применение стабильных источников возбуждения, в частности невзрывных.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

При изучении разреза скважин одним из основных параметров является электрическое сопротивление, определяемое по данным каротажа ρ_k и образцам керна ρ . Для определения ρ_k «in situ» в основном использовались показания БКЗ и БК, ρ по образцам измерялось с помощью одно- и двухэлектродных установок.

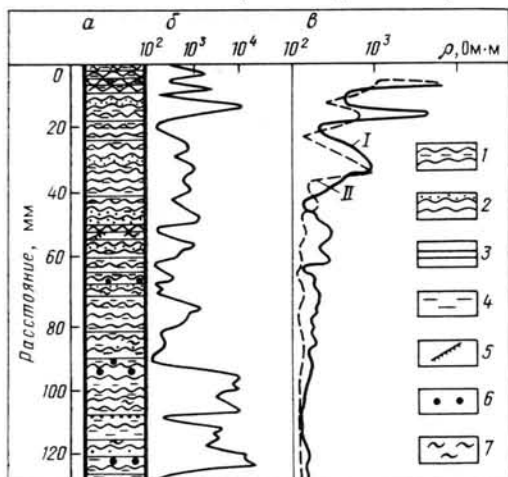


Рис. 11.9. Результаты изучения ρ аншлифа образца филлита.

а — петрографический разрез образца керна; б — кривая ρ ; в — результаты спектральной обработки инструментальных (I) и визуальных (II) наблюдений.

1 — алевроитистый окварцованный филлит; 2 — филлит с песчанником; 3 — алевролит; 4 — обогащенность углеродистым веществом; 5 — кварцевые жилки; 6 — вкрапленность сульфидов; 7 — прожилково-сульфидное оруденение

няется высокой пористостью (до 7 %) и проницаемостью, наблюдаемыми в образцах, но может не проявиться на глубине 7000 м. Чаще наблюдается обратная картина, когда ρ пород, залегающих в естественных условиях, за счет подземных вод, заполняющих трещины, оказывается на 1—1,5 порядка ниже [27] по сравнению со значениями, измеренными на максимально насыщенных образцах.

На рис. 11.9, б приведены результаты измерения ρ аншлифа образца филлита, отобранного с глубины 1600 м. Измерения проводились с шагом 1 мм, результаты обрабатывались по методике частотно-пространственного анализа [15]. По этому же образцу также с шагом 1 мм выполнено петрографическое изучение данного аншлифа (рис. 11.9, а). С целью последующей обработки петрографических данных по методике частотно-пространственного анализа каждой выделенной разновидности (см. рис. 11.9, 1—7) приписывался свой код в соответствии с уровнем среднего ρ . При математической обработке полученной ритмограммы (см. рис. 11.9, в, II) ступенчатой кривой распределения, характеризующей ритмичность чередования различных слоев в изучаемом аншлифе, выявлена хорошая сходимость результатов визуальных и инструментальных наблюдений. Спектр измерений кривой ρ содержит два крупных максимума с амплитудами $5 \cdot 10^3$ и 10^3 Ом·м и периодами 18 и 10,5 мм соответственно. По данным микроскопических наблюдений, в керне именно с такими периодами наблюдается чередование плохо проводящих прослоев и сингенетичной вкрапленности сульфидов. Следовательно, амплитудный спектр несет информацию о периодичности отложения сульфидов в процессе осадконакоп-

Характер изменения ρ и ρ_k практически одинаков по всему разрезу. Максимальные сопротивления типичны для диабазов, шаровых лав и песчаников, минимальные — для алевролитов и филлитов печенгской серии. Значения ρ и ρ_k в высокоомных породах различаются на 1—2 порядка, например в метадиабазах и шаровых лавах на глубине 3200—3600 м для ρ_k они достигают 6×10^4 Ом·м, для ρ $4,5 \cdot 10^5$ — $5,6 \cdot 10^6$ Ом·м. Для низкоомных разностей пород значения ρ_k и ρ иногда практически совпадают, например в осадочных породах ждановской свиты, где ρ и ρ_k имеют один и тот же порядок.

Удельные сопротивления архейских образований, измеренные на образцах, оказались на порядок ниже по сравнению с ρ_k , что, по-видимому, объяс-

ления. Кроме того, спектр измеренной кривой ρ качественно идентичен результатам визуального петрографического изучения аншлифа. Таким образом, для изучения сингенетичной сульфидной вкрапленности достаточно проводить измерения ρ на образцах керна с помощью однополюсной установки и по амплитудному спектру судить о преобладающих ритмах осадконакопления. Указанная методика более полно характеризует особенности состава пород и периодичности ритмов осадконакопления, причем значительно сокращаются затраты времени и средств по сравнению с таковыми при визуальных наблюдениях.

Влияние повышенных температур на удельные электрические сопротивления (электропроводность γ) некоторых пород разреза скв. СГ-3 видно из рис. II.10—II.15. Экспериментальные значения γ (в Ом/см) образцов пород на приведенных рисунках представлены в виде изобар в системе координат: логарифм удельной электропроводности — обратная величина абсолютной температуры. При таком методе обработки результатов появляется возможность определять энергию активации процесса электропроводности E_0 и предэкспоненциальный коэффициент, входящие в уравнение: $\gamma_t = \gamma_0 \cdot e^{-E_0/kT}$, где γ_t , γ_0 — электропроводность при температуре t и 0 соответственно; k — константа. Кроме того, по характеру графической зависимости (крутизне наклона графика, приуроченности точки излома к определенной температуре и аномальному ходу графиков) можно судить о механизме проводимости горных пород, физико-химических превращениях, процессах дегидратации, подвижности носителей зарядов, их диффузии и других явлениях. Параметры энергии активации и предэкспоненциального коэффициента при γ_0 , определяемые экспериментально, используются в геофизике при теоретических расчетах электропроводности глубоких горизонтов земли [13]. Наибольший интерес в этом отношении представляют «мантийные» (ультраосновные) породы, которые в разрезе скв. СГ-3 представлены перидотитами.

Серпентинизированные ультраосновные породы, извлеченные из скважины, имеют весьма широкие пределы зависимости электропроводности от температуры (см. рис. II.10). Для сравнения на рис. II.10 приведена довольно узкая область $\lg \gamma = f(1/T)$ для неизменных оливинов, оливинитов, пироповых перидотитов и дунитов. Представленный графический материал свидетельствует о тесной связи изменения электропроводности со степенью серпентинизации первичных материалов, а следовательно, и с минеральным составом пород. Имеется связь электропроводности серпентинитов с количеством находящегося в них мелкокрапленного рудного минерала (магнетита), а также с типом серпентинитовых минералов. Наименьшей электропроводностью обладают серпентиниты, которые содержат до 10 % и более магнетита. На рис. II.10 заштрихована область, характеризующая влияние давления 1500—2000 МПа на электропроводность ультраосновных пород.

Графические зависимости $\lg \gamma = f(1/T)$ для актинолитизированных диабазов в зависимости от высокой температуры (на рис. II.11) заключены в узкую область, что указывает на их близкий минералогический состав. Для сопоставления на рис. II.11 показаны наиболее типичные области электропроводности неизменных габбро и высокопроводящих базальтов. Электропроводность диабазов перекрывается этими областями. Высокие значения электропроводности изученных диабазов по сравнению с другими диабазами обусловлены их минеральным составом (плагноклаз, авгит, актинолит) и текстурными особенностями. Включения рудных минералов и мелкозернистая структура породы, по-видимому, также способствуют повышенной электропроводности диабазов (по сравнению с типичными основными породами).

Присутствие актинолита обуславливает некоторую специфику в характере зависимости $\lg \gamma = f(1/T)$ — наличие пологих участков с малой

энергией активации. Образование таких участков связано с процессом дегидратации, в результате которого проводимость породы в этом интервале температур определяется комплексными анионами (ОН) с низкими энергиями активации. Величина энергии активации актинолитизированных диабазов в области собственной проводимости сравнительно

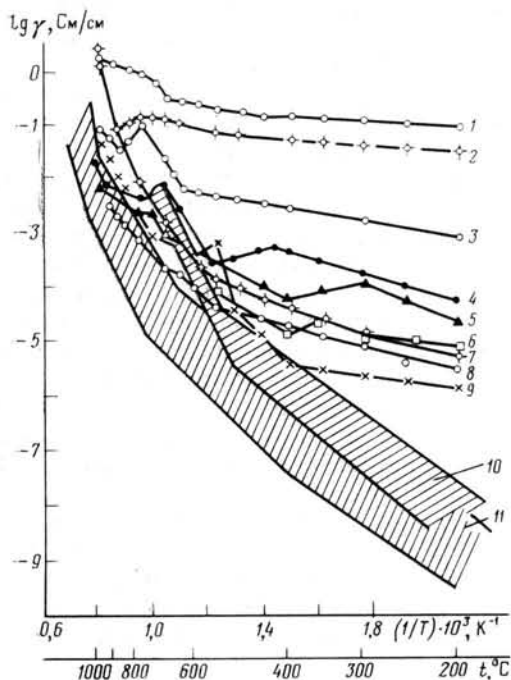


Рис. 11.10. Зависимость электропроводности ультраосновных пород от температуры.

1-9 — кривые для образцов серпентинита, отобранных из разреза скв. СГ-3; 10 — область пределов электропроводности ультраосновных пород при давлении 1500—2000 МПа; 11 — то же, при атмосферном давлении

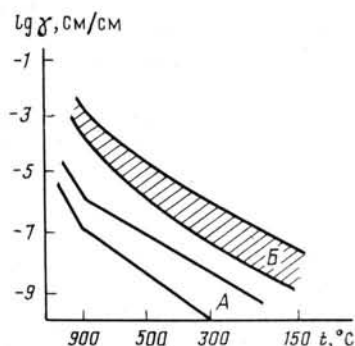


Рис. 11.11. Зависимость электропроводности актинолитизированных диабазов от температуры.

Область электропроводности: А — для неизмененных габбро, Б — для проводящих базальтов

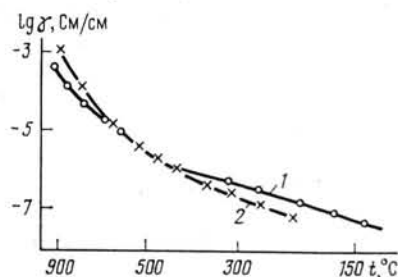


Рис. 11.12. Зависимость электропроводности для двух образцов (1 и 2) шаровых лав от температуры

невелика: для большинства изученных образцов составляет 1,35 эВ, а иногда и меньше, и не превышает 2,2 эВ.

При сравнении электропроводности слабоактинолитизированных диабазов шаровых лав, отобранных с различных глубин разреза скв. СГ-3, получено весьма хорошее совпадение по всем температурным интервалам (см. рис. 11.12), что свидетельствует об идентичности химического и минералогического составов, а также структуры этих пород.

Низкими значениями $\lg \gamma = f(1/T)$ среди исследованных пород разреза характеризуется магнетизированный андезитовый порфирит, наибольшими — породы, представленные ритмичным чередованием алевритов и филлитов. Последние имеют резко выраженную анизотропию электропроводности, которая уменьшается по мере повышения температуры (см. рис. 11.13). Максимальная электропроводность наблюдается вдоль слоистости, минимальная — перпендикулярно к ней. Это различие электропроводности (на пять порядков) свидетельствует о том, что данная анизотропия не кристаллографического происхождения, а обусловлена чередованием слоев с высокой (за счет присутствия рудного минерала) и низкой электропроводностью.

Влияние повышенных (до 2000 МПа) квазивсесторонних давлений в интервале температур 150—600 °С на величину электропроводности изучено для актинолитизированных и роговообманковых диабазов, пикритовых порфиров и филлитовых сланцев из интервала глубин разреза 2276—4534 м, где они представлены наиболее полно.

Из экспериментальных результатов следует, что актинолитизированные и роговообманковые диабазы при повышенных давлениях и температурах в основном имеют близкие, а часто и одинаковые элек-

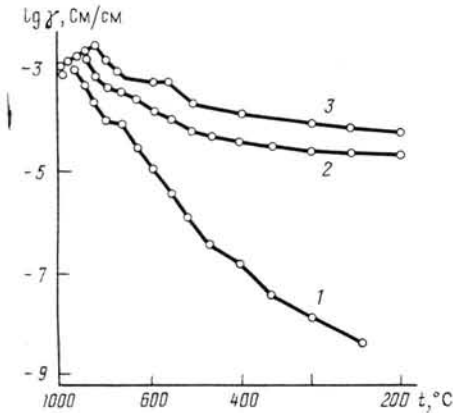


Рис. 11.13. Зависимость электропроводности пород, представленных переслаиванием филлита с карбонатным алевритом от температуры.

1 — перпендикулярно к сланцеватости; 2 — вдоль сланцеватости; 3 — вдоль вертикальной оси зерна

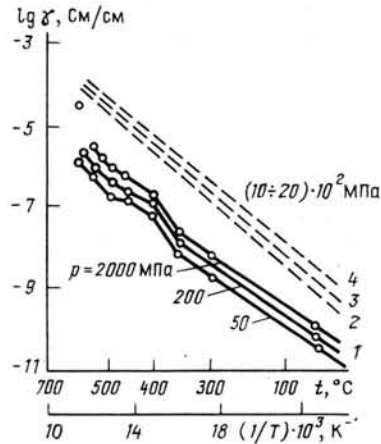


Рис. 11.14. Зависимость пределов электропроводности различных (1—4) образцов актинолитизированных диабазов разреза СГ-3 от температуры при различных давлениях

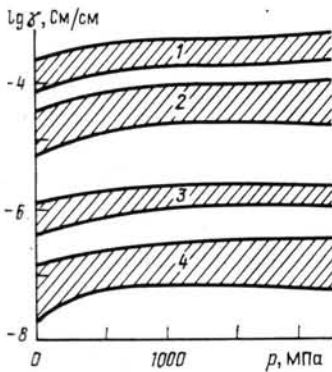


Рис. 11.15. Зависимость пределов электропроводности актинолитизированных и роговообманковых диабазов от давления при разных температурах, °C:

1 — 600, 2 — 400, 3 — 300, 4 — 200

тропроводности, пределы значений которых находятся в довольно узких областях (см. рис. 11.14). Электропроводность этих диабазов при повышении давления от 50 до 2000 МПа увеличивается на 40—70 %, а при повышении температуры от 200 до 600 °С возрастает на каждые 100 °С в пределах одного порядка. У некоторых диабазов увеличение значений $\gamma = f(p)$ сопровождается уменьшением энергии активации E_0 носителей зарядов, определяющих механизм проводимости и абсолютные значения электропроводности (см. рис. 11.14). По изобарам γ вычислена энергия активации, которая при давлениях 50—2000 МПа в интервале температур 150—650 °С находится в пределах 0,5—0,7 эВ.

Из обобщенных результатов (см. рис. 11.15) следует, что актинолитизированные и роговообманковые диабазы при давлениях 50—2000 МПа в интервале температур 150—600 °С характеризуются максимальными электропроводностями и, следовательно, низкими удельными сопротивлениями. Более низкие значения электропроводности имеют диабазы с шаровыми отдельностями (в образце с глубины 2937,2 м). При давлениях 1000—2000 МПа в изученном интервале температур электропроводность андезитовых порфиров, относящихся к более кислым породам, на три порядка ниже, чем актинолитизированных диабазов.

Изменение характера и величины анизотропии электропроводности типичных рассланцованных туфогенных алевролитов и филлитов в зависимости от температуры показано на рис. П.13. Из рисунка видно, что при температуре 200—600 °С наиболее высокая электропроводность получена по слоистости, наименьшая — перпендикулярно к этому направлению и промежуточная — вдоль вертикальной оси керна.

Коэффициент анизотропии удельного сопротивления (в %), вычисленный по формуле $[\rho_{\parallel} - \rho_{\perp} / \rho_{\perp}] \cdot 100$ ($\rho_{\parallel}$, $\rho_{\perp}$ — удельное сопротивление соответственно параллельно слоистости и перпендикулярно к ней), значительно возрастает при температуре больше 400 °С (табл. П.10), по-видимому, за счет резкого повышения проводимости при процессах дегидратации, протекающих с различной интенсивностью в разных направлениях слоистой породы.

Таким образом, в результате изучения электрических свойств горных пород скв. СГ-3 по данным каротажа и образцам керна установлено:

удельное сопротивление по разрезу скважины изменяется от $1 \cdot 10^{-6}$ до $1 \cdot 10^9$ Ом·м, причем преобладают породы с высокими $\rho = 10^5 \div 10^6$ Ом·м; на фоне высокоомных пород (диабазы, габбро-диабазы, шаровые лавы, песчаники и т. д.) резко выделяются образования, имеющие повышенную электронную проводимость вследствие графитизации алевролитов и филлитов и наличия сульфидных прожилков. Этими факторами обусловлена высокая информативность методов электрического каротажа при литологическом расчленении протерозойского осадочно-вулканогенного комплекса Печенгской структуры;

породы архея характеризуются наиболее высокими ρ и практически не дифференцированы по электрическим свойствам.

Предложенная методика частотного анализа результатов измерений ρ однополюсной установкой на образцах керна может быть использована для выявления доминирующих частот изменения этого параметра, а также изучения ритмичности осадконакопления метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород по их электрическим свойствам. На изменение электропроводности повышенные давления оказывают значительно меньшее влияние, чем повышенные температуры. Наряду с изменением электропроводности у изученных пород наблюдается также изменение энергии активации ионов, определяющих проводимость пород.

Эти выводы очень важны при изучении глубинного строения Земли [13], так как позволяют предположить, что в земной коре и подкорковом слое локальное увеличение электропроводности может быть вызвано процессами гидратации кристаллических горных пород.

ТАБЛИЦА П.10
ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ
НА КОЭФФИЦИЕНТ АНИЗОТРОПИИ
ДЛЯ ФИЛЛИТОВ

T, °C	Коэффициент анизотропии (в %) при давлениях, МПа	
	50	1000
200	810	857
300	434	404
400	540	380
500	605	589
600	608	1360

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Магнитные характеристики отражают концентрацию и состав ферромагнитных минералов, их структурное состояние, соотношение с парамагнитными железосодержащими минералами.

Магнитные свойства горных пород разреза скв. СГ-3 определялись как в условиях естественного залегания, так и по образцам керна. В условиях естественного залегания измерены составляющие полного вектора магнитного поля $\vec{H}$ и магнитная восприимчивость χ . По керну скв. СГ-3 изучены следующие магнитные характеристики: магнитная

ТАБЛИЦА II.11
ЗНАЧЕНИЯ МАГНИТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОРОД ПО РАЗРЕЗУ СКВ. СГ-3

Тип породы	Группа пород	$\chi \cdot 10^5$, ед. СИ	Q	$J_n \cdot 10^5$, А/м
Протерозой, интервал глубин 0—4586 м, зона сульфидной минерализации				
Изверженные, туфы	Диабазы	88	3,05	231
	Габбро-диабазы	105	4,1	153
	Ультраосновные	6160	2,23	10 612
	Туфы основного состава	151	1,79	278
Средневзвешенное значение		561/94*	3,13/3,2*	1017/218*
Туфогенно-оса- лочные	Туфогенные	108	1,94	50
	Терригенные, хемогенные	129	7,21	825
Средневзвешенное значение		125	6,05	654
Протерозой, интервал глубин 4586—5642 м, зона оксидной минерализации				
Изверженные, туфы	Аподиабазовые сланцы	4760	1,2	1 440
	Андезитовые порфириты	66	4,1	243
	Ультраосновные, туфы	7067	1,5	7 639
Средневзвешенное значение		4542	1,4	1 507
Осадочные	Терригенные, хемогенные	86	1,02	88
Протерозой, интервал глубин 5642—68342 м, зона смешанной минерализации				
Изверженные	Аподиабазовые сланцы, анде- зитовые порфириты	43	0,4	23
	Ультраосновные	56	0,2	7
Средневзвешенное значение		45	0,4	22
Архей, интервал глубин 6842—10 500 м, зона смешанной минерализации				
Гнейсы		20	2,0	22
Амфиболиты		70	9,1	680
Ультраметаморфиты		40	1,4	39
Средневзвешенное значение		46	2,5	70

* В числителе — значения, рассчитанные для всех пород, включая ультраосновные, в знаменателе — без ультраосновных.

восприимчивость χ и анизотропия A_χ ; величина и направление естественной остаточной намагниченности $\vec{J}_n$; фактор Кенигсбергера $Q = J_n/0,5 \cdot \chi$; намагниченность насыщения J_s , остаточная намагниченность насыщения $\vec{J}_{rs}$; разрушающее поле H'_{cs} остаточной намагниченности насыщения; параметр N_t (см. раздел «Результаты магнито-минералогического анализа пород»).

Указанные характеристики определялись на астатическом магнитометре МА-21 и РОК-генераторе ИОН-1, термомагнитометре и вибромагнитометре. Методики проведения измерений магнитных характеристик керна и обработки полученного материала достаточно освещены в литературе [20, 27].

Результаты изучения магнитных свойств керна, извлеченного из скв. СГ-3, приведены в табл. II.11.

Наиболее представительный материал по керну скважины (свыше 35 тыс. определений) получен для магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности и фактора Кенигсбергера.

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ

Это одна из наиболее важных магнитных характеристик пород, отражающая их способность к намагничиванию в постоянном магнитном поле $\vec{H}$. Дифференциация разреза скв. СГ-3 по χ довольно значительна.

Результаты машинной обработки данных по петрофизическим интервалам показали, что 80 % из них имеют значимое различие по χ с вероятностью от 95 до 99,9 % (границы двусторонние), причем последняя преобладает.

В пределах протерозойского печенгского комплекса максимальные средние значения χ наблюдаются в апотрахибазальтовых сланцах пиритявинской свиты (4884—5619 м) — $65 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, а также в серпентинизированных перидотитах ждановской свиты (1541—1678 м) — $124 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Относительно повышенные значения χ свойственны оталькованным и серпентинизированным пикритовым порфирирам мартинской свиты $(19-38) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ и андезит-дацитовым метапорфиритам лучломпольской свиты $5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Для всех этих пород характерна ферромагнитная природа магнитной восприимчивости. Значение χ в метавулканитах толеит-базальтового и андезит-базальтового петрохимических типов вне зависимости от степени метаморфизма варьирует в узких пределах (от $0,5 \cdot 10^{-3}$ до $1,0 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ) и имеет ферропарамагнитную природу. Минимальные значения χ присущи доломитам и метасаммитам лучломпольской и кувернерийюкской свит. Таким образом, магнитные аномалии в пределах развития печенгского комплекса связаны либо с ультрамафическими образованиями, метаморфизованными в зеленосланцевой и пренит-пумпеллиновой фациях, либо с метавулканитами щелочного петрохимического типа вне зависимости от степени их метаморфизма.

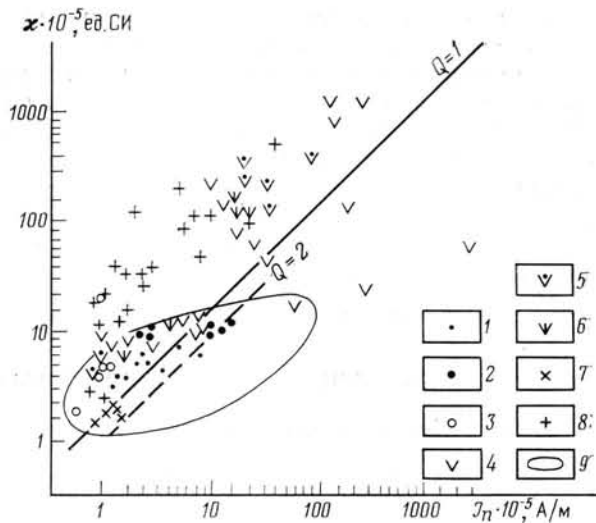
Магнитная восприимчивость архейского комплекса по разрезу скв. СГ-3 в целом понижена по отношению к протерозойскому комплексу и породам архея, находящимся на поверхности в районе бурения (рис. II.16). Максимальные значения $\chi = (0,6 \div 1,0) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ имеют железисто-силикатные породы. Ферромагнитная природа χ характерна также для мигматизированных плагиомикроклиновыми гранитами эпидот-биотит-амфиболовых гнейсов, сланцев и амфиболитов, для которых $\chi = (4,6 \div 9,6) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Эти образования в целом играют подчиненную роль и тяготеют к нижней части разреза (интервал 9541—11 000 м). Фоновое значение магнитной восприимчивости определяется теневыми мигматитами и амфиболитами. В тeneвых мигматитах χ увеличивается вниз по разрезу с $0,09 \cdot 10^{-3}$ до $0,54 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, а в амфиболитах варьирует от $0,53 \cdot 10^{-3}$ до $1,57 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, причем максимальные значения и наиболее высокая дисперсия χ наблюдаются в древних домигматитовых амфиболитах. В отличие от дайковых аподнабазовых амфиболитов для них характерен логнормальный закон распределения χ . На наложенный характер магнетитовой минерализации, связанной, очевидно, с гранитизацией, указывает большой разброс значений χ в этих породах.

По результатам петромагнитных исследований пород архея, залегающих к северо-востоку от Печенгской структуры, установлено, что в этом районе наблюдается закономерная связь между значениями χ и степенью сохранности гранулитовых парагенезисов минералов. Высокие χ характерны для эндербитов и чарнокитов, являющихся по существу тeneвыми мигматитами гранулитовой фации. При диафторезе

эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций магнетит в этих породах исчезает или его содержание резко уменьшается до значений, характерных для аналогичных пород разреза скв. СГ-3, в котором фиксируется максимальная степень проявления нижнепротерозойского метаморфизма-диафтореза для архейских образований.

Рис. 11.16. Зависимость магнитной восприимчивости главных типов пород архея по разрезу скв. СГ-3 и району бурения от естественной остаточной намагниченности.

По поверхности: 1 — биотитовые гнейсы с гранатом, 2 — высокоглиноземистые гнейсы, 3 — биотитовые гнейсы с эпидотом, 4 — кристаллосланцы и амфиболиты, 5—7 — породы I гранитизационной серии — диориты, тоналиты, плагиограниты, в различной степени диафторированные, 8 — породы II гранитизационной серии — плагиомикроклиновых гранитов — гранодиоритов. По скважине: 9 — фигуративное поле пород разреза скв. СГ-3 в интервале 7—10 км (80 % замеров дают $Q < 2$)



При сравнении значений χ , измеренных по образцам керна и полученных по материалам скважинной магнитометрии, установлено, что они практически совпадают, т. е. предположения некоторых исследователей [10] о значительном влиянии давления на величину χ не подтверждаются результатами исследований, проведенных по разрезу скв. СГ-3. Следовательно, условия залегания пород (по крайней мере в верхней части земной коры) не влияют на χ , поэтому ее правомерно измерять при атмосферных условиях на образцах керна, извлеченных из скважины, и использовать эти значения в качестве истинных.

По данным статистической обработки большого числа измерений магнитной восприимчивости выявлены две закономерности в ее распределении по разрезу (см. табл. II.11):

— сверху вниз от пород протерозоя до гнейсов архея $\chi_{\text{ср}}$ закономерно уменьшается от 10^{-3} до 10^{-4} ед. СИ, исключение составляют перидотиты ждановской свиты (IV осадочная толща, $\chi > 10^{-2}$) и зона обогащения магнетитом пирттиярвинской свиты (II вулканогенная толща, $\chi > 10^{-3}$);

— с глубиной сглаживается разница между средними величинами магнитной восприимчивости изверженных и осадочных пород. В IV толще (ждановская и матертинская свиты) она еще имеет место, но начиная с III толщи (заполяринская и лучломпольская свиты) и ниже средние значения χ этих пород уже не различаются ($\chi_{\text{ср}} = 8 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), исключение — магнетитовая зона во II вулканогенной толще.

Обе закономерности согласуются с нарастанием с глубиной степени метаморфизма — от пренит-пумпеллиновой и зеленосланцевой фаций до эпидот-амфиболитовой. Процесс глубинного метаморфизма, с одной стороны, обычно сопровождается разрушением магнитных минералов, с другой — химическим выравниванием составов пород.

Об информативности χ для литологического расчленения разреза свидетельствуют результаты сравнения средних ее значений по выделенным петрофизическим интервалам. В качестве статистического критерия различия был использован t -критерий Стьюдента.

Анизотропия магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности насыщения J_{rs} пород колеблется в широких пределах ($\chi_{\max}/\chi_{\min}$ до 2,9, $J_{rs_{\max}}/J_{rs_{\min}}$ до 2,4), достигая максимума в рассланцованных частях разреза магнетитовой зоны печенгского комплекса и особенно в архейских гнейсах. Большой разброс величин анизотропии объясняется отчасти случайным выбором ориентировки извлеченных образцов по отношению к напряжениям, действовавшим в земной коре. Относительно анизотропии выявлены следующие закономерности: 1) общий рост анизотропии сверху вниз; 2) анизотропия в пределах одной толщи у осадочных пород выше, чем у изверженных (изверженные породы 1,05; осадочные 1,21). Очевидно, это связано с большей рассланцованностью осадочных пород по сравнению с изверженными. С глубиной эта разница сглаживается, что согласуется с увеличением степени метаморфизма.

Таким образом, магнитная анизотропия парагенетически связана с упругой анизотропией пород — увеличивается с ростом глубины и степени их регионального метаморфизма.

ЕСТЕСТВЕННАЯ ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ $\vec{J}_n$

Вследствие того что керн скв. СГ-3 азимутально не ориентирован, проанализировать поведение полного вектора $\vec{J}_n$ невозможно, рассмотрены лишь значения его абсолютной величины J_n и угол между вектором $\vec{J}_n$ и горизонтальной плоскостью I (наклонение вектора $\vec{J}_n$).

Величина J_n имеет логнормальное распределение даже в наиболее однородных петромагнитных группах пород и зависит в первую очередь от содержания магнетита и наложенной пирротиновой минерализации метаморфогенного происхождения.

Максимальное значение J_n , равное $21\,610 \cdot 10^{-3}$ А/м, зафиксировано в серпентинизированных перидотитах печенгского комплекса, обогащенных магнетитом и пирротинном. Довольно высокие значения характерны для филлитов и алевролитов продуктивной толщи ($J_n = 2101 \cdot 10^{-3}$ А/м), несущих пирротинную минерализацию, и для обогащенных магнетитом щелочных метавулканитов пирттиярвинской свиты ($J_n = 1650 \cdot 10^{-3}$ А/м). В метавулканитах толтеит-базальтового типа при переходе от пренит-пумпеллитовой к зеленосланцевой фации отмечается некоторое увеличение J_n , а затем вновь уменьшение в эпидот-амфиболитовой фации. Эта закономерность согласуется с распределением пирротиновой минерализации по фациям регионального метаморфизма.

В породах архея, вскрытых скважиной, J_n в целом ниже по сравнению с протерозойскими образованиями, однако вклад остаточной намагниченности в суммарную зачастую значительно выше, чем в одноклассовых породах архейского комплекса к северо-востоку от Печенгской структуры на поверхности, что опять-таки связано с пирротинной минерализацией, характерной для большей части разреза скв. СГ-3.

В разрезе скв. СГ-3 преобладает прямая полярность вектора $\vec{J}_n$. По результатам исследований установлено, что средние величины наклонения I для пород с относительно высоким Q (несущих пирротинную минерализацию) группируются в интервале $30\text{--}50^\circ$ (рис. II.17). С уменьшением Q наклонение смещается в сторону больших углов, т. е. приближается к наклонению современного геомагнитного поля (порядка 80°). Следовательно, менее стабильные породы частично или полностью перемагничены под действием современного геомагнитного поля. Такие нестабильные породы наиболее распространены в первой вулканогенной толще (матертинская свита). Стабильность средних наклонений $\vec{J}_n$ пород с высокими Q по всему разрезу, их отличие от наклоне-

ния современного поля и сходство с наклонением обратно намагниченных пород свидетельствуют о сохранении такими породами древней остаточной намагниченности.

Поскольку разброс величин наклонений невелик, можно предположить, что возраст остаточной намагниченности $\vec{J}_n$ приблизительно одинаков по всему разрезу.

ФАКТОР КЕНИГСБЕРГЕРА Q

Фактор Q равен отношению естественной остаточной намагниченности к индуцированной, имеет большое значение для интерпретации аномального магнитного поля. В разрезе скв. СГ-3 Q изменяется от 0,1 до 29 и коррелирует с составом магнитных минералов: в зоне пирротиновой минерализации наблюдаются высокие Q , в магнетитовой зоне $Q \leq 1,5$. Следует отметить, что в осадочных породах пирротиновой зоны $Q_{\text{ср}}$, как правило, выше, чем в изверженных, вследствие преобладания в первых более жесткого магнитного материала — антиферромагнитного пирротина. Относительно высокие $Q_{\text{ср}}$ для столь древних пород свидетельствуют в пользу термоостаточной или химической природы $\vec{J}_n$.

В разрезе преобладает прямая полярность вектора J_n . Общая мощность, приходящаяся на долю обратно намагниченных пород, составляет примерно 10 %. Чаще обратно намагниченные породы встречаются в нижней части изученного разреза. Поскольку обратно намагниченные породы различны по петрографической характеристике, происхождению и составу магнитных минералов, можно полагать, что обратная полярность $\vec{J}_n$ связана с инверсиями геомагнитного поля.

По данным скважинной магнитометрии, зоны пирротиновой и магнетитовой минерализаций проявляются по-разному. Зоны сульфидной (пирротиновой) минерализации отмечаются пилообразными, резко изрезанными аномалиями магнитного поля (до $5 \cdot 10^3$ нТл), причем аномалии горизонтальной составляющей значительно преобладают над аномалиями вертикальной составляющей, что свидетельствует о преобладании горизонтальной намагниченности над вертикальной (примерно в 1,5 раза). Существенных аномалий магнитной восприимчивости в этих зонах не обнаружено (не превышают $2,5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ).

Фактор Q , по данным скважинной магнитометрии, составляет до 40 единиц.

Зоны оксидной (магнетитовой) минерализации отмечаются более интенсивными и менее изрезанными аномалиями магнитного поля (до $10 \div 20 \cdot 10^3$ нТл), которые очень четко коррелируют (рис. II.18) с интенсивными аномалиями магнитной восприимчивости (до $500 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ). Относительный вклад остаточной намагниченности в общую в этой зоне значительно меньше, чем для зоны сульфидной минерализации, значения Q в этой зоне порядка 0,1—1.

Углы и азимуты падения магнитных пластов по данным интерпретации показаний магнитного каротажа приведены в табл. II.12.

Данные табл. II.12 свидетельствуют об угловых и азимутальных

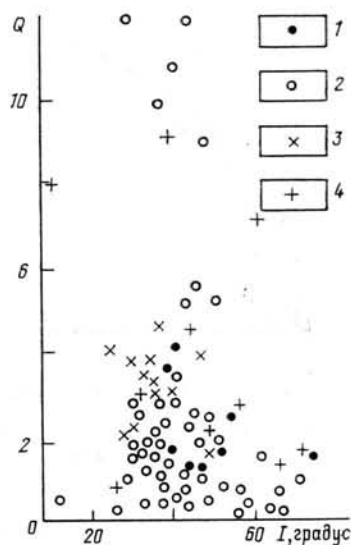


Рис. II.17. Зависимость между средними (для свит) значениями наклона вектора естественной остаточной намагниченности и фактором Кенигсбергера для свит:

1 — материнской, заполяринской, 2 — ждановской, лучомпольской и пирттиярвинской, 3 — кувернерий-окской, маярвинской, 4 — архейских образований

несогласиях в залегании зон магнетитовой минерализации. Резкие границы раздела, выявленные по плотности, упругим и другим свойствам пород, наблюдаются также и по магнитным характеристикам.

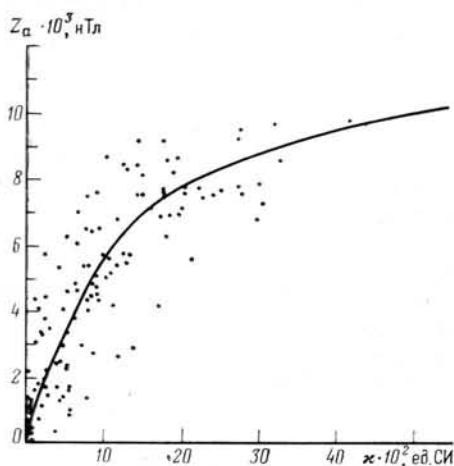


Рис. 11.18. Корреляция вертикальной составляющей магнитного поля Z_a и магнитной восприимчивости k для зон магнетитовой минерализации по данным магнитометрии в стволе скважины

ТАБЛИЦА 11.12
РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ДАННЫХ МАГНИТНОГО КАРОТАЖА

Интервал, м	Угол падения слоев	Азимут падения слоев
	градус	
4600—4616	35	200
4880—5640	65	150
5717—5720	35	150
7628—7633	70	130
9640—9655	50	170

Результаты магнито-минералогического анализа пород. Намагниченность насыщения, определяемая составом и содержанием ферромагнитных минералов в породах, варьирует в широких пределах — от 0,05 до 15,9 А·м²/кг, даже в случае однотипных пород и при небольшом объеме образца. Это говорит о крайне неравномерном распределении ферромагнитных минералов, что может быть только при наложенной минерализации. В общем преобладают низкие значения $J_s < 0,2$ А·м²/кг, особенно в нижней части разреза. Последний факт в сочетании с данными термомагнитного анализа — с гиперболической формой кривой $J_s(T)$ — является признаком малой концентрации ферромагнитных минералов и большого вклада в магнитный эффект парамагнитных минералов железа. Повышенными значениями J_s выделяются сильно сульфитизированные породы ($J_s = 0,7 \div 1$ А·м²/кг) и породы, обогащенные магнетитом (J_s до 15,9 А·м²/кг). Концентрация пирротина, кроме зон интенсивной сульфитизации, менее 0,2 %.

По данным термомагнитного анализа и изучения коэрцитивных спектров установлено, что в изученных породах присутствуют два вида пирротина: ферромагнитный (моноклинный) и антиферромагнитный (гексагональный) λ -типа. Точки Кюри пирротинов статистически различаются: у моноклинного средняя $T_K = 350$ °С, а у гексагонального λ -типа 300—325 °С. При этом намечается достаточно четкая тенденция: моноклинные пирротины с относительно высокими T_K находятся в основном в изверженных породах, а гексагональные — в осадочных. Различается также и магнитная жесткость пирротинов. Так, H'_{cs} образцов, в которых преобладает пирротин λ -типа, изменяется от 13 до более 250 мТл, соответственно коэрцитивные спектры таких образцов растянуты, их максимумы H_{max} лежат выше 15 мТл до глубины 7,5 км, а глубже материал становится мягче — H_{max} находится между 9 и 13 мТл до глубины 10,5 км. У образцов, содержащих главным образом моноклинный ферромагнитный пирротин, $H'_{cs} = 8 \div 20$ мТл, коэрцитивный спектр менее растянут, максимум его лежит в пределах 10—14 мТл. Более четко образцы, содержащие разные модификации пирро-

тина, различаются по отношению разрушающего поля H'_{cs} к максимуму коэрцитивного спектра $H_{\max}$. Это отношение, примерно характеризующее соотношение одно- и многодоменных зерен, для образцов с ферромагнитным пирротинном равно 0,9—1,2. В случае же образцов с пирротинном λ -типа $H'_{cs}/H_{\max}=1,0\div 1,1$ до глубины 4,5 км, далее возрастает до 1,3—1,4, а глубже 9 км достигает 1,5, т. е. с глубиной при общем явном падении концентрации пирротина уменьшается и размер зерен.

В мощной магнетитовой зоне II толщи, где пирротин практически отсутствует, судя по величине J_s , концентрация магнетита варьирует от 0,5 до 17 %. Точки Кюри изменяются от 580 до более чем 600 °С. Это связано с однофазным окислением магнетита и образованием катион-дефицитного магнетита, что подтверждают данные рентгенофазового анализа. В рассматриваемой толще магнетит представлен относительно крупными зернами. Это выражается в низких значениях $H'_{cs}=7\div 15$ мТл, $J_{rs}/J_s=0,04\div 0,08$. В некоторых образцах наряду с магнетитом присутствует гематит ($H'_{cs}\approx 60$ мТл, $T_k\geq 650$ °С). Под магнетитовой зоной, в архейских породах на глубине 7,2—10,5 км наряду с пирротинном повсеместно присутствует магнетит (по данным термомагнитного анализа $T_k=580\div 620$ °С). Содержание его по величине J_s не превышает 0,01 %. Изучение коэрцитивных спектров образцов с магнетитом показало, что $H_{\max}$ и H'_{cs} близки. Их отношение практически не меняется до глубины 7 км, глубже оно становится 1,3—1,4. По величине параметра $N_t=H_x/H_0$ (где H_0 — максимальное постоянное поле области Рэлея образца; H_x — расстояние по горизонтали между прямолинейными участками коэрцитивных спектров, полученных из естественного и нулевого состояний образца) можно ориентировочно оценить температуру намагничивания (образования) ферромагнитных минералов. Значения $N_t\geq 0,25$ отвечают температуре намагничивания образца, равной точке Кюри минерала или превышающей ее. В среднем у пород верхней части печенгского комплекса $N_t=0,22$, т. е. температура намагничивания (и, возможно, кристаллизации) пирротина была близка к его точке Кюри (300—350 °С). Ниже, в III толще, величина N_t уменьшается и на границе с магнетитовой зоной падает до 0,07. Высокие значения Q при столь низких N_t говорят о низкотемпературной химической намагниченности пород в зоне перехода. Подобную низкотемпературную намагниченность имеют породы низов I толщи; в верхах архейской толщи (глубины 7,3—8,2 км) $N_t=0,04\div 0,3$, ниже значение вновь падает до $N_t\leq 0,16$. В магнетитовой зоне II толщи N_t изменяется от 0,16 до 0,3. Следовательно, температура намагничивания магнетита была в среднем близка к его точке Кюри, т. е. выше 500 °С.

На фоне общего роста температуры сверху вниз от IV ко II толще, от зеленокаменного к амфиболитовому метаморфизму, наблюдаются зоны низкотемпературной намагниченности в низах III, I толщ и архее (см. выше). Отмеченная неоднородность говорит, скорее всего, о неоднократной пирротиновой минерализации (или перекристаллизации), в частности низкотемпературной.

Как известно, пирротины λ -типа претерпевают превращение при нагреве в области температуры 250 °С. По виду кривой $J_s(T)$ (интенсивность, ширина и температура максимума пика), по изменениям J и H'_{cs} после ступенчатых нагревов образца можно определить, претерпел ли пирротин превращение или нет, т. е. нагревался ли он в природе, если да, то до каких температур. Таким путем были детально изучены образцы пород керна, содержащие пирротин. В результате установлено, что в основном по разрезу пирротины либо не нагревались, либо повторный нагрев не превышал 200 °С. Пирротины, нагретые до более высоких температур, встречены лишь в экзоконтактовых зонах некоторых интрузивных тел. По наличию или отсутствию признаков нагрева пирро-

тинов в приконтактных зонах интрузивных тел удается различить времена внедрения разных интрузий и разделить во времени генерации пирротиновой минерализации [2].

По указанным признакам легко выделяются заведомо наложенные процессы, охватившие низы тела габбро (глубина 1282—1421 м) и перидотитовые тела (550—570 м и 1540—1670 м) с прилегающими к ним вмещающими породами. Наиболее древняя I генерация пирротиновой минерализации по магнитным данным выделяется в пачках на глубинах 500 м и выше (габбро до 1282 м). Более поздняя II генерация наложена на низы габбро (глубина более 1421 м) и нижележащие вмещающие породы. Изменения магнитных свойств пирротина по мере приближения к перидотитовому телу указывают на то, что это тело (1540—1670 м) моложе II генерации и соответственно моложе габбро. Пирротиновая минерализация, захватившая низы упомянутого перидотитового тела и прилегающие к нему снизу вмещающие породы, является следующей III генерацией. К ней же следует отнести пирротин, распространенный в перидотитовом теле на глубине 550 м и во вмещающих его породах. IV генерация пирротина выделяется во вмещающих породах выше контакта с телом габбро, расположенным на глубине 1987 м. При приближении к контакту этого тела магнитные свойства пирротина не меняются. Исключительно узкие и интенсивные λ -пики указанных пирротитов дают возможность предположить, что это наиболее сохранившаяся, возможно, самая молодая минерализация.

По результатам изучения магнитных характеристик пород скважины, определенных по образцам керна и данным каротажа, можно сделать следующие выводы:

1) обнаружен большой разброс значений χ и J_n в малом объеме породы, что указывает на наложенный характер минерализации;

2) разница между средними значениями χ и J_n осадочных и изверженных пород с глубиной сглаживается; средние значения χ для этих пород, начиная с III толщи протерозоя, одинаковы;

3) по магнитным свойствам резко выделяются перидотиты IV толщи и вулканиты II толщи протерозоя, где наблюдаются высокие концентрации магнетита;

4) по магнитным характеристикам разрез разделяется на три зоны: интервал глубин 0—4586 м соответствует зоне сульфидной минерализации. Породы этой зоны в основном слабомагнитны, средние значения магнитной восприимчивости, исключая интервалы ультраосновных пород, не превышают $4 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Наличие интенсивного магнитного поля в зоне связано с остаточной намагниченностью пирротина и магнетита. Ведущим магнитным минералом этой зоны является пирротин. Исключение представляют гипербазиты, в которых присутствует в большом количестве магнетит;

интервал глубин 4586—5642 м соответствует зоне оксидной минерализации и характеризуется более высокой магнитной восприимчивостью пород, до 0,2—0,3 ед. СИ; присутствуют магнетит, катион-дефицитный магнетит, гематит;

интервал глубин 5642—10 500 м — зона развития слабомагнитных пород. Значения магнитной восприимчивости лишь на отдельных участках достигают $(2-4) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ; отмечены малые концентрации пирротина и магнетита;

5) средние наклонения вектора J_n с относительно высокими Q , значительно отличающиеся от наклонения современного геомагнитного поля, а также изменения магнитной полярности пород (независимо от их состава и магнитной минерализации) свидетельствуют о древнем происхождении естественной остаточной намагниченности. В разрезе

зафиксировано примерно 20 зон разной геомагнитной полярности. Средние наклонения вектора $\vec{J}_n$ изученных пород близки между собой по всему разрезу и не коррелируют с величиной магнитной анизотропии, следовательно возраст намагничивания пород, содержащих пирротин и магнетит, близок;

6) по ряду магнитных свойств выделяется несколько типов магнитной минерализации, различающихся условиями и временем образования: а) рассеянная пирротиновая минерализация в осадочных породах III и IV толщ; б) рассеянная пирротиновая минерализация в изверженных породах основного состава III и IV толщ; в) более поздняя по отношению к первым двум «рудная» пирротиновая минерализация, приуроченная главным образом к эндоконтакту перидотитового тела и трещинам в осадочных породах IV и III толщ; г) рассеянная пирротиновая минерализация в I и II толщах и архейских гнейсах, видимо, относительно наиболее поздняя (низкотемпературная); д) минерализация, обусловленная обогащением магнетитом при серпентинизации перидотитов IV толщи, по времени она близка к «рудной» пирротиновой минерализации; е) гематит-магнетитовая минерализация II толщи, относительное положение которой во времени неясно, очевидно, она происходила ранее пирротиновой минерализации I и II толщ и архейских пород; судя по температуре намагничивания магнетита (выше 500 °C), он образовался раньше или одновременно с амфиболитовой фацией метаморфизма;

7) кристаллизация, преобразование и намагничивание пирротина и магнетита тесно связаны с метаморфизмом пород.

РАДИОАКТИВНОСТЬ ПОРОД

ЕСТЕСТВЕННАЯ РАДИОАКТИВНОСТЬ

Изучение естественной радиоактивности пород разреза, вскрытого скважиной, проводилось как по керну, так и в условиях естественного залегания. По керну определялось содержание естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) — урана, тория и калия. С этой целью использовались следующие методы: лабораторная гамма-спектрометрия; сцинтилляционная гамма-спектрометрия; инструментальный нейтронно-активационный анализ по урану и торию; рентгеноспектральный и рентгенофлуоресцентный анализы; запаздывающие нейтроны. Средние содержания ЕРЭ определялись для типов пород, выявленных с помощью петрохимических исследований.

В условиях естественного залегания радиоактивность пород определялась по гамма-каротажу как в интегральном (ГК), так и в спектральном вариантах (СГК).

Протерозой

По естественной радиоактивности породы этой части разреза разделяются на четыре группы.

В первую группу входят породы, характеризующиеся самой низкой общей естественной радиоактивностью (ниже средних кларковых содержаний). По интегральным показаниям ГК в эту группу объединены породы, естественная радиоактивность (интенсивность γ -излучения $I_{ГК}$) которых в среднем составляет $(7,9 \div 15,8) \cdot 10^{-14}$ А/кг. Ко второй группе относятся породы, в которых общая радиоактивность (по ГК) составляет в среднем $(14,3 \div 32,3) \cdot 10^{-14}$ А/кг; к третьей группе — породы

с естественной радиоактивностью $(40,8 \div 79,5) \cdot 10^{-14}$ А/кг. Четвертая группа характеризуется максимально высокими для среднего протерозоя показателями (по ГК) — $(79,6 \div 133,4) \cdot 10^{-14}$ А/кг.

Однозначно по гамма-каротажу могут быть разделены породы I и IV групп. Значения радиоактивности, равные $(14,3 \div 79,6) \cdot 10^{-14}$ А/кг (II, III группы), характерны для пород различного состава и генезиса, в связи с чем рассматриваемый параметр не информативен для расчленения пород указанных групп.

Возможности использования естественной радиоактивности в качестве параметра для распознавания пород среднего протерозоя резко возрастают при совместном рассмотрении данных гамма-каротажа и содержания отдельных ЕРЭ в породах конкретных участков разреза. Для этой цели наиболее рационально определять естественную радиоактивность по свитам.

В матертинской свите развиты главным образом магматические породы основного состава. Дисперсия показаний ГК (в том числе и СГК) для них невелика. Однако характер кривой для отдельных пород различен. Так, для габбро-диабазов по всей их мощности характерны однородные показания ГК. В базальтах и диабазах, также имеющих значительные мощности, показания на отдельных участках разреза возрастают до $(14,3 \div 21,5) \cdot 10^{-14}$ А/кг), что, по-видимому, может быть вызвано включением в толщу диабазов небольших пропластков туфогенно-осадочных пород.

По показаниям ГК туфы основного состава, пикритовые и пироксеновые порфириды незначительно отличаются от диабазов и габбро-диабазов, однако контакты между этими породами довольно четко устанавливаются по данным ГК.

Высокая информативность естественной радиоактивности при расчленении разреза характерна для ждановской свиты.

В этой свите однозначно выделяется группа основных и ультраосновных пород (группа «а»), по сравнению с которыми остальные породы свиты существенно отличаются по значениям радиоактивности.

Для выявления ультрабазитов следует использовать другие методы, в том числе определения по керну и шламу. Данные гамма-спектрометрии (СГК) в комплексе с показаниями других методов дают дополнительный материал для выделения в ультрабазитах зоны значительных изменений (серпентин-талк-хлорит-тремолитовые породы), в которой возрастает содержание урана и тория.

Разделение осадочных пород (группа «г») чрезвычайно затруднено вследствие макро- и микропереслаивания осадочных образований различной гранулометрической размерности. Однако разности с преобладанием филлитов отличаются от существенно алевролитовых разностей более высокими содержаниями тория и калия.

В заполярной свите по данным гамма-каротажа выделяются вулканогенно-осадочные породы (группа «б»), которые залегают среди диабазов и туфов основного состава (группа «а»). Последние можно выделить по показаниям СГК: для туфов характерны более высокие содержания тория и урана.

Породы лучломпольской свиты близки друг к другу по содержанию радиоактивных элементов и являются самыми высокорadioактивными среди образований протерозоя. Интегральные показания гамма-активности этих пород также очень близки друг к другу, однако по данным СГК можно четко разделять эти породы по более высоким содержаниям урана и тория и относительно низким калия в андезит-дацитовых порфиридах по сравнению с аркозовыми песчаниками.

Разделение пород пирттиярвинской свиты может быть проведено по значениям общей радиоактивности на основании данных гамма-каротажа.

Среди осадочно-метаморфических образований кувернеринийокской свиты по гамма-каротажу породы разделяются на первично хемогенно-осадочные и хемогенные с примесью терригенно-осадочного материала.

Породы маярвинской свиты, наиболее метаморфизованные из всех образований протерозоя, по значениям радиоактивности отличаются от пород того же состава, но неметаморфизованных.

ЯДЕРНО-ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ

Ядерно-физические характеристики пород, слагающих разрез скв. СГ-3, определялись в условиях естественного залегания методами ГГК-С, ИННК по тепловым и надтепловым нейтронам.

Применительно к проведению скважинных исследований кристаллических пород на значительных глубинах в разрезе скв. СГ-3 разработаны, изготовлены и модернизированы образцы аппаратуры ИННК и ГГК-С на базе стандартных приборов ИГН-4 и ДРСТ-2.

Впервые в мировой практике выполнены измерения двухзондовой (длина зондов 40 и 90 см) аппаратурой ИННК на глубинах до 8000 м в условиях повышенных температуры ($T=140^{\circ}\text{C}$) и давления ($p \approx 100$ МПа) одновременно на трех временных задержках (800, 1000, 1300 мкс) и в интервальном режиме на каждом из зондов. Получены данные о среднем времени жизни тепловых нейтронов τ .

Ядерно-физические параметры кристаллических пород определялись по результатам химического анализа керна.

На основании комплексных исследований были сделаны выводы о связи значений τ и эффективного атомного номера породы $Z_{\text{эф}}$ с их вещественным составом и разработана методика, интерпретации материалов ИННК и ГГК-С.

На рис. II.19 приведена зависимость $Z_{\text{эф}}$ от суммарного содержания в кристаллических породах архея скв. СГ-3 (на глубинах свыше 6842 м) железа и кальция ($\text{Fe}+\text{Ca}$), на рис. II.20 — зависимость параметра макросечения захвата тепловых нейтронов Σ'_3 от суммарного содержания в породах железа и бора — $\text{Fe}+\text{B}$ (в эквивалентных % содержания Fe). По данным расчетов $Z_{\text{эф}}$ и τ , породы протерозоя и архея СГ-3 разделены на три группы (табл. II.13) с учетом кислотности и обратной зависимости между содержанием кремния и железа (рис. II.21).

К первой группе относятся диабазы, габбро-диабазы, эссекситовые габбро, диабазы и габбро-диабазы актинолитизированные, амфиболитизированные; порфиробластические, плагиоклаз-амфиболовые, магнетит-биотит-плагиоклаз-амфиболовые сланцы и породы; пироксеновые порфиры, пироксеновые метапорфиры, серпентинизированные перидотиты, серпентин-хлорит-талковые породы; амфиболиты, плагиоклаз-амфиболовые, магнетит-биотит-амфибол-плагиоклазовые породы и сланцы.

Вторую группу составляют средние по кислотности породы, кварц-плагиоклазовые сланцы с амфиболитом, биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы и гнейсы лейкократовые и меланократовые с высокоглиноземистым материалом, актинолит-талковые породы, олигоклазиты.

В третью группу включены андезит-дацитовые порфиры, калиевые и натриевые граниты и гранито-гнейсы.

Статистические распределения параметров $Z_{\text{эф}}$ и τ по группам пород приведены также и на рис. II.22. Экспериментальные значения парамет-

ров $Z_{эф}$ и τ определены в виде непрерывных гистограмм по разрезу скв. СГ-3 с помощью селективного гамма-гамма (ГГК-С) и импульсного нейтрон-нейтронного (ИННК) каротажа.

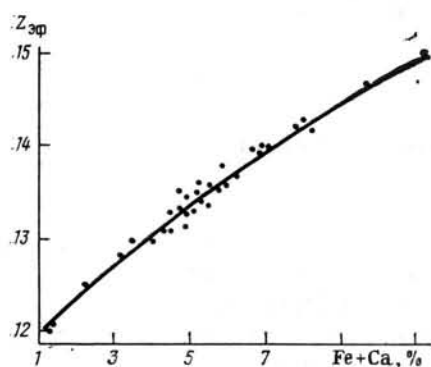


Рис. 11.19. Зависимость эффективного атомного номера $Z_{эф}$ от суммарного содержания в породах железа и кальция (% Fe)

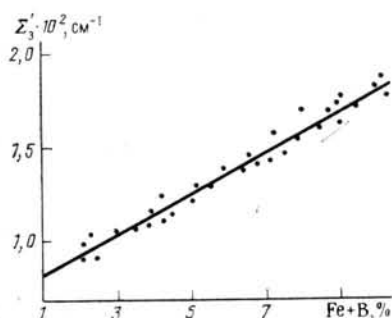


Рис. 11.20. Зависимость параметра макросечения захвата тепловых нейтронов Σ_3' от суммарного содержания в породах железа и бора $Fe+B$ (% Fe)

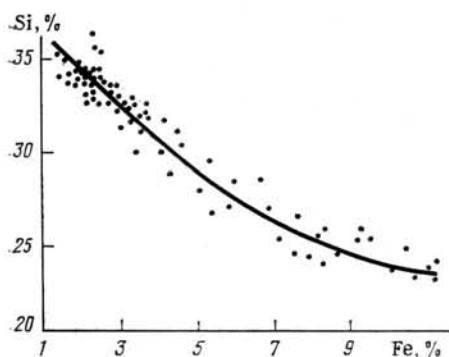


Рис. 11.21. Зависимость между массовыми содержаниями в кристаллических породах железа и кремния

Таким образом, изучение естественной радиоактивности и ядерно-физических свойств пород по керну скв. СГ-3 и данным каротажа по-

ТАБЛИЦА 11.13
ЗАВИСИМОСТЬ ЯДЕРНО-НЕЙТРОННЫХ ПАРАМЕТРОВ
ОТ СОСТАВА ПОРОД

Группа пород	Породы	$Z_{эф}$	τ , мкс
1	Основные, ультраосновные	15—17	110—260
2	Средние	13,5—15	260—380
3	Кислые	12—14	380—500

зволило: установить содержание естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) для определенных типов породы по скважине и повысить детальность расчленения разреза; выделить зоны повышенного содержания ЕРЭ, связанные со вторичными изменениями горных пород, в частности с гранитизацией; выявить закономерность повышения есте-

ственной радиоактивности с увеличением глубины; использовать данные о ядерно-физических свойствах для определения вещественного состава пород разреза.

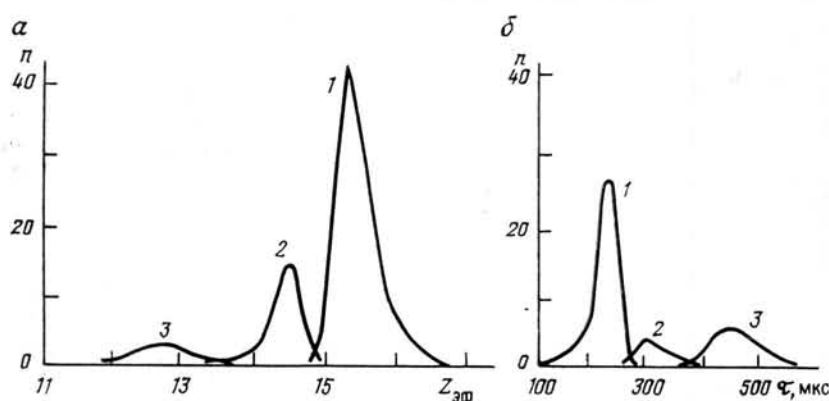


Рис. 11.22. Статистическое распределение параметра $Z_{эф}$ (а) и τ (б) по группам пород 1—3 (в соответствии с табл. 11.24)

ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Изучение тепловых свойств по образцам керна горных пород района бурения сверхглубокой скважины необходимо для получения достоверных данных о тепловом поле этого района, а также прогноза глубинных температур на основании уравнения теплопроводности, где параметры теплопроводности определяют скорость процесса передачи тепла к поверхности.

Для измерения тепловых свойств горных пород — теплопроводности λ [Вт/(м·К)], температуропроводности K (м²/с) и теплоемкости C [Дж/(кг·К)] — использовалось несколько методов: 1) плоского мгновенного источника — для измерения K , C , λ ; 2) сравнительный [23] на пластинках диаметром 40 мм, толщиной 6—10 мм; этот метод применялся при измерениях λ на малых образцах или при высоких ее значениях; 3) разделенного стержня — при измерениях на малых образцах (пластинки диаметром 21,5 мм, толщиной 3—6 мм); 4) метод бесконтактного определения теплопроводности с использованием подвижного точечного источника; 5) теплового компаратора с двухточечным зондированием поверхности образца.

Последние четыре метода применяются только для измерения коэффициента теплопроводности. На основании контрольных измерений (свыше 40), проведенных на одних и тех же образцах керна, установлено, что сопоставимость результатов измерения λ в интервале 1,5—4,5 Вт/(м·К) для методов 1—4 лежит в пределах 3—15 %.

Для пород печенгского комплекса тепловые свойства измерялись методами 1—4 на образцах керна всех основных типов пород, отобранных до глубины 6842 м. Для измерений использовались образцы керна в воздушно-сухом состоянии. До глубины 1700 м образцы отбирались не только из сверхглубокой, но и из других скважин. Значения теплопроводности приведены на рис. 11.23.

Из табл. 11.14 видно, что для изверженных пород максимальные значения теплопроводности [$\lambda = 4,27 \div 5,23$ Вт/(м·К)] получены для андезитовых порфиритов (группа VI) и сланцев различного состава (группа VII), что можно объяснить повышенным содержанием в об-

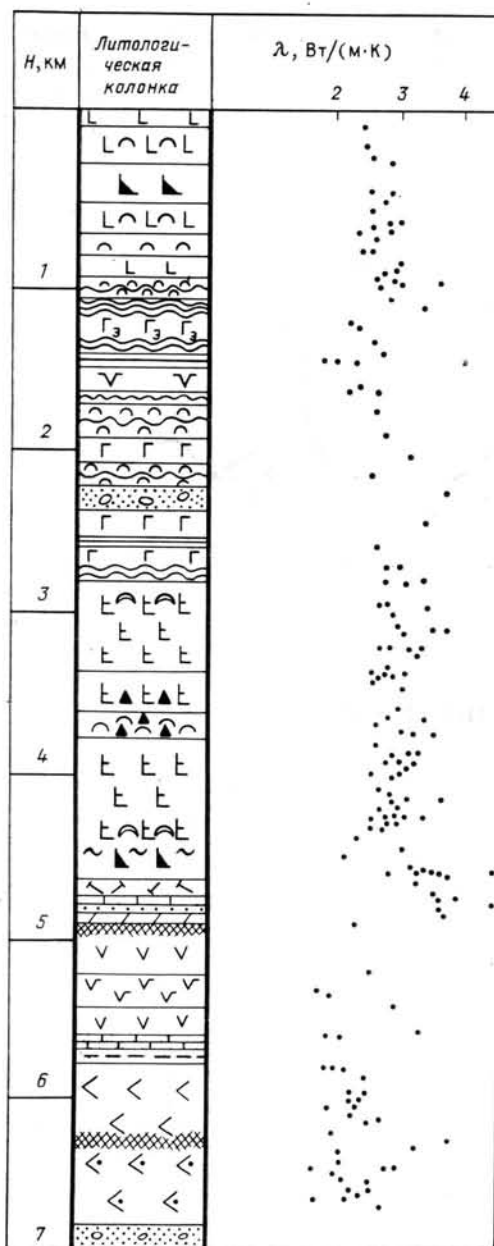


Рис. 11.23. Значения теплопроводности в разрезе протерозоя.

Условные обозначения к литологической колонке см. в приложении

разцах минералов с большой теплопроводностью: до 50 % хлорита [$\lambda = 5,2 \text{ Вт/(м·К)}$] или карбоната [$\lambda = 3,6 \div 5,8 \text{ Вт/(м·К)}$] в сланцах и до 60 % кварца ($\lambda = 7,7 \text{ Вт/(м·К)}$) в андезитовых порфиритах при малом (до 10—20 %) содержании альбита [$\lambda = 1,9 \div 2,3 \text{ Вт/(м·К)}$]. Минимальными значениями характеризуются амфиболиты, отобранные с глубины более 5 км [группа III, $\lambda_{\text{ср}} = 1,38 \text{ Вт/(м·К)}$ *] и серпентинизированные ультраосновные породы ждановской свиты [группа IV, $\lambda_{\text{ср}} = 1,84 \text{ Вт/(м·К)}$].

Для образцов керна группы II ($H = 2805 \div 4500 \text{ м}$) пределы изменения и средние значения теплопроводности [$\lambda_{\text{ср}} = 3,8 \text{ Вт/(м·К)}$] несколько выше, чем для образцов слабоизмененных пород, отобранных с меньших глубин [$\lambda = 2,7 \text{ Вт/(м·К)}$]. Различия в значениях, полученных при измерениях вдоль оси и в перпендикулярном к ней направлении, не превышают 4 %. Глубже 4500 м проходит граница между зеленосланцевой и амфиболитовой фациями метаморфизма, массивные породы верхней части разреза сменяются сланцеватыми. Теплопроводность metabазитов, залегающих ниже этой границы, резко отличается от теплопроводности пород основного состава верхней части разреза.

Так, для пород группы III (глубины более 5000 м) λ резко уменьшается [$\lambda_{\text{ср}} = 2,3 \text{ Вт/(м·К)}$], причем значения, полученные при измерениях вдоль оси керна и в перпендикулярном к ней направлении, отличаются в среднем на 12 %. Такое значительное снижение теплопроводности [по сравнению с $\lambda_{\text{ср}} = 3 \text{ Вт/(м·К)}$], по-видимому, связано не только с минеральным переходом актинолита [$\lambda = 3,8 \text{ Вт/(м·К)}$] в роговую обманку [$\lambda = 2,5 \text{ Вт/(м·К)}$], но и с текстурными и структурными изменениями, происходящими в процессе метаморфизма, что соответствует изменению упругих свойств.

Для осадочных пород наиболее высокие значения λ получены для кварцево-слюдистых, аркозовых песчаников [$\lambda = 3,8 \text{ Вт/(м·К)}$] и кварцево-слюдистых алевролитов [$\lambda = 3,2 \div 3,5 \text{ Вт/(м·К)}$].

* $\lambda_{\text{ср}}$ — средние значения.

Итак, средние значения теплопроводности пород протерозойского комплекса составляют 2,3—3,9 Вт/(м·К) (см. табл. II.14). Для вулканических пород этого комплекса поправка на увлажнение незначительна.

Выявлена значительная анизотропия теплопроводности λ (в сухих и водонасыщенных образцах). Максимальные значения λ зафиксиро-

ТАБЛИЦА II.14

ПРЕДЕЛЫ ИЗМЕНЕНИЯ И СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ ТЕПЛОВЫХ СВОЙСТВ (K , C , λ) И ПЛОТНОСТИ σ ДЛЯ ОБРАЗЦОВ ОСНОВНЫХ ГРУПП ПОРОД ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА

Порода	σ , г/м ³		$K \cdot 10^6$, м ² /с		C , Дж/(кг·К)		Число образцов	λ , Вт/(м·К)				Число образцов
	Пределы изменения	Средние значения	Пределы изменения	Средние значения	Пределы изменения	Средние значения		минимальная	максимальная	средняя		
Габброиды	2,86—3,12	3,00	0,88—1,43	1,09	630—880	800	10	2,22	3,01	2,70	14	
Метагаббро-диабазы	2,80—3,27	3,04										
Амфиболиты	2,92—3,13	3,03	0,83—1,43	1,07	630—1170	840	41	2,22	3,18	2,70	45	
	2,85—3,13	2,92	0,98—1,24	1,09	670—1090	840	24	2,42	3,68	3,00	58	
Серпентинизированные ультраосновные породы	2,84—3,10	2,93	0,84—1,18	1,03	670—920	800	5	1,38	3,14	2,29	24	
Туфы	2,80—3,07	2,92	1,01—1,41	1,15	670—920	840	5	2,05	3,89	2,97	15	
Андезитовые порфириты	2,69—3,05	2,78	1,52		840		5	1,84	3,60	2,55	7	
Сланцы	2,96—3,01	2,99	1,62		920		4	2,55	2,93	2,74	6	
Осадочные и туфогенно-осадочные породы	2,72—2,91	2,84	1,03—1,77	1,32	750—1000	920	10	3,26	4,27	3,50	9	
	2,72—3,17	2,86	—		—		44	3,0	5,23	3,88	6	
								2,66	3,91	3,22	14	
								2,13	3,93	3,00	48	

ваны при ориентировке линии профиля перпендикулярно к сланцеватости или линейности, минимальные — при параллельной ориентировке. Анизотропия теплопроводности в гнейсах и сланцах в общем хорошо согласуется с упругой анизотропией в этих же породах.

В целом результаты комплексного изучения тепловых свойств всех типов пород в непрерывном разрезе скв. СГ-3, вскрывшем крупнейшие структурно-формационные зоны Балтийского щита (Печенгская палеокальдера протерозойского возраста и подстилающий ее кольский комплекс архея) показали зональный характер распределения λ .

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ И ЕГО ХАРАКТЕРИСТИКИ

Важнейшими характеристиками теплового поля земной коры являются геотермический градиент γ (ГТГ), теплопроводность λ , плотность теплового потока (ТП) в приповерхностной зоне q и распределение источников радиогенного тепла A . Геотермический градиент определяется путем измерения температуры в скважине после того, как в ней установится равновесное состояние теплового режима. Тепловой поток в случае горизонтального залегания слоев и стационарного режима теплопроводности определяется как произведение ГТГ на теплопроводность пород, $q = \gamma \lambda$. Следовательно, достоверность и надежность расчета теплового потока зависят от точности определения γ и λ . В настоя-

щее время γ измеряется с точностью около 5 %, а λ 7—10 % (для реального разреза скважины). Сложность получения достаточно точных значений λ связана с тем, что измерения проводятся не в условиях естественного залегания пород, а по образцам керна, отобраным из скважины. При определении λ следует учитывать влияние на этот параметр водонасыщения пород, особенно с глубиной. На глубинах 5—10 км значительная часть пор и трещин закрывается. Реальные значения теплопроводности в малопористых кристаллических породах в глубинных условиях, как правило, превышают значения, полученные в лабораторных условиях.

Перед заложением скв. СГ-3 в пределах Печенгской структуры было изучено 10 скважин глубиной 470—1675 м. Определялись ГТГ при выстойке скважин в течение года и более, теплопроводности образцов керна λ и плотности тепловых потоков q [6]. Все скважины были пробурены в протерозойских породах, представленных в основном мелко- и тонкозернистыми диабазами, туфами, филлитами, алевролитами, песчаниками, серпентинитами и частично более крупнозернистыми породами типа габбро и габбро-диабазов. На теплопроводность этих пород водонасыщение влияет незначительно, поэтому при расчете λ можно пользоваться значениями теплопроводности воздушно-сухих образцов. Средние значения теплопроводности по всем десяти скважинам составляют 2,6—3,6 Вт/(м·К) с преобладанием 2,8—2,9 Вт/(м·К). Средний геотермический градиент по этим скважинам находится в пределах 1—1,4 °C/100 м, причем преобладают γ , равные 1,2—1,3 °C/100 м, следовательно, среднее значение $q = (3,5 \div 3,6)$ мВт/м. По скв. СГ-3 наиболее достоверные значения ГТГ получены по термограмме, снятой в 1976 г. до глубины 7 км, так как перед измерениями скважина находилась в состоянии покоя около 1,5 лет. Измерения до глубины 9 км и более проводились в неравновесных условиях, поэтому значения градиента менее надежны. По разрезу протерозоя скв. СГ-3 (до глубины 6842 м) усредненное значение γ увеличивается сверху вниз от 1 до 1,8 °C/100 м, причем границы участков с разными значениями ГТГ приблизительно совпадают с границами свит.

На глубине 2,8 км в пределах 50 м толщи выявляется резкое локальное понижение градиента до 0,6 °C/100 м, после чего до глубины 4,3 км наблюдается устойчивое значение градиента на уровне 1,6 °C/100 м. Глубже наблюдается зона аномального поведения градиента: величина его возрастает от 1,65 на глубине 4,3 км до 1,9—2 °C/100 м на глубине 5 км. По данным сейсмоакустики [25], этот интервал является зоной тектонических нарушений. По-видимому, на поведение градиента влияет увеличение трещиноватости и проницаемости, отмечаемое по данным сейсмоакустики с глубины 4,5 км.

В интервале глубин 5—6,6 км градиент устойчиво высок и составляет 2,2 °C/100 м. Далее до глубины 6,8 км наблюдается локальное повышение градиента до 2,5 °C/100 м, затем снижение до 1,5 и на глубинах 7—7,2 км вновь повышение до 2,3 °C/100 м. Оценку ГТГ на больших глубинах следует считать приближенной, поскольку не была обеспечена длительная выстойка скважины.

Значения теплопроводности пород печенгского комплекса определялись по образцам керна сравнительным методом, причем данные для 34 образцов сравнивались с результатами, полученными бесконтактным методом.

В верхней матертинской свите, до глубины 1 км, средние значения λ равны 2,9 Вт/(м·К), в ждановской свите $\lambda_{\text{ср}}$ несколько понижается и составляет 2,7 Вт/(м·К), а с глубины 1,8 км возрастает до 3,4 Вт/(м·К). На глубинах 2,4—4,6 км значения λ находятся в пределах 2,9—3,1 Вт/(м·К).

При переходе от ждановской свиты к заполярнинской по результатам лабораторных исследований на образцах не наблюдается резкого изменения теплопроводности (в отличие от поведения γ). Лучломпольская свита соответствует зоне разрывных нарушений, внутри этой свиты значения λ с поправкой на обводненность достигают 3,7—4,1 Вт/(м·К), а начиная с глубины 5 км по единичным измерениям снижаются до 2 Вт/(м·К), что в целом соответствует увеличению γ до 2,2 °С/100 м.

В основании пиритиярвинской свиты на глубине 5600—5750 м λ увеличивается до 3,75 Вт/(м·К), что полностью соответствует высоко-теплопроводной кувернерийюкской свите. В верхней маярвинской свите, где развиты амфибол-плагиоклазовые сланцы, λ уменьшается до 2,2 Вт/(м·К). Глубже 6 км значения λ находятся в пределах 2,2—2,7 Вт/(м·К). На границе протерозоя и архея, в основании телевинской свиты λ резко уменьшается до 2 Вт/(м·К), что согласуется с поведением γ на этой глубине.

Значения q определялись путем поинтервального усреднения данных о градиенте $\gamma_{\text{ср}}$ и теплопроводности $\lambda_{\text{ср}}$. До глубины 1000 м среднее значение $q_{\text{ср}}$ равно (26 ± 2) Вт·м⁻², в интервале 1000—2800 м — (36 ± 4) Вт·м⁻². При переходе от ждановской свиты к заполярнинской скачку градиента соответствует скачок в значениях теплового потока (до глубины 4300 м). Поскольку породы в интервале глубин 2800—4300 м достаточно массивны и однородны по составу, полученные значения γ и λ можно считать наиболее надежными, а $q = (49 \pm 1)$ Вт·м⁻² можно рассматривать в качестве репера.

В интервале глубин 4300—4900 м фиксируется зона аномального возрастания теплового потока, максимально до (65 ± 7) Вт·м⁻². На глубине 5000 м среднее значение q резко снижается и находится в пределах 48—56 Вт·м⁻². Следует отметить, что уменьшение q происходит лишь с глубины 6800 м. Очень низкие значения потока в верхней части разреза (до глубины приблизительно 1 км) можно объяснить влиянием ряда факторов: фильтрации, недавнего оледенения и денудации.

РАДИОГЕННОЕ ТЕПЛО В ТЕПЛОМ БАЛАНСЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Значения теплового потока, генерируемого за счет энергии распада радиоактивных элементов (РЭ) в земной коре, и теплового потока, поступающего из верхней мантии, определяются на основании принятой модели строения и состава земной коры, а также характера распределения в ней урана, тория и калия. Особый интерес представляет распределение средних содержаний РЭ по типам пород и толщам разреза, а также радиогенного тепла в породах протерозоя и архея.

Печенгский комплекс. Всего для пород печенгского комплекса выполнено 532 анализа на содержание урана, тория и калия. Детальность опробования нижних свит серии меньше, чем верхних, в связи с малым выходом керна начиная с глубины 4600 м. Однако все основные разности пород опробованы, причем при определении средних содержаний РЭ по свитам учитывались показания геофизических методов ГК и ГК-С.

Минимальными содержаниями урана, тория и калия характеризуются материнская и заполярнинская свиты, состоящие в основном из диабазов и метабазитов, а максимальными — ждановская и лучломпольская. Повышенные содержания РЭ в лучломпольской свите объясняются присутствием в ее составе тела андезитового порфирита, характеризующегося относительно высоким содержанием урана, тория и калия. Пониженные содержания РЭ в кувернерийюкской свите обусловлены довольно широким распространением в ней низкорadioактивных карбонат-тремолитовых сланцев.

При сравнении средних значений РЭ в вулканогенных покровах

отмечается тенденция к уменьшению их содержаний сверху вниз от мартинской свиты к заполярной (до глубины 4673 м). Ниже по разрезу зафиксировано повышение содержаний РЭ. Повышенные содержания РЭ в пиритявинской свите связаны с ее сложным составом: наряду с метабазитами здесь широко развиты эффузивы среднего и кислого составов (метаандезиты и метаальбитофиры), характеризующиеся повышенными содержаниями РЭ. В маярвинской свите, сложенной главным образом эффузивами основного состава, повышенные содержания РЭ объясняются наложением процессов расщепления, метаморфизма и гранитизации.

Кольский комплекс. Разделение кольского комплекса архея на толщи проведено сотрудниками КГРЭ и ВСЕГЕИ в основном по литологическим признакам, с учетом наложенных процессов полиметаморфизма. При разделении принимались во внимание следующие признаки: присутствие пород с высокоглиноземистыми минералами; относительное содержание биотит-плагноклазовых гнейсов и амфиболитов; степень гранитизации.

Предполагалось, что, несмотря на интенсивные проявления наложенного метаморфизма, первичные особенности пород все же частично сохранились по крайней мере в их вещественном составе. Так, наличие в породах высокоглиноземистых минералов (силлиманита, ставролита, андалузита) однозначно указывает на первичную пелитовую природу метасадков. По приведенным признакам выделено шесть толщ.

Средние содержания РЭ в толщах в значительной мере зависят от степени гранитизации пород и количественного соотношения гранитов и пегматитов, кислых и основных разновидностей.

ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ

Из вертикального распределения значений теплогенерации до глубины 11 400 м (рис. 11.24) видно, что характер его зависит в основном от особенностей литологического состава печенгского и кольского комплексов. Максимальным уровнем теплогенерации характеризуются туфогенно-осадочные породы ($1,0\text{--}2,5$ мкВт/м³) и эссекситовые габбро-диабазы ($0,7\text{--}1,7$ мкВт/м³), развитые главным образом в верхней части разреза серии, до глубины около 2,5 км. Ниже по разрезу, в области преимущественного развития интенсивно метаморфизованных основных вулканитов (в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях) значение теплогенерации снижается в среднем до $0,04\text{--}0,08$ мкВт/м³. Резкое увеличение теплогенерации в узких интервалах на глубине 3700—4700 м связано соответственно с маломощными прослоями туфитов и андезитовых порфиритов. Пик теплогенерации на глубине 4700 м может быть вызван (помимо литологического фактора) мощной высокопроницаемой зоной Лучломпольского разлома, так же как и резкое возрастание теплогенерации на глубине около 9500 м, где зафиксирована высокопроницаемая ослабленная зона, в которой (на основании анализа содержаний первичного гелия) предполагается возможный привнос элементов, в том числе и радиоактивных.

Важно отметить, что в основных вулканогенных породах печенгского комплекса, близких по химическому составу, но в различной степени метаморфизованных, содержания РЭ колеблются в широких пределах (более чем на порядок), что, вероятно, обусловлено особенностями поведения урана в процессе прогрессивного метаморфизма. Значение теплогенерации вулканогенных толщ печенгского комплекса около 0,4, осадочных — около 1,3 мкВт/м³.

В кольском комплексе архея значение теплогенерации в двуслюдяных гнейсах с высокоглиноземистыми минералами близко к величине этого параметра в осадочных толщах ($1,2\text{--}1,7$ мкВт/м³); в толщах

более основных разностей гнейсов (амфибол-плагноклазовых) с прослоями амфиболитов оно заметно ниже и составляет приблизительно $0,8 \text{ мкВт/м}^3$. Таким образом, в результате исследований не обнаружено закономерного уменьшения значений теплогенерации с глубиной. Вертикальное распределение теплогенерации имеет ступенчатый характер, определяемый в основном вещественным составом пород.

Для сравнения приведены усредненные кривые глубинного распределения теплогенерации для докембрийского Украинского кристалличе-

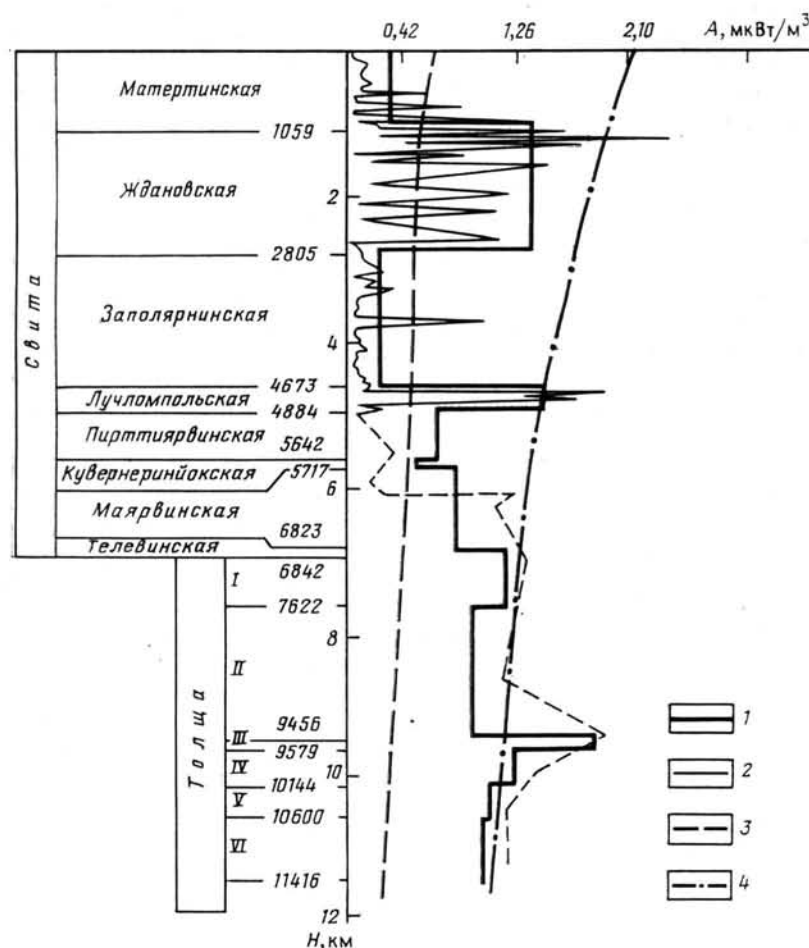


Рис. 11.24. Вариации теплогенерации по разрезу скв. СГ-3.

1 — теплогенерации по свитам и толщам; 2 — вариации теплогенерации внутри свит; глубинное распределение теплогенерации: 3 — Украинского щита, 4 — батолитов Сьерра-Невады

ского щита и батолитов Сьерра-Невады мезозойского возраста. Абсолютные значения теплогенерации для этих регионов лежат в близких интервалах (около $0,2\text{—}2 \text{ мкВт}\cdot\text{м}^{-3}$), рассчитанных по Кольской скважине. Следует отметить, что вертикальное распределение теплогенерации в однотипных литологических разностях (отдельно для метабазитов и туфогенно-осадочных пород печенгского комплекса) близко к экспоненциальному закону распределения.

МОДЕЛИ ГЕНЕРАЦИИ ТЕПЛА

В соответствии с существующими в настоящее время представлениями о строении земной коры Печенгского региона целесообразно рассмотреть две модели генерации тепла.

Модель I. Согласно этой модели нижняя граница «гранито-гнейсового» слоя земной коры проходит на глубине 12,5 км, где, по данным

ВСП, выделяется граница раздела в земной коре, которая еще не может быть проинтерпретирована однозначно. С одной стороны, она может являться областью перехода от амфиболитовой к гранулитовой фации метаморфизма, с другой, — отражать нижнюю границу распространения зоны гранитизации в земной коре.

В этой модели к «гранито-гнейсовому» слою условно отнесены протерозойский осадочно-вулканогенный печенгский (развитый до глубины 6842 м) и кольский комплексы. Последний представлен (по данным бурения Кольской скважины до глубины 11612 м) породами пестрого состава (как кислыми, так и основными). В пробуренной части разреза выделено шесть толщ различного состава. Однородный по литологическому составу разрез предполагается до выделенной границы раздела (12,5 км). Ниже этой границы, до глубины 40 км, по-видимому, расположен «гранулит-базитовый слой», относительно состава которого существуют различные мнения.

Данная модель базируется на предположениях, что этот слой сложен метабазитами различных метаморфических фаций (амфиболиты, пироксеновые гранулиты, эклогиты). В зависимости от соотношения «сухих» гранулитовых и водосодержащих амфиболитовых фаций в составе слоя теплогенерация может меняться от 0,2 до 0,6 мкВт·м⁻³. В модели используется среднее значение теплогенерации (0,4 мкВт·м⁻³). Расчет такой модели показывает, что радиогенные источники тепла в земной коре генерируют тепловой поток, равный 23 мкВт·м⁻³ (остальная часть потока поступает из мантии).

Модель II. В соответствии с этой моделью предполагается, что разрез кольского комплекса гнейсов, аналогичный разрезу, вскрытому скважиной, продолжается до глубины 15 км, ниже которой (до глубины 20 км) развиты породы, отвечающие по составу разностям, слагающим Мурманский блок (так называемый фундамент кольского комплекса). Эта часть разреза земной коры (до глубины 20 км), условно включающая печенгский комплекс, отождествляется с «гранито-гнейсовым» слоем. Ниже, до глубины 40 км, выделяется «гранулит-базитовый» слой. В этой модели (в отличие от модели I) в пределах «гранулит-базитового» слоя, по данным ГСЗ, выделяются два подслоя (в интервале глубин 20—30 и 30—40 км). Содержания радиоактивных элементов и теплогенерация в пределах этих подслоев приняты на основании кларковых значений в породах соответствующего состава (существенно габбро-амфиболитового для верхнего подслоя и гранулит-эклогитового для нижнего). Радиогенная составляющая теплового потока в земной коре, рассчитанная по этой модели, незначительно отличается от результатов, полученных по модели I, и равна 26 мкВт·м⁻², что составляет 45—55 % от измеренного в скв. СГ-3 полного поверхностного теплового потока (49 мкВт/м²).

Таким образом, по результатам геотермических исследований установлено следующее.

1. Геотермический градиент с глубиной увеличивается от 1—1,1 °C/100 м в верхней части печенгского комплекса до 1,7—2 °C/100 м в нижней части (на глубине 6000—7000 м). Изменение ГТГ с глубиной, по-видимому, связано с изменениями теплопроводности, теплогенерации и степени обводненности горизонтов.

2. По разрезу протерозоя тепловой поток возрастает с глубиной в связи с увеличением содержания радиоактивных элементов.

3. Вертикальное распределение теплогенерации (согласно построенной модели) ступенчато изменяется с глубиной, что обусловлено литологией пород.

4. Радиогенная составляющая теплового потока в земной коре составляет 45—55 % от измеренного в скв. СГ-3 полного поверхностного теплового потока.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Физико-механические свойства пород разреза скв. СГ-3 определялись только по керну и в основном использовались для решения технологических задач бурения. Были определены следующие характеристики: статический модуль Юнга $E_{ст}$; статический коэффициент Пуассона $\nu_{ст}$; прочность при сжатии $\sigma_{сж}$; прочность при растяжении σ_r ; прочность (твердость) по штампу $p_{шт}$; пластичность $K_{пл}$; абразивность z .

Определение $p_{шт}$, $K_{пл}$, $E_{ст}$ (по вдавливанию штампа) осуществлялось на приборах УМП-3, УМП-4 в соответствии с ГОСТ 12288—66. Кроме того, $E_{ст}$ и $\nu_{ст}$ измерялись на этих же приборах в режиме квазистатического одноосного нагружения образца кубической формы с замером деформаций по всей его длине. Абразивность z определялась по методике истирания стального стержня о плоскую поверхность горной породы.

Наиболее широко используемыми характеристиками прочности горных пород являются пределы прочности в условиях простейших схем нагружения — одноосного сжатия и растяжения. Эти характеристики получены методом многократного раскалывания пластин размером $15 \times 30 \times 100$ мм с последующим раздавливанием образцов (кубики с длиной грани приблизительно 15 мм). Для каждой пробы выполнено не менее 15 расколов, по результатам которых вычислены показатели прочности при растяжении, и не менее десяти раздавливаний кубиков для определения прочности при сжатии. Результаты единичных определений в пределах каждой пробы статистически обрабатывались в соответствии с гипотезой предельного распределения [26].

Следует заметить, что в соответствии с общепринятыми методиками определения прочностных свойств горных пород предусматривается использование для раскалывания пластин толщиной не менее 30 мм и для раздавливания кубиков с длиной грани 40 мм [26]. Поскольку из-за малого объема кернового материала скв. СГ-3 применять указанные типоразмеры образцов невозможно, была проверена правомочность распространения методов раскалывания пластин и раздавливания кубиков на пробы малых размеров. В результате экспериментов на оптически активных материалах подтверждено преобладающее действие растягивающих напряжений при раскалывании клиньями пластин толщиной 10—15 мм. Сравнение результатов определений $\sigma_{сж}$ для однородных пироксенитов показало сопоставимость значений, полученных на самых малых образцах, со значениями, полученными на образцах наибольших размеров (рис. II.25).

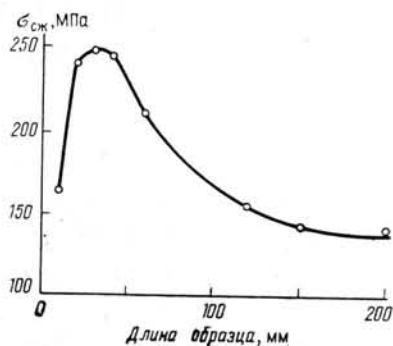


Рис. II.25. Зависимость прочности горных пород при сжатии от длины образца

Прочностные характеристики керна скв. СГ-3 чрезвычайно неоднородны, поскольку зависят от большого числа определяющих факторов. К ним относятся минеральный состав, структурно-текстурные особенности пород, трещиноватость (залеченная) и микротрещиноватость.

Основным фактором, определяющим те или иные вариации прочностных характеристик в верхней части печенгского комплекса до глубины 4500 м, является петрографо-минералогический состав пород. Предел прочности при сжатии для пород этой части разреза меняется от 114 МПа в оталькованных пикритах и перидотитах до 219 МПа в диабазах (табл. II.15), причем последнее значение является максимальным.

СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ
ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД РАЗРЕЗА СКВ. СГ-3

Порода	σ , г/см ³	v_p	v_s	K_a^B	$E_{дин} \cdot 10^{-4}$, МПа	ν	σ_p , МПа		$\sigma_{сж}$	$p_{шт}$	$K_{пл}$
		км/с					$\sigma_{p \perp}$	$\sigma_{p \parallel}$			
Печенгский комплекс											
Матертинская свита (0—1059 м)											
Диабазы	3,02 (1987)	6,80 (63)	3,66 (60)	1,02 (63)	10,4 (61)	0,27 (61)	45 (7)	45 (7)	219 (7)	27,8 (24)	2,3 (24)
Туфы	2,92 (582)	6,48 (34)	3,50 (31)	1,05 (34)	9,1 (31)	0,28 (31)	41 (5)	41 (5)	153 (5)	29,6 (6)	2,7 (6)
Коматиты	3,03 (369)	6,28 (23)	3,23 (23)	1,04 (23)	8,8 (23)	0,29 (23)	26 (4)	26 (4)	114 (4)	17,3 (6)	2,0 (6)
Ждановская свита (1059—2805 м)											
Филлиты, алев- ролиты	2,90 (1457)	6,03 (54)	3,41 (50)	1,06 (54)	8,0 (49)	0,20 (49)	32 (7)	40 (7)	183 (7)	15,7 (16)	2,3 (16)
Переслаивание песчаников, алев- ролитов, филли- тов	2,84 (1297)	5,91 (48)	3,59 (42)	1,10 (48)	8,8 (44)	0,20 (44)	22 (10)	26 (10)	122 (10)	14,9 (31)	2,0 (31)
Туфы, туффиты	2,88 (325)	6,20 (18)	3,48 (17)	1,08 (18)	8,7 (17)	0,27 (17)	32 (4)	36 (4)	116 (4)	11,9 (4)	2,4 (4)
Габбро-диабазы амфиболитизиро- ванные и хлори- тизированные	2,98 (1948)	6,24 (52)	3,56 (50)	1,03 (52)	9,3 (50)	0,24 (50)	29 (8)	30 (8)	179 (8)	27,7 (20)	2,0 (20)
Габбро-диабазы эссекитовые	2,84 (552)	5,92 (15)	3,32 (13)	1,02 (15)	8,1 (13)	0,27 (13)	28 (4)	28 (4)	175 (4)	35 (3)	2,0 (3)
Перидотиты сер- пентинизирован- ные	2,88 (627)	6,29 (17)	3,49 (15)	1,02 (17)	9,0 (15)	0,27 (15)	30 (5)	35 (5)	190 (5)	17,7 (8)	2,3 (8)
Заполярнинская свита (2805—4673 м)											
Метадиабазы, зе- леные сланцы	3,02 (5630)	6,58 (214)	3,76 (216)	1,04 (214)	10,6 (216)	0,23 (216)	30 (35)	31 (35)	175 (35)	35,3 (112)	1,6 (112)
Тальк-хлорито- вые апопикрито- вые сланцы с ге- матитом	2,93 (192)	5,46 (8)	3,35 (6)	1,35 (8)	8,2 (6)	0,22 (6)	6 (1)	10 (1)	29 (1)	3,8 (11)	2,1 (11)
Туфы, туффиты	2,88 (130)	6,18 (4)	3,65 (3)	1,14 (4)	9,6 (4)	0,24 (3)	10 (3)	46 (1)	126 (1)	24,4 (4)	1,7 (4)
Лучломпольская свита (4673—4884 м)											
Доломиты и пес- чанистые доло- миты	2,77 (55)	5,25 (2)	3,41 (1)	1,08 (2)	6,6 (1)	0,05 (1)	— (—)	— (—)	— (—)	13,4 (1)	1,4 (1)
Песчаники арко- зовые	2,78 (214)	5,22 (11)	3,20 (10)	1,12 (11)	6,6 (9)	0,15 (9)	22 (1)	22 (1)	161 (1)	21,8 (10)	1,8 (10)
Андезит-дацито- вые метапорфи- риты	2,75 (259)	5,47 (9)	3,39 (9)	1,11 (9)	7,5 (8)	0,16 (8)	— (—)	— (—)	— (—)	21 (7)	1,9 (7)
Перидотиты сер- пентинизирован- ные	2,88 (627)	6,29 (17)	3,49 (15)	1,02 (17)	9,0 (15)	0,27 (15)	30 (5)	36 (5)	190 (5)	17,7 (8)	2,3 (8)

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. II.15

[illegible]

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. II.15

Порода	σ , г/см ³	v_p	v_s	K_a^B	$E_{дин} \cdot 10^{-4}$, МПа	ν	σ_p , МПа		$\sigma_{сж}$	$p_{шт}$	$K_{пл}$
		км/с					$\sigma_{p \perp}$	$\sigma_{p \parallel}$			

IV толща теневых мигматитов, гнейсов и амфиболитов (9541—10144 м)

Теневые мигматиты, гнейсоплагииграниты	2,68 (1118)	4,03 (3)	2,55 (1)	1,05 (3)	1,3 (3)	0,05 (3)	—	—	—	22,8 (5)	2,2 (5)
Эпидот-биотитовые, эпидот-биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы, мигматизированные плагиниокроклиновыми гранитами	2,67 (318)										
Амфиболиты	3,00 (411)	4,24 (3)	—	1,24 (3)	—	—	—	—	—	17,6 (6)	2,4 (6)
Теневые мигматиты blastокатаклазированные, хлоритизированные	2,65 (219)	4,98 (2)	—	1,05 (2)	—	—	—	—	—	28,2 (5)	1,8 (5)
Амфиболиты blastокатаклазированные, хлоритизированные	2,96 (183)	5,96 (3)	—	1,12 (3)	—	—	—	—	—	25 (6)	2,0 (6)

V толща двуслюдяных гнейсов с фибролитом (10 144—10 600 м)

Двуслюдяные гнейсы с фибролитом	2,70 (1683)	3,02 (2)	—	1,22 (2)	—	—	—	—	—	13,4 (13)	2,1 (13)
Амфибол-биотитовые гнейсы, гранодиориты	2,63 (427)	3,30	—	1,06 (1)	—	—	—	—	—	14,3 (2)	2,0 (2)
Гнейсо-граниты и пегматиты плагиниокроклиновые	2,62 (93)	—	—	—	—	—	—	—	—	20,9 (3)	1,9 (3)

VI толща теневых мигматитов, гнейсов и амфиболитов (10 600—11 000 м)

Теневые мигматиты	2,64 (594)	—	—	—	—	—	—	—	—	19,5 (2)	1,8 (2)
Эпидот-биотит-амфиболовые гнейсы, сланцы	2,97 (43)	3,63 (3)	—	1,11 (3)	—	—	—	—	—	18,9 (1)	1,9 (1)

Нижний протерозой — архей (?)

Комплекс (дайковый?) ортоамфиболитов и ультрамафитовых ортосланцев (6 842—11 000 м)

Амфиболиты аподиабазовые	3,06 (1209)	4,75 (13)	2,25 (4)	1,18 (13)	3,48 (6)	0,20 (4)	13 (2)	18 (2)	182 (2)	26,5 (22)	2,2 (22)
Амфиболиты аподиабазовые, в том числе с куммингтонитом	2,92 (1120)	4,42 (15)	2,63 (3)	1,12 (15)	3,40 (3)	0,04 (3)	11 (3)	23 (3)	190 (3)	22,8 (12)	2,2 (12)
Флогопит-талк-тремолитовые сланцы по ультраосновным породам	2,94 (77)	4,27 (4)	1,91 (1)	1,21 (4)	2,6 (1)	0,19 (1)	5 (2)	11 (2)	64 (2)	7,5 (5)	2,1 (5)

Примечание. В скобках — число измерений.

во всем разрезе скв. СГ-3. Предел прочности при растяжении варьирует от 22 МПа в тонкослоистых метаосадочных породах до 45 МПа в диабазах. В слоистых метаосадочных породах отчетливо проявляется анизотропия прочностных свойств. Например, в филлитах предел прочности при растяжении σ_p , измеренный в направлении, перпендикулярном к слоистости, равен 32 МПа, а вдоль слоистости — 40 МПа.

В нижней части печенгского комплекса (до глубины 6800 м) среднее значение прочности при сжатии $\sigma_{сж}$, равное 160 МПа, мало отличается от соответствующих параметров в верхней части. Отличие в основном заключается в понижении значений σ_p и резком возрастании анизотропии прочности, связанном с расщелачиванием пород. Так, аподиабазовые амфибол-плагиоклазовые сланцы при растяжении в направлении поперек сланцеватости имеют $\sigma_p = 15$ МПа, а вдоль нее 24 МПа. Таким образом, прочность этих наиболее распространенных в интервале глубин 4900—6800 м пород в 2—3 раза меньше, чем в диабазах и метадиабазах, слагающих большую часть верхнепеченгского подкомплекса. Аномально низкими прочностными параметрами характеризуются хлоритовые и тальк-хлоритовые аподиабазовые и апопикритовые сланцы, залегающие в интервале 4500—4673 м. Прочность при сжатии $\sigma_{сж}$ в них равна 29 МПа, а при растяжении σ_p поперек сланцеватости 64 МПа, вдоль 10 МПа.

В архейском комплексе значение предела прочности при сжатии варьирует от 64 МПа в флогопит-тальк-тремолитовых сланцах, имеющих фрагментарное развитие, до 182—194 МПа в наиболее представительных породах разреза — теневого мигматитах (гнейсо-гранитах) и амфиболитах. В породах архея значения σ_p меняются от 5 МПа в флогопит-тальк-тремолитовых сланцах поперек сланцеватости до 23 МПа в амфиболитах вдоль сланцеватости, т. е. они заметно понижены по сравнению с σ_p пород нижней части протерозоя.

Из рис. II.26 видна отчетливая корреляция упругих свойств керна скважины и пределов прочности при растяжении. Связь существует

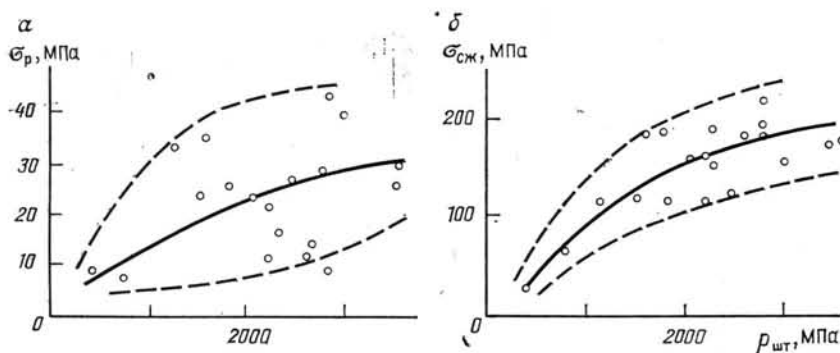


Рис. II.26. Корреляционные взаимосвязи прочности пород с твердостью по штампу: а — при растяжении; б — при сжатии. Пунктиром обозначены доверительные интервалы

также между упругой и прочностной анизотропией пород, извлеченных из скважины. В основе этих взаимосвязей лежит явление частичной дезинтеграции керна при его декомпрессии. Поэтому прочностные показатели, по крайней мере нижней части разреза, не могут служить для оценки истинной прочности пород, пересеченных скв. СГ-3 в массиве.

В процессе бурения опережающего ствола скважины непрерывно требовалась информация о вскрываемых породах, в частности об их прочностных свойствах, что вызвало необходимость наряду с определением пределов прочности при сжатии и растяжении применять экспрес-

ТАБЛИЦА II.16

СРЕДНЕВЗВЕШЕННЫЕ (ПО МОЩНОСТИ) ЗНАЧЕНИЯ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД ПО СВИТАМ, ТОЛЩАМ И КОМПЛЕКСАМ РАЗРЕЗА СКВ. СГ-3

Свита, толща, комплекс	H, м	σ , г/см ³	v_P	v_S	K_a^B	$E_{дин} \cdot 10^{-3}$, МПа	ν	σ_P , МПа		$\sigma_{сж}$	$P_{шт}$	$K_{пл}$
								$\sigma_{P \perp}$	$\sigma_{P \parallel}$			
								МПа *				
Свита:												
матертинская	0—1059	3,00	6,68	3,56	1,03	10,0	0,27	42	42	195	26,8	2,3
ждановская	1059—2805	2,90	6,09	3,50	1,05	8,7	0,23	28	32	162	20,4	2,1
заполянин- ская	2805—4673	3,01	6,50	3,73	1,05	10,4	0,23	28	31	164	33	1,7
лучломполь- ская	4673—4884	2,76	5,36	3,35	1,11	7,1	0,14	22	22	161	20,1	1,8
пирттиярвин- ская	4884—5619	2,92	5,47	3,26	1,13	7,0	0,19	—	—	—	24,8	2,3
кувернерин- йокская	5619—5717	2,80	5,79	3,16	1,11	6,9	0,22	—	—	—	16,5	2,6
маярвинская	5717—6835	2,91	5,33	2,94	1,14	6,3	0,21	—	—	—	20,4	2,2
Печенгский осадочно-вул- каногенный комплекс в целом	0—6842	2,94	6,08	3,45	1,07	8,7	0,23	—	—	—	25,2	2,0
Толща:												
I — гнейсов с высокоглино- земистыми ми- нералами*	6842—7622	2,75	4,29	2,54	1,16	3,4	0,01	—	—	—	140	2,9
II — тeneвых мигматитов, гнейсов и ам- фиболитов	7622—9456	2,73	4,12	1,85	1,07	2,4	0,16	77	150	1920	283	2,2
III — двуслю- дяных гнейсов с фибролитом	9456—9541	2,72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
IV — тeneвых мигматитов, гнейсов и ам- фиболитов	9541—10144	2,77	4,26	2,65	1,09	2,8	0,08	—	—	—	226	2,1
V — двуслю- дяных гнейсов с фибролитом	10144—10600	2,72	3,20	—	1,20	—	—	—	—	—	153	2,1
VI — тeneвых мигматитов, гнейсов и ам- фиболитов	10600—11000	2,65	3,32	—	1,06	—	—	—	—	—	195	1,8
Архейский амфиболит- мигматит- гнейсовый комплекс (включая ор- тоамфиболи- ты) в целом	6842—11000	2,73	3,99	2,17	1,10	2,7	0,11	—	—	—	223	2,2

* Все расчеты — с учетом ортоамфиболитов.

** Предел прочности при растяжении σ_P определялся в двух направлениях: перпендикулярно $\sigma_{P \perp}$ и параллельно $\sigma_{P \parallel}$ слоистости и сланцеватости.

сную методику оценки прочности горных пород. Наибольшей экспрессностью обладает метод определения механических свойств горных пород в условиях объемно-напряженного состояния с помощью вдавливания штампа с плоским основанием.

Средневзвешенное значение твердости по штампу для пород печенгского комплекса составляет 2520 МПа (табл. II.16) при вариациях от 380 МПа в апопикритовых тальк-хлоритовых сланцах (4578—4673 м) до 3530 МПа в метадиабазах. Значения $p_{шт}$ в метаморфизованных туфогенно-осадочных породах (1190—2180 МПа) заметно ниже, чем в метаморфизованных магматических образованиях (1640—3530 МПа), включая обогащенные хлоритом, слюдами, тальком и серпентином бластомилониты зеленосланцевой фации по основному и ультрамафическим породам, характеризующиеся аномально низкими значениями твердости по штампу.

Средневзвешенное значение $p_{шт}$ для архейского комплекса составляет 2230 МПа, т. е. лишь немного уступает приведенному выше для протерозоя. Низкие $p_{шт}$ имеют флогопит-тальк-тремолитовые сланцы (750 МПа), биотитовые и двуслюдяные гнейсы с высокоглиноземистыми минералами (1200 МПа), широко распространенные в интервалах глубин 6842—7622. Теневые мигматиты и амфиболиты, наиболее распространенные в архейской части разреза породы, имеют соответственно $p_{шт}=2780$ и 2570 МПа.

На основании корреляционного анализа (см. рис. II.26) установлено, что значения твердости по штампу тесно связаны с величинами $\sigma_{сж}$ и слабее с σ_r . Коэффициент корреляции r в первом случае равен 0,89, во втором 0,35 (доверительная граница при 1 %-ном уровне значимости $r=0,56$). Кроме того, по результатам анализа установлено, что влияние декомпрессионного фактора на показатели $p_{шт}$ керна скважины является побочным, главная же роль принадлежит минералогическому составу пород. Однако полностью отрицать роль декомпрессионного фактора было бы неверно, так как твердость по штампу однотипных пород с поверхности на 20—30 % превышает значения $p_{шт}$, измеренные по керну, извлеченному из скважины с глубин 7—11 км.

Известно, что отношение пределов прочности горной породы при сжатии и растяжении характеризует их хрупкость (пластичность): чем выше отношение $\sigma_{сж}/\sigma_r$, тем больше хрупкость и соответственно меньше пластичность породы. Наиболее хрупкие горные породы имеют отношение $\sigma_{сж}/\sigma_r=15\div 20$.

Хрупкость пород, вскрытых скважиной до глубины 6842 м, т. е. до архейского фундамента, в целом понижена. Так, для диабазов, габбро-диабазов и метадиабазов отношение $\sigma_{сж}/\sigma_r$ составляет 5—6, а для туфов, серпентинизированных и оталькованных ультрамафитов и тальк-хлоритовых сланцев 3—4. Некоторое повышение хрупкости зафиксировано в нижней части печенгского комплекса, например для амфибол-плагноклазовых сланцев это отношение равно 7. Хрупкость пород, извлеченных с глубины, превышающей 6842 м, еще более высока: $\sigma_{сж}/\sigma_r=8$ в тальк-тремолитовых сланцах, 10—12 в гнейсах и амфиболитах и 11—21 в теневых мигматитах. Для этой части разреза характерно преобладающее влияние на физические свойства пород декомпрессии над минералогическим составом.

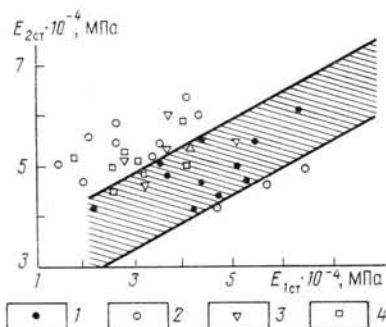


Рис. II.27. Корреляционная взаимосвязь модуля упругости по штампу E_{1ct} с модулем деформаций при относительном сжатии E_{2ct} .

1 — диабазы и габбро-диабазы; 2 — перидотиты; 3 — туфы и туффиты; 4 — песчаники и филлиты

Коэффициент пластичности, определяемый при вдавливании штампа (см. табл. II.16), теоретически является величиной, обратной хрупкости пород. Однако жесткой корреляционной связи между коэффициентом пластичности и хрупкостью пород не зафиксировано, так как показатели, полученные при вдавливании штампа, в значительно большей степени зависят от минералогического состава керна, чем от степени его частичной дезинтеграции.

Для выявления более полной характеристики физико-механических свойств пород разреза скв. СГ-3 были сопоставлены данные определения $E_{\text{дин}}$ со значениями $E_{\text{ст}}$, полученными в режиме квазистатического одноосного нагружения образца с замером деформаций по всей его длине. Результаты сопоставления (рис. II.27) показали, что величины модуля $E_{\text{ст}}$ для всех однотипных минералов пород меньше величины $E_{\text{дин}}$, однако характер изменения $E_{\text{дин}}$ и $E_{\text{ст}}$ по разрезу практически одинаков: наибольшие значения $E_{\text{ст}}$, так же как и $E_{\text{дин}}$, наблюдаются в верхней части разреза (диабазы и габбро-диабазы IV и III вулканических покровов), где $E_{\text{ст}} = (5,0 \div 7,5) \cdot 10^4$ МПа.

Отношение $E_{\text{дин}}/E_{\text{ст}}$ для различных типов пород оказалось различным: для диабазов и габбро-диабазов оно равно 2, а для осадочных пород 1,7, что согласуется с изменением пластичности пород.

Для решения технологических задач большую роль играет характеристика абразивности Z горных пород.

Средние величины абразивности пород разреза скв. СГ-3 изменяются от 3 до 48 мг. Известно, что абразивность кристаллических пород по отношению к стали тем больше, чем больше микротвердость входящих в состав этих пород минералов. Однако при трении о полиминеральные породы возникает дополнительная шероховатость, связанная с различной износостойкостью минералов, которая приводит к увеличению абразивности, что особенно заметно для обломочных пород. Нан-

ТАБЛИЦА II.17

АБРАЗИВНОСТЬ ПОРОД, ВСКРЫТЫХ СКВ. СГ-3

Порода	Класс	Характеристика абразивности
Филлиты	I	Ниже средней
Хлорит-серицитовые и оталькованные породы	II	То же
Порфиры, перидотиты, диабазы, габбро-диабазы, песчаники, гнейсы	IV	Средняя
Туфы, граниты, кристаллические сланцы	V	Выше средней

меньшей абразивностью, как и следовало ожидать, обладают филлиты, хлорит-серицитовые и сильно оталькованные породы ($Z = 3 \div 16$ мг), наибольшей — граниты, амфиболиты и кристаллические сланцы ($Z = 46 \div 48$ мг). Вследствие влияния дополнительной шероховатости повышенной абразивностью характеризуются туфы, туффиты и песчаники ($Z = 24 \div 44$ мг).

В соответствии с классификацией горных пород по абразивным свойствам исследованные породы можно разбить на 4 класса (табл. II.17).

Таким образом, по результатам изучения физико-механических свойств пород разреза скв. СГ-3 установлено:

— разрез в основном сложен упруго-пластичными породами высокой прочности и средней абразивности;

— характер изменения прочностных свойств по разрезу крайне неоднороден, из-за чего возникают серьезные осложнения при бурении и постоянно требуется оперативная оценка этих свойств с помощью экспрессной методики для корректирования режимов бурения скважины;

— требованиям экспрессности наиболее удовлетворяет методика определения твердости пород путем вдавливания штампа с плоским основанием; результаты определений твердости хорошо коррелируются с показателями прочности при сжатии и растяжении;

— физико-механические свойства пород зависят (по аналогии с акустическими свойствами) от факторов: петрографо-минералогического; метаморфического; декомпрессионного (имеет решающее значение в нижней части разреза).

Наиболее информативным параметром при оценке устойчивости стенок скважины является прочность при растяжении, которая скачкообразно снижается вниз по разрезу и относительно которой выявлена анизотропия пород.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА И РАЙОНА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

Результаты бурения скважины, геофизические исследования, изучение образцов керна, извлеченных на поверхность, а также данные геологических и геофизических исследований на близлежащих территориях дают возможность по-новому подойти к проблемам общего строения земной коры.

Одним из наиболее актуальных, но наименее изученных и спорных вопросов в науках о Земле является вопрос о закономерностях изменения физических свойств на больших глубинах. Однозначное решение этой проблемы возможно только с использованием результатов сверхглубокого бурения и петрофизических моделей¹ разреза. Изучение петрофизических моделей необходимо для повышения точности и однозначности наземных геофизических съемок.

УПРУГО-ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ

Основная закономерность, выявленная при изучении упругих и плотностных характеристик по разрезу скв. СГ-3, заключается в том, что максимальные значения плотности σ и скорости распространения продольных v_p и поперечных v_s волн, а также минимальная пористость наблюдаются в верхней части разреза. Резкое снижение v_p , v_s и σ и

¹ Под петрофизической моделью разреза в соответствии с определением Е. В. Каруса и Л. В. Шкериной [7] подразумевается распределение на глубине физических характеристик, определенных в одиночной скважине.

возрастание анизотропии пород наблюдаются на глубине 4500 м в толще однородных по составу пород заполярной свиты (рис. II.28). Первая поверхность раздела (глубина 4500 м) почти со-

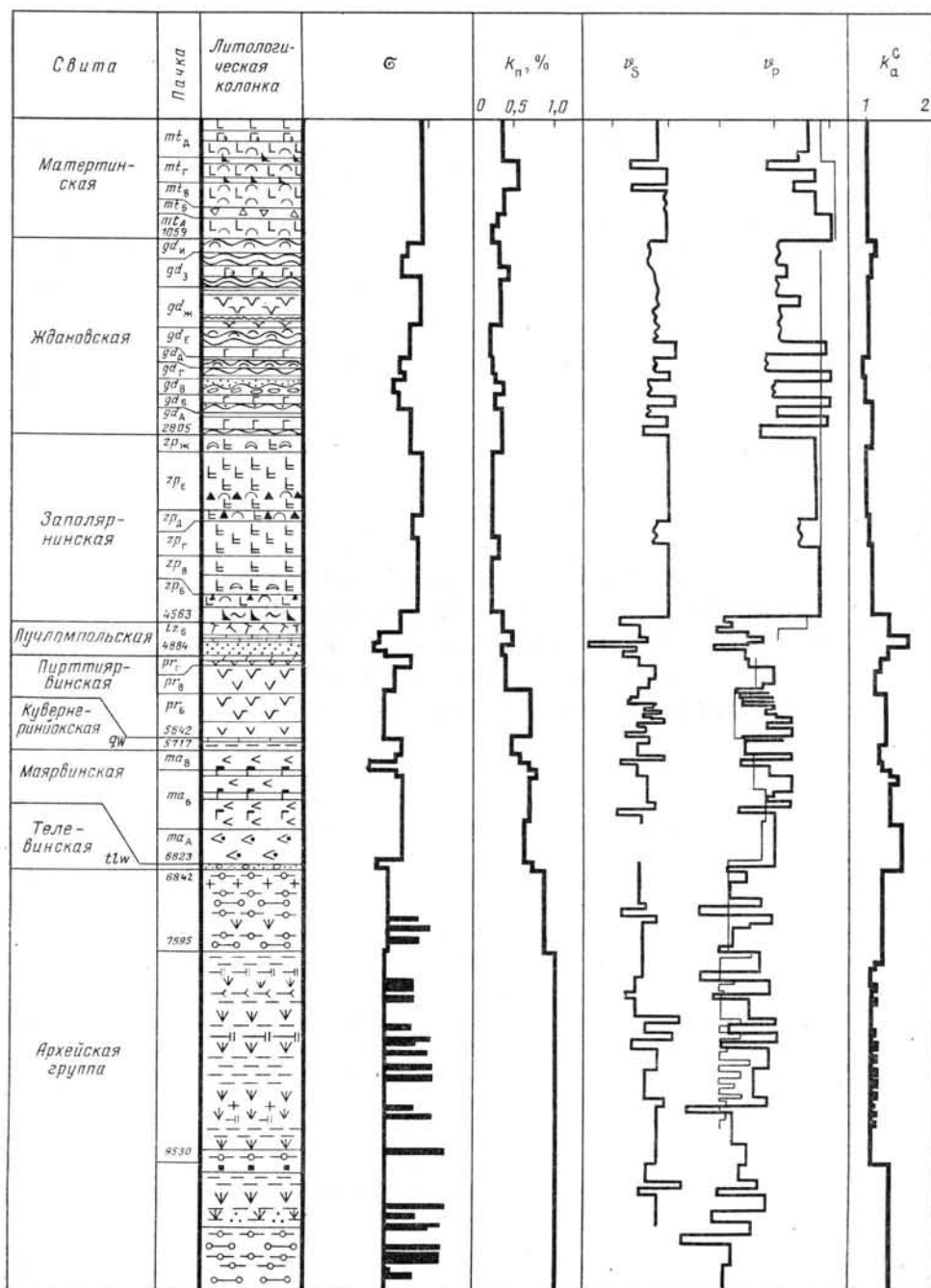


Рис. II.28. Упругие и плотностные свойства пород разреза скв. СГ-3. Условные обозначения к литологической колонке см. в приложении

впадает с границей между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями метаморфизма, вторая — с границей между археем и протерозоем. Ниже первой границы повсеместно распространена сланцеватость пород.

Следует обратить внимание на то, что на границе верхней и нижней групп нижнего протерозоя коэффициент анизотропии скоростей упругих волн скачкообразно возрастает, увеличиваясь в пределах одной пачки от 1,06 до 1,37. Ниже 4500 м коэффициенты анизотропии колеблются в широком интервале, достигая 1,6, но ни в одной из пачек не возвращаются к значениям верхней группы среднего протерозоя, т. е. не выходят за пределы 1,05—1,09.

Для разреза скв. СГ-3 не подтвердились сложившиеся представления об увеличении скорости упругих волн с глубиной залегания пород одинакового состава. Влияние таких факторов, как, например, прогрессивный и дислокационный метаморфизм, приводящих к структурным изменениям пород, сказалось на упругих свойствах: максимальные значения скорости упругих волн наблюдаются в верхней части разреза, т. е. имеет место обращенный сейсмогеологический разрез (инверсия скоростей).

В архейских образованиях наблюдается четкое разделение по плотности и скорости амфиболитов и гнейсов, причем верхняя высокоглиноземистая толща гнейсов имеет большую плотность, чем нижняя. На этой границе вниз по разрезу не наблюдается увеличения анизотропности пород относительно упругих свойств.

СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

С помощью современной аппаратуры АК по скв. СГ-3 получен детальный скоростной разрез по продольным v_p и поперечным v_s волнам, построены вертикальные годографы этих волн, определено эффективное затухание и с учетом плотности пород вычислены упругие модули для выделенных пластов. По этим данным и результатам вертикального сейсмического профилирования была составлена сейсмоакустическая модель разреза (рис. II.29). Основная особенность этой модели заключается в том, что до глубины 4500 м градиент скоростей v_p и v_s отсутствует, ниже наблюдается локальный отрицательный градиент, указывающий на некоторое снижение скоростей упругих волн (по данным АК и ВСП). При сопоставлении вертикальных годографов, построенных по результатам этих принципиально различных методов ГИС, получена полная сходимость данных практически по всему разрезу, за исключением самой нижней части, где качество материалов АК гораздо хуже, чем для верхней части разреза.

Следует отметить, что резко выраженная зона инверсии (уменьшения) скоростей v_p и v_s наблюдается по показаниям методов ГИС так же четко, как и по данным измерений керна. Однако из-за влияния условий залегания пород на скорость распространения упругих волн значения v_p , определенные по показаниям АК, превышают результаты измерений по керну, даже если последний насыщен водой (см. рис. II.29). Для сухих образцов эта разница еще более значительна. По данным АК, так же и по керну, скорость на глубине 4500 м резко изменяется (от 6,8—7 до 5,5—5,8 км/с).

Таким образом, в результате выполненных исследований доказано наличие зоны инверсии упругих (и плотностных) свойств пород.

Сейсмоакустическая модель разреза послужила основой для экспериментальных определений и аналитических расчетов сложноплавленного состояния верхней части земной коры, вскрытой скв. СГ-3. Основная цель этих исследований заключалась в оценке условий залегания пород, что необходимо для решения геолого-технических задач бурения. Полученный вывод о неравномерности распределения напряжения

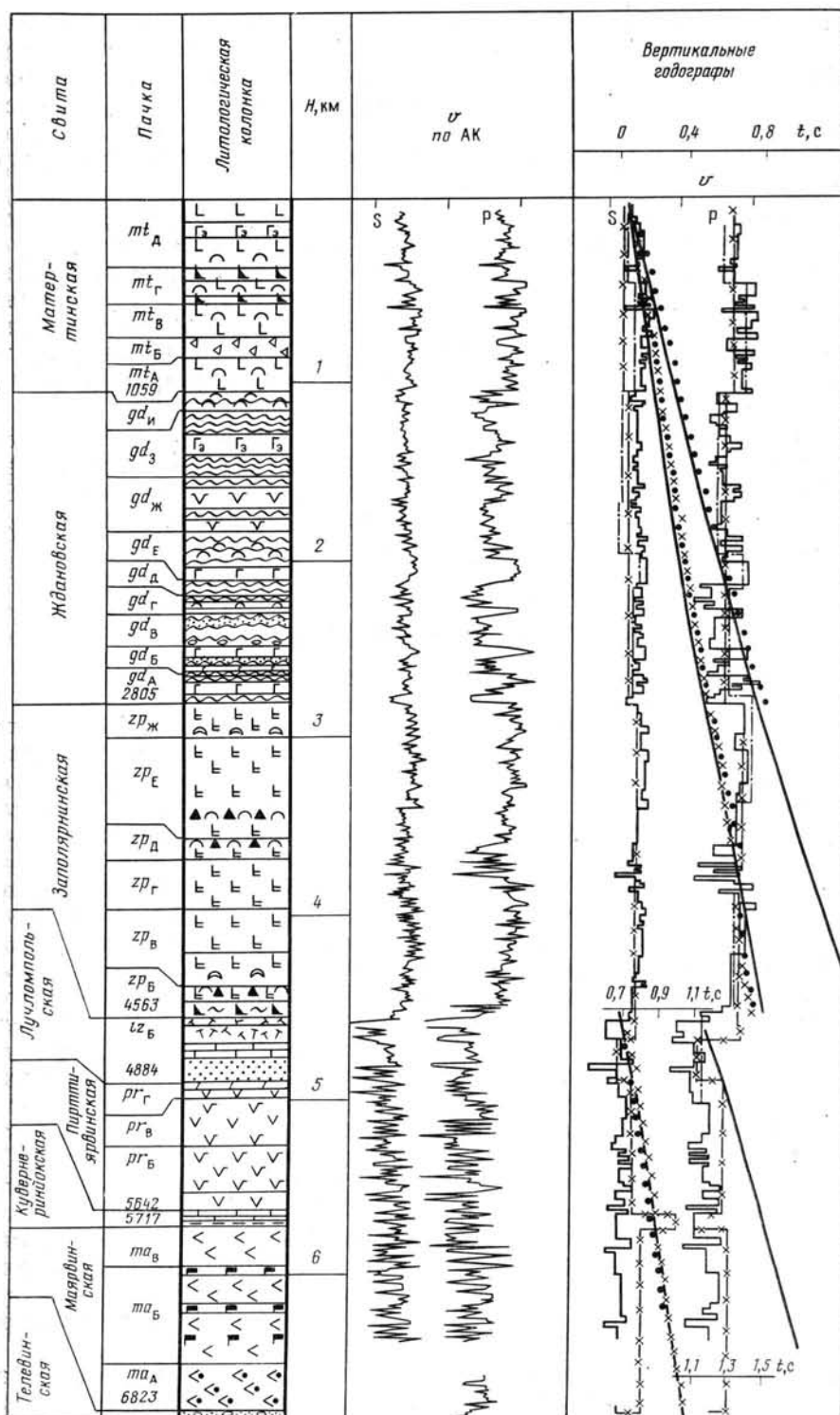
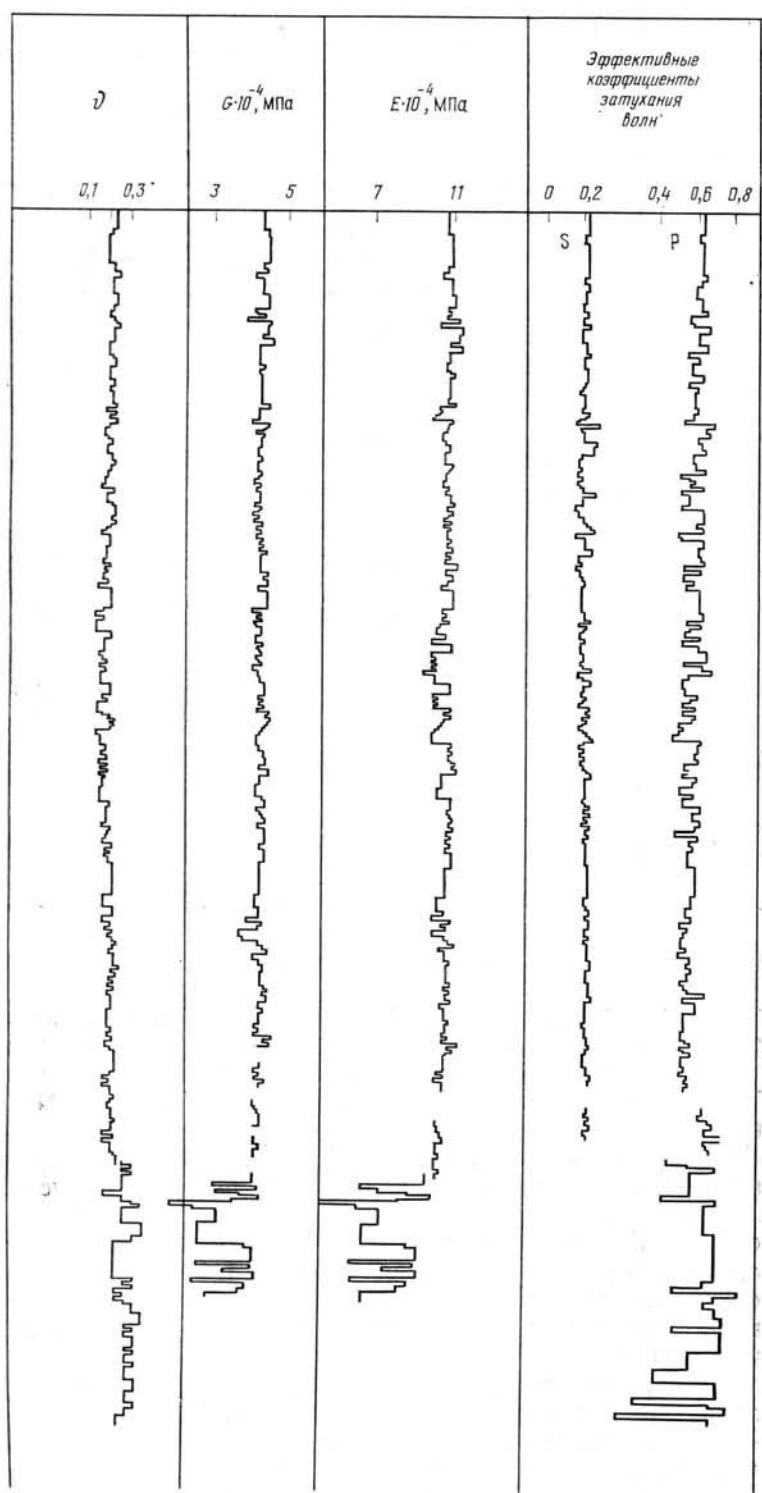


Рис. 11.29. Сейсмоакустическая модель разреза СГ-3.

Данные АК: 1 — уверенные, 2 — неуверенные; данные ВСП: 3 — ВНИИГГ, 4 — ЛГИ.



Условные обозначения к литологической колонке см. в приложении

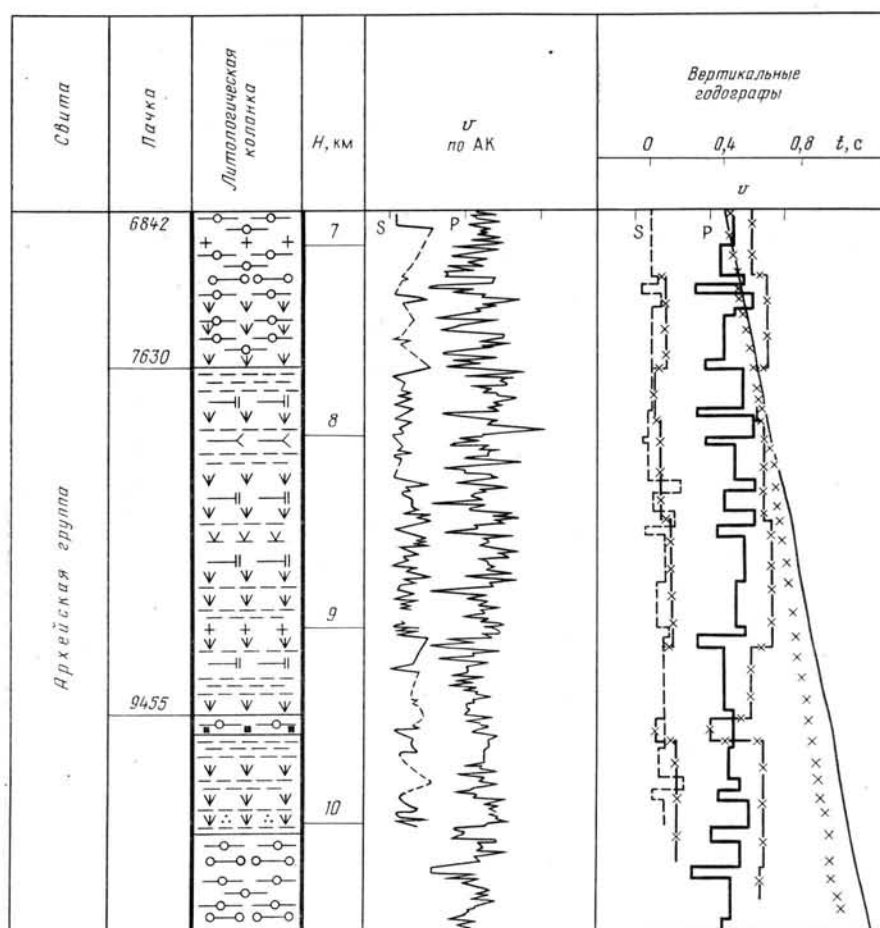


Рис. II.29. Продолжение

с глубиной и наличии в разрезе мощной (около 3 км) зоны значительной (до 40 МПа) разгрузки напряжений (рис. II.30) важен также и для решения геолого-геофизических задач, в частности выяснения возможной природы глубинных сейсмических границ. На рис. II.30 приведены результаты изучения температурного градиента, теплового потока по скв. СГ-3, напряженного состояния и вторичных преобразований горных пород. При сопоставлении полученных результатов установлено, что границы резкого изменения напряженного состояния горных пород (кривые II и IV) соответствуют ступенчатым изменениям температурного градиента (кривая I) и теплового потока (кривая III) и совпадают с пересечениями изученного разреза фронтами метаморфизма и сейсмическими границами, причем и те и другие имеют тенденцию к выполаживанию с глубиной.

Большинство исследователей считают, что причины перераспределения напряжений в земной коре многообразны. Результаты тектонофизического моделирования подтверждают такое предположение (см. рис. II.30). Однако в работах [14, 21] показано, что горизонтальные тектонические силы проявляются лишь в верхней части земной коры и не влияют на значение вертикальной составляющей напряжений σ_z . На рис. II.30 приведено изменение по разрезу именно этой составляющей σ_z , рассчитанной теоретически (кривая IV) с учетом влияния ослабленных слоев и определенной натурным методом (кривая II). Результаты,

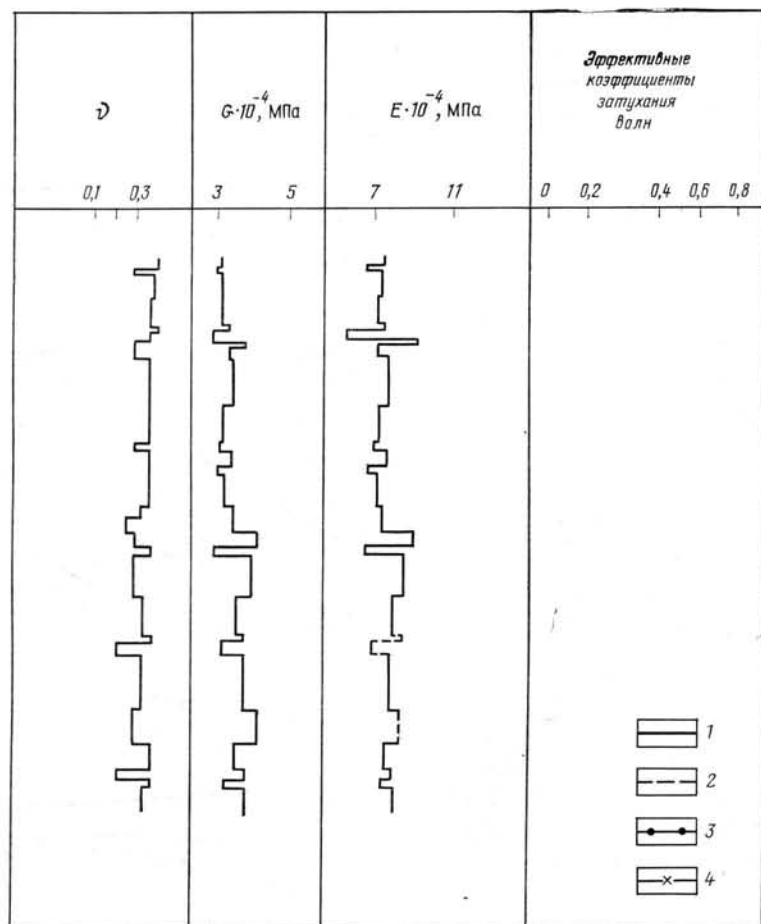


Рис. 11.29. Продолжение

полученные этими методами, свидетельствуют о том, что σ_z распределяется нелинейно по разрезу, имеются участки как разгруженных, так и перегруженных пород (см. рис. 11.30). Причина перераспределения напряжений, по всей вероятности, обусловлена внутренними процессами, происходящими (или происходившими) в земной коре, и в первую очередь метаморфизмом горных пород.

Изменение петрофизических характеристик горных пород по мере возрастания интенсивности метаморфизма изменяет характер их деформаций, причем наиболее резкие изменения зафиксированы в области перехода от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации, где массивные текстуры метабазитов сменяются сланцеватыми. В нижней части разреза наблюдается интенсивная гранитизация пород, находящихся в фации биотит-мусковитовых сланцев. Именно эти границы четко фиксируются геофизическими (в основном сейсмическими) методами (см. рис. 11.29).

Поскольку изменения свойств горных пород, происходящие в процессе метаморфизма, связаны с их перекристаллизацией и изменением объема, а также теплового потока, указанные явления должны сопровождаться перераспределением напряжений в массиве. Для объяснения зафиксированного изменения напряжений необходимо использовать

выявленные закономерности изменения физических (главным образом упругих и плотностных) свойств горных пород изученного разреза, в частности его трехслойное деление.

Выполненные расчеты показывают, что с использованием реальных модулей упругости и значений плотности горных пород, слагающих

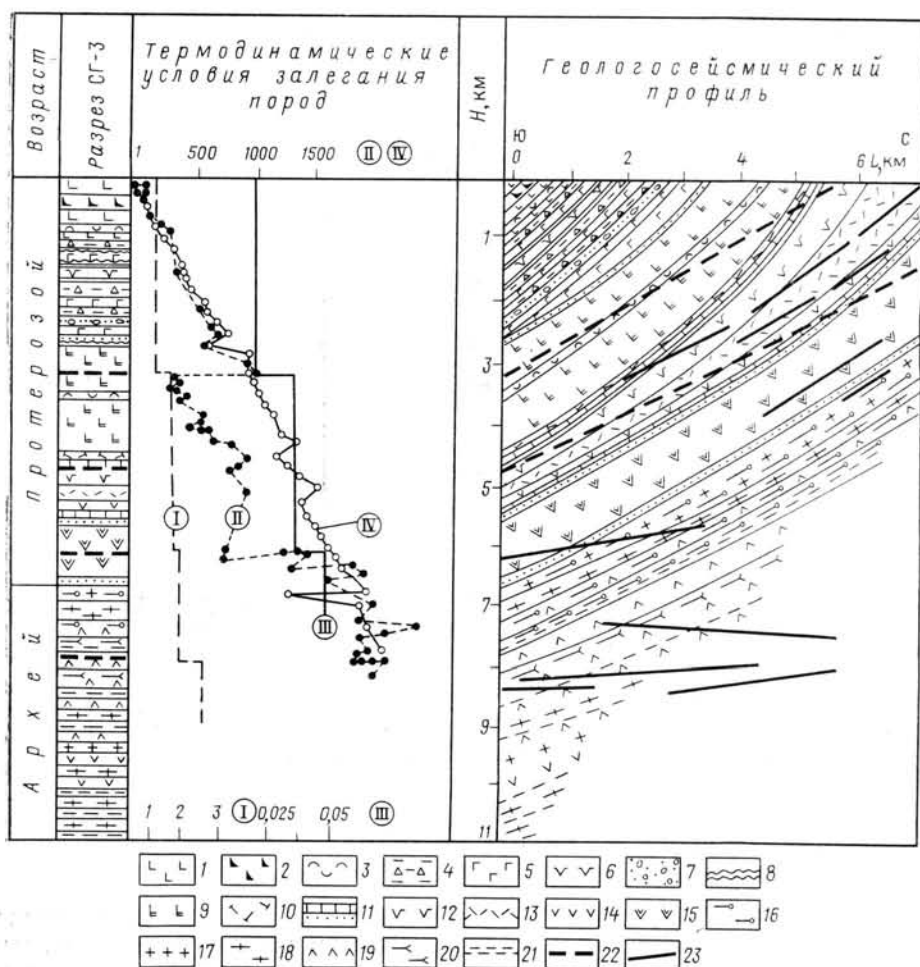


Рис. 11.30. Сопоставление термодинамических условий залегания пород с положениями границ фаций (субфаций) метаморфизма и сейсмических границ в разрезе докембрийских пород Балтийского щита, вскрытых скв. СГ-3.

Индексы кривых и соответствующие им шкалы измерений: I — температурный градиент, $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$; II — вертикальная составляющая тензора напряжений (натурные измерения), МПа; III — тепловой поток, $\text{Вт}/\text{м}^2$; IV — вертикальная составляющая напряжений (аналитический расчет), МПа. 1 — диабазы; 2 — пикритовые порфиры; 3 — туфы; 4 — туффиты; 5 — габбро-диабазы; 6 — перидотиты; 7 — брекчия; 8 — алеволиты, филлиты, песчаники; 9 — диабазы, шаровые лавы, актинолитизированные; 10 — плагиопорфиры; 11 — доломиты, песчаники; 12 — метаандезиты; 13 — ортофиры, альбитофиры; 14 — метадиабазы; 15 — апобазальтовые амфиболовые сланцы и амфиболиты; 16 — гнейсы высокоглиноземистые; 17 — плагиограниты; 18 — гнейсы биотит-плагиоклазовые; 19 — амфиболиты; 20 — тальк-тремолитовые сланцы; 21 — гнейсы биотит-амфиболовые; 22 — граница фаций и субфаций метаморфизма; 23 — сейсмические отражающие границы.

разрез, наличие в разрезе зоны разгрузки, равной 40 МПа, можно объяснить относительным изменением объема разгруженного среднего слоя, которое должно составлять всего 0,08 %. Такое незначительное изменение объема вполне может поддерживаться в течение длительного геологического времени и, как следствие этого, будет сохраняться неравномерное распределение напряженного состояния по разрезу. Относительное увеличение объема среднего слоя (дилатация) может быть также связано с трещиноватостью горных пород и неравномерностью

их теплового расширения (за счет изменения теплового потока). Наблюдаемое явление, по всей вероятности, возникает под влиянием перечисленных факторов, связанных со вторичными преобразованиями и сопровождающихся изменением физических (особенно упругих) свойств горных пород. Границы резкого спада (или увеличения) напряжения должны регистрироваться геофизическими методами, в том числе сейсмическими, что имеет место в реальных условиях (см. рис. II.30).

Следовательно, в данном случае природа глубинных сейсмических границ обусловлена не литолого-стратиграфической изменчивостью пород, а вторичными преобразованиями, приводящими к изменению физических свойств и состояния вещества земной коры.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Выше было показано, какую большую роль играет напряженное состояние горных пород (его распределение по глубине) на характер изменения их физических свойств и формирование геофизических границ в земной коре. С целью получения дополнительной информации о напряжениях в районе заложения Кольской сверхглубокой скважины были проведены тектонофизические исследования. Задачей тектонофизического анализа была реконструкция новейшего и современного полей тектонических напряжений в районе скв. СГ-3 и прогноз их на глубину. Для ее решения был использован метод декомпозиции¹, позволяющий на основе системного подхода выделить составляющие поля напряжений. Они относятся к тектонодинамическим системам разного ранга. Известно, что под тектонодинамической системой понимается системная генетическая модель соотношения тектонических движений, деформаций и напряжений, проявляющихся в объеме литосферы, физико-механические свойства которой можно считать однородными при использованном масштабе рассмотрения. Тектонодинамические системы образуют иерархию, тесно связанную с иерархией тектонических деформаций (структур). Установлена зависимость между размерами площади усреднения (размерами базиса, на котором проводятся измерения) и глубиной заложения (распространения) поля напряжений данной тектонодинамической системы. Подобный подход, широко используемый в геофизике (при геофизических зондированиях), последние годы применяется и при натурных исследованиях напряжений в горных выработках [14].

Для реконструкций полей напряжений применялась установленная теоретически и подтвержденная натурными полевыми исследованиями, данными сейсмогеологии и моделированием закономерная связь между ориентировкой осей главных нормальных напряжений и геометрией разброса в ориентировке разрывных нарушений и тектонической трещиноватости [17].

Наибольшие трудности при реконструкции новейшего и современного полей напряжений описываемого района были связаны с определением возраста трещиноватости. Изучение аэрофото-, космических снимков и топографии района, охватывающего всю северо-западную часть Кольского полуострова, позволило выделить разрывы, четко проявляющиеся в рельефе и, следовательно, обновленные или возникшие на новейшем этапе тектонического развития. Статистический анализ зависимости между длиной этих разрывов и средним расстоянием между ними, проведенный по методике, предложенной С. И. Шерманом, показал дискретность распределения этого параметра, т. е. возможность выделения иерархии разрывных нарушений региона, которые предпо-

¹ Метод разработан в лаборатории неотектоники геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова.

жительно были отнесены к тектонодинамическим системам разного ранга. Построение роз-диаграмм простираций этих разрывных нарушений, имеющих преимущественно крутое падение, показало, что разрывы разного ранга различаются как по генеральным простирациям, так и по направлению преимущественного разброса простираций. Это позво-

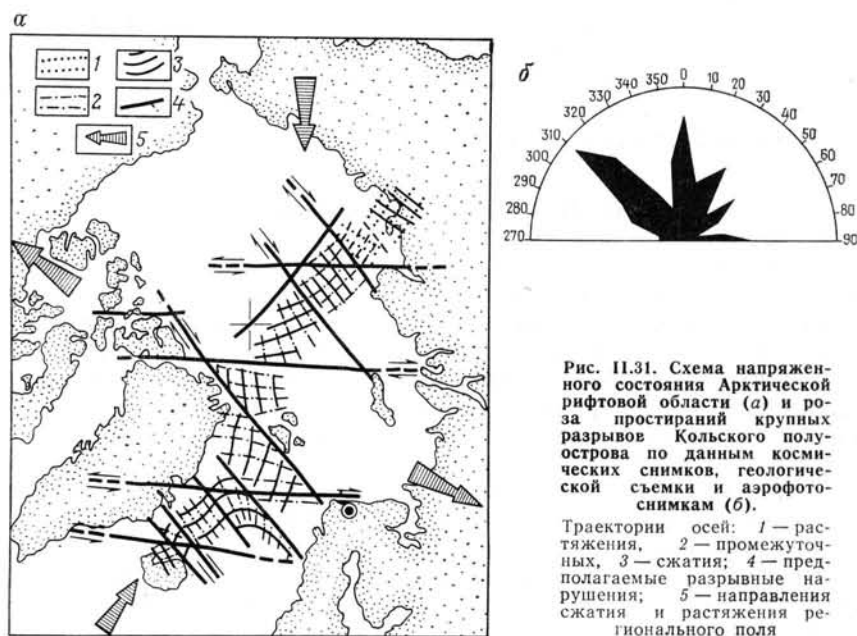


Рис. 11.31. Схема напряженного состояния Арктической рифтовой области (а) и роза простираций крупных разрывов Кольского полуострова по данным космических снимков, геологической съемки и аэрофото-снимкам (б).

Траектории осей: 1 — растяжения, 2 — промежуточных, 3 — сжатия; 4 — предполагаемые разрывные нарушения; 5 — направления сжатия и растяжения регионального поля

лило предположить, что в районе скв. СГ-3 региональное поле напряжений имеет сдвиговый характер с северо-северо-восточной ориентировкой оси сжатия и северо-западным относительным растяжением (рис. 11.31).

Для уточнения возраста этого поля напряжений был выполнен анализ механизмов очагов землетрясений в пределах всей Арктической области (см. рис. 11.32 и рис. 11.33, а, б), который не только позволил сделать прогноз крупных разрывных нарушений района, совпадающих с разрывами, независимо установленными по геологическим, геофизическим и дистанционным данным, но и подтвердить намеченную ранее ориентировку осей главных нормальных напряжений. Следовательно, современное поле напряжений (сейсмологические данные) в значительной мере унаследует новейший (по крайней мере голоценовый) план ориентировки осей главных нормальных напряжений в районе скв. СГ-3.

Полученные таким образом предварительные результаты позволили сформулировать задачу детального анализа поля напряжений на основе массовых замеров (более 5000) тектонической трещиноватости в пределах Печенгской структуры и ее ближайшего обрамления. В отложениях печенгского комплекса был выделен ряд систем трещин, имеющих различное минеральное заполнение [25]. Эти трещины соответствуют древним полям тектонических напряжений. Кроме упомянутых трещин в исследованном районе повсеместно распространены тонкие волосовидные или открытые трещины, лишенные минерального заполнения. Они образуют системы, местами довольно четко выраженные в современном рельефе, нередко сопровождаются зеркалами скольжения и смещают все более древние трещины, имеющие минеральное заполнение. Системы этих трещин оказываются параллельными линеаментам, хорошо дешифрируемым на крупномасштабных космических снимках.

Все описанные признаки свидетельствуют о молодом (новейшем) возрасте рассматриваемой трещиноватости.

Массовые замеры трещиноватости проводились по более или менее равномерной сетке с таким расчетом, чтобы равномерно осветить все различающиеся по возрасту и литологии отложения печенгского комп-

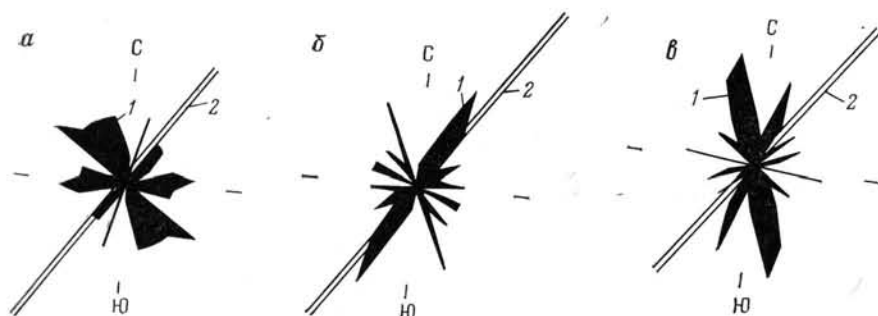


Рис. 11.32. Поле тектонических напряжений северо-западной части Кольского полуострова.

Траектории осей: 1 — растяжения; 2 — сжатия; 3 — крупные разрывные нарушения; 4 — мелкие разрывы

Рис. 11.33. Розы простираний (1) новейшей тектонической трещиноватости в зонах древних разрывных нарушений (2).

Трещины: а и в — наложенные неотектонические, б — «унаследованные» новейшего этапа



лекса. Для каждой точки наблюдений (содержащей в среднем по 100 замеров) было восстановлено локальное поле напряжений. Точки объединялись по выходам на поверхность отдельных свит, групп свит и, наконец, для всей площади. При этом особенности пространственного положения трещин устанавливались с помощью различных по площади палеток усреднения. Анализ суммы полученных данных позволил выделить поля напряжений, связанные с действием тектонодинамических систем разного ранга, т. е. характеризующих различные глубинные уровни земной коры.

Было установлено, что литология отдельных толщ, мелкие разрывные нарушения, дайки, границы зон разнометаморфизованных пород и т. п. существенно влияют на характер локальных полей тектонических напряжений. При этом роль перечисленных факторов резко меняется в зависимости от структурного положения и ориентировки по отношению к внешнему полю напряжений более низкого ранга. Так, новейшая трещиноватость либо полностью повторяет более древний структурный план, обновляя древние нарушения, либо является секущей и совершенно не реагирует на ранее сформировавшиеся структурные неоднородности (см. рис. 11.33). Более детальный анализ показывает, что древние трещины «оживают» в том случае, если они совпадают с направлением главных нормальных напряжений и практически не обновляются, если их положение значительно отклоняется от ориентировки

действия новейших максимальных касательных напряжений. Надо подчеркнуть, что новейшая трещиноватость оказывается (при неблагоприятной ориентировке ранее сформировавшейся неоднородности) нечувствительной даже к достаточно крупным разрывным нарушениям древнего возраста, в частности к послойным надвигам (см. рис. II.33).

На ряде точек наблюдения проводилось раздельное изучение новейшей и более древней трещиноватости. Отмечалось резкое отличие древних полей напряжений от новейших (даже в случаях обновления подвижек по древним направлениям), что свидетельствует о коренной перестройке структурного плана на неотектоническом этапе развития и изменения механизма деформации земной коры.

Реконструкция поля напряжений по данным неотектонической трещиноватости в ряде точек сопровождалась динамическим микроструктурным анализом ориентированных образцов, а также изучением шлифов из керна скважины. В подавляющем большинстве случаев с помощью такого анализа удалось реконструировать древние поля напряжений. Данные по сдвойникованным карбонатам (в том числе из отдельных прожилков) и в ряде случаев по плагиоклазу позволили восстановить новейшее поле напряжений.

В результате выполненных исследований удалось реконструировать не только упомянутое региональное поле напряжений для Печенгской структуры, но и более локальные поля напряжений, соответствующие тектонодинамическим системам трех рангов. Поле напряжений третьего ранга, имеющее наименее глубинное распространение и образующее верхний тектонофизический слой, характеризуется вертикальной ориентировкой оси сжатия при субгоризонтальной ориентировке двух других осей. Более глубоко расположенный второй тектонофизический слой имеет субвертикальную ориентировку относительного растяжения. Самый глубинный слой характеризуется сдвиговым полем тектонических напряжений и отвечает области действия тектонодинамической системы первого ранга.

Полученные результаты позволили построить тектонофизическую модель района скв. СГ-3 (рис. II.34).

В пределах отложений нижнепротерозойского возраста были выделены поля напряжений трех рангов, различающиеся прежде всего размерами площадей усреднения и характеризующие различные глубинные уровни земной коры. Рассмотрение этих полей показало, что «линза» менее вязких отложений печенгского комплекса, отличающихся по петрофизическим свойствам от вмещающих толщ архейского возраста, испытывает деформацию расплющивания, сопровождающуюся квазипластическим выдавливанием материала вверх и своеобразным локальным полем напряжений, которое характеризуется субвертикальной ориентировкой оси относительного растяжения и более или менее равномерным сжатием в горизонтальном направлении (см. рис. II.34, з). При этом должно происходить некоторое увеличение объема деформируемой толщи. В верхней и нижней частях «линзы» нижнепротерозойских пород резко нарушаются граничные условия, что вызывает изменение механизма деформации. Об этом свидетельствует резкая смена рангового поля тектонических напряжений как на более коротких, так и на более длинных базисах, по которым проводилась реконструкция напряженного состояния.

Выжимаемые породы средней и нижней частей описываемого разреза действуют как «мягкий штамп» на более хрупкие отложения верхней части нижнепротерозойских образований, вызывая в них деформацию поперечного изгиба в вертикальном направлении и дополнительное локальное поле напряжений с вертикальной ориентировкой оси сжатия и субгоризонтальным относительным растяжением (см. рис. II.34, д). Ранговый анализ поля напряжений показывает, что граница

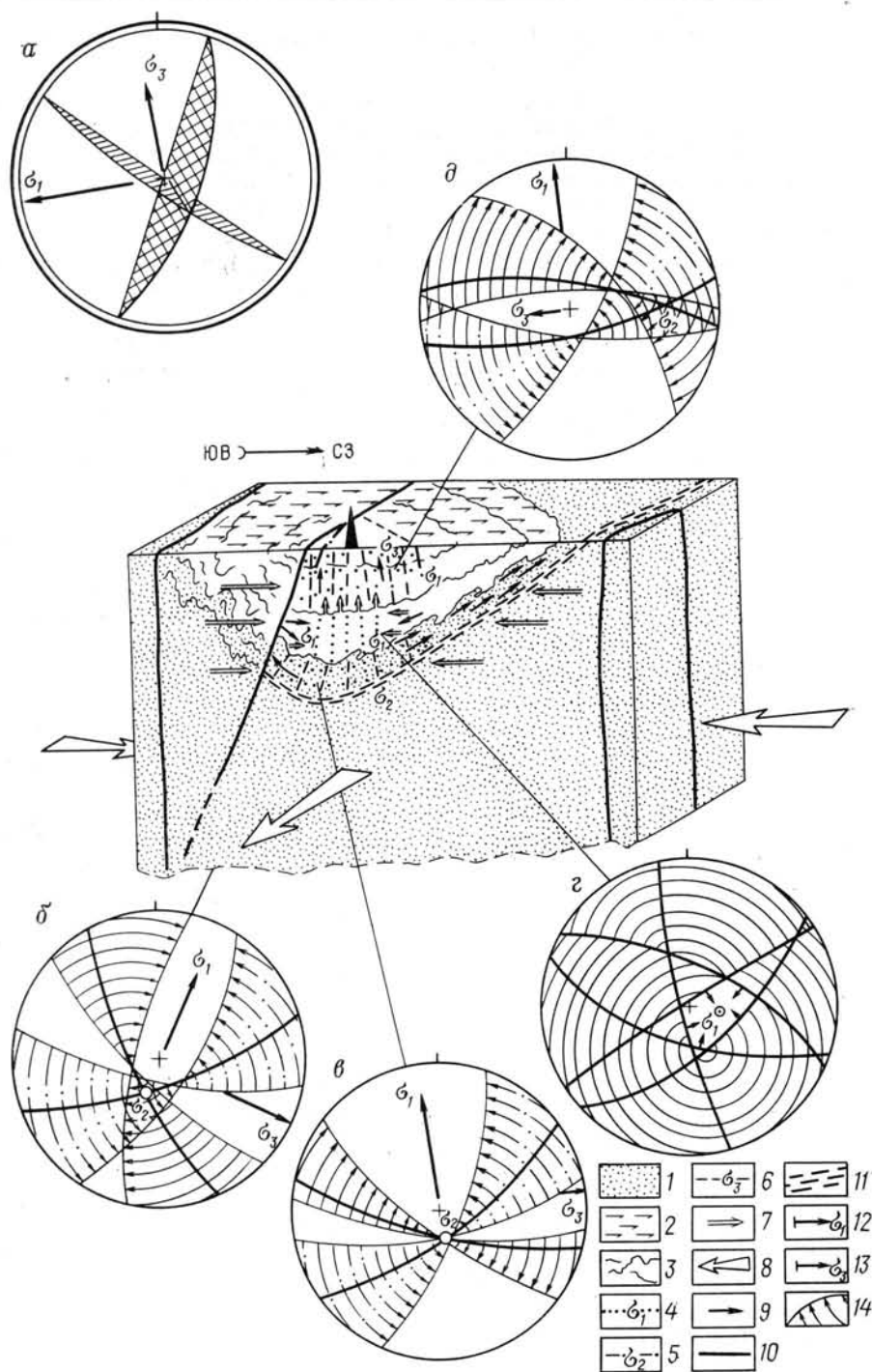


Рис. 11.34. Тектонофизическая модель района заложения Кольской сверхглубокой скважины.

Блок-диаграмма. Выходы пород: 1 — архейского возраста, 2 — нижнепротерозойского возраста; 3 — маркирующие горизонты; ориентировки напряжений: 4 — относительного растяжения, 5 — промежуточного типа, 6 — сжатия; ориентировка внешних усилий: 7 — локального уровня, 8 — регионального уровня; 9 — направление движения деформируемого материала; 10 — шовные разрывы; 11 — зоны рассланцевания.

Круговые диаграммы (штрих указывает на север). Ориентировки осей напряжений: 12 — растяжения, 13 — сжатия, 14 — плоскости трещин (дуги), направления разброса в их ориентировке (стрелки). Диаграммы полей напряжений: а — арктического бассейна, б — региональное Печенгской структуры, в — в архейской части разреза, г — для зоны разгрузки, д — для верхней части разреза

между указанными тектонофизическими слоями должна проходить на глубинах порядка 3500—3800 м.

Описанный механизм деформации может реально возникнуть лишь при проскальзывании вследствие горизонтального сжатия подошвы деформируемой «линзы» отложений печенгского комплекса по более древним образованиям. Действительно, проведенные построения показали, что на границе нижнепротерозойских и архейских отложений (глубина порядка 6800 м) происходит новая смена поля тектонических напряжений. Это поле имеет сдвиговый характер с субгоризонтальной ориентировкой как оси сжатия, так и оси относительного растяжения (рис. 11.34, в) и свидетельствует о послойном смещении вещества вдоль границы разновозрастных комплексов. Можно ожидать, что на глубинах порядка 13—15 км будет наблюдаться зона смещения и рассланцевания, изображенная на рисунке и кинематически отвечающая послойному взбросу. Петроструктурные исследования архейских отложений из нижней части рассматриваемого разреза показали возможность выделения двух сменяющих друг друга во времени полей напряжений, из которых одно отвечает этапу формирования сланцеватости и характеризуется нормальным к последней ориентировкой оси сжатия. Второе, более молодое, поле напряжений переориентировано так, что плоскость сланцеватости оказывается параллельной площадкам действия максимальных касательных напряжений, т. е. предположения о послойном смещении вещества подтверждаются фактическим материалом.

Анализ полей напряжений различного ранга позволяет сделать вывод о четко выраженной горизонтальной расслоенности земной коры, связанной не с широким проявлением горизонтальных смещений в ее толще, а с изменением локальных условий и механизмов деформации различных глубинных горизонтов.

Таким образом, в тектонофизическом отношении Печенгская структура представляет собой область нагнетания, характеризующуюся повышенным всесторонним давлением на глубине, вызванным выжиманием и некоторым увеличением объема пород средней части разреза, вскрытого скважиной. На подошве и в кровле этого слоя возникают особые граничные условия, приводящие к переориентировке поля тектонических напряжений и субгоризонтальной расслоенности земной коры, что фиксируется сейсмогеологическими методами.

Итак, на основании геофизических исследований разреза скв. СГ-3 и массовых систематических измерений физических свойств в образцах керна построены геофизические и петрофизические разрезы (модели) строения верхней части земной коры по разрезу скв. СГ-3, в том числе сейсмоакустическая и магнитоэлектрическая (магнитные и электрические свойства по измерениям в стволе скважины и в образцах) модели, модель естественной радиоактивности пород (по данным каротажа и по измерениям на образцах) и упруго-плотностная. Анализ вертикальной зональности физических свойств горных пород и строения земной коры по разрезу скв. СГ-3 и району ее заложения позволил установить следующее.

Сейсмоакустическая модель отражает в деталях распределение скорости упругих волн, модулей упругости и эффективного затухания в разрезе скв. СГ-3. Качество записи кривых акустического каротажа заметно снизилось на глубине более 4500 м в связи с увеличением кавернозности ствола скважины и среднего диаметра. Глубже 4500 м отмечена зона пониженных скоростей упругих волн, которая прослеживается в породах печенгского (до глубины 6842 м) и кольского (до забоя скважины) комплексов. Зона пониженных скоростей выделяется относительно верхней высокоскоростной части печенгского комплекса протерозоя и отражает в первую очередь резкое снижение скорости упругих волн с глубиной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., Мир, 1974.
2. Бродская С. Ю., Ветошкин И. Д., Жерденко О. Н. Связь магнитных свойств природных пирротинов с их свойствами. — Изв. АН СССР. Сер. «Физика Земли», 1973, № 3, с. 112—128.
3. Восточная часть Балтийского щита (геология и глубинное строение). М., Наука, 1975.
4. Геофизические методы исследования скважин. Справочник геофизика. М., Недра, 1983.
5. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1978.
6. Земной тепловой поток на докембрийских щитах СССР/Е. А. Любимова, Е. В. Карус, Ф. В. Фирсов и др. — Советская геология, 1972, № 8, с. 10—22.
7. Карус Е. В., Шкереина Л. В. О построении геоакустической модели среды. — Изв. вузов. Сер. «Геология и разведка», 1974, № 10, с. 131—141.
8. Карус Е. В., Руденко Г. Е., Худзинский Л. Л. Трехкомпонентный четырехточечный скважинный сейсмический зонд и некоторые результаты его опробования. — Изв. вузов. Сер. «Геология и разведка», 1977, № 12, с. 147—153.
9. Кузнецов Ю. И. К методике определения скорости распространения упругих колебаний по образцам трещиноватых горных пород. — Тр. ВНИГРИ, 1971, вып. 230, с. 50—63.
10. Лебедев Т. С., Познанская Н. Ф. Изменение магнитных свойств ферромагнитных минералов при повышенных давлениях и температурах. — Геофизический сборник, 1970, № 33, с. 49—54.
11. Лещук В. В. Геоакустическое исследование околоскважинной среды. Киев, Наукова думка, 1977.
12. Литвиненко И. В. Методика изучения сейсморазведкой сложных структур верхней части консолидированной коры материков. — В кн.: Вопросы разведочной геофизики. Л., 1971, с. 21—36. (Зап. ЛГИ, т. 61, вып. 2.)
13. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., Наука, 1978.
14. Марков Г. А. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л., Наука, 1977.
15. Маркус Бат. Спектральный анализ в геофизике. М., Недра, 1980.
16. Методические рекомендации по цифровой обработке данных скважинной сейсморазведки МОБ. М., изд. ВНИИЯГГ, 1983.
17. Николаев П. Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений. — Изв. вузов. Сер. «Геология и разведка», 1977, № 12, с. 103—115.
18. О методике геофизических исследований сверхглубоких скважин/Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов, Ю. И. Кузнецов и др. — Изв. вузов. Сер. «Геология и разведка», 1981, № 5, с. 81—89.
19. Определение петрофизических характеристик по образцам/В. Н. Кобранова, Б. И. Извеков, С. А. Пацевич, М. Д. Шварцман. М., Недра, 1977.
20. Палеомагнитогеология/А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова и др. Л., Недра, 1982.
21. Панасьян Л. Л. О возможных изменениях структуры поля напряжений при совместном действии гравитационных и тектонических сил. — В кн.: Вопросы нелинейной геофизики. М., изд. ВНИИЯГГ, 1981, с. 147—155.
22. Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М., Недра, 1972.
23. Смирнова Е. В. О применении сравнительного метода для определения теплопроводности горных пород. — В кн.: Экспериментальное и теоретическое изучение тепловых потоков. М., Наука, 1979, с. 113—122.
24. Смыслов А. А., Моисеенко Г. И., Чадович З. П. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979.
25. Трещиноватость, жильная минерализация и анизотропия пород Печенгского комплекса/В. И. Казанский, Ю. П. Смирнов, Ю. И. Кузнецов и др. — Геология рудных месторождений, 1980, № 4, с. 21—31.
26. Турчинов И. А., Медведев Р. В. Комплексное изучение свойств горных пород. Л., Наука, 1973.
27. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочная геофизика. М., Недра, 1976.
28. Худзинский Л. Л., Руденко Г. Е. Комплексная программа цифровой обработки данных скважинной сейсморазведки МОБ. — Изв. вузов. Сер. «Геология и разведка», 1975, № 6, с. 119—123.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Условные обозначения к литологическим колонкам

Условные знаки	Породы		
Протерозойская группа			
	Филлиты		Аподиабазовые биотит-амфибол-плагноклазовые сланцы
	Алевриты		Меланократовые плагноклаз-амфиболовые породы
	Песчаники, метаморфизованные песчаники		Пикритовые порфириды
	Песчаники, гравелиты, конгломераты		Апоандезитовые магнетит-биотит-плагноклазовые сланцы с прослоями аподиабазовых магнетит-амфибол-плагноклазовых сланцев
	Метаморфизованные песчаники, гравелитистые песчаники, мелкообломочные конгломераты		Апоандезитовые магнетит-биотит-плагноклазовые сланцы и метаморфизованные андезиты и трахиандезиты
	Песчанистые известняки, доломиты, они же метаморфизованные		Серпентинизированные перидотиты, серпентиниты, тальк-серпентиновые породы
	Кальцитовые, кальцит-доломитовые, тальк-тремолитовые мраморы		Габбро
	Кварц-слюдисто-карбонатные и кварц-слюдистые сланцы, метаморфизованные кварциты и песчаники		Эссекитовые габбро
			Дациито-андезитовые порфириды
Архейская группа			
	Туфы основного состава: а — пелитовые, б — псаммитовые, они же метаморфизованные		Биотит-плагноклазовые гнейсы
	Лаво-туфобрекчии и мелкообломочные туфы основного состава		Биотит-плагноклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами (гранат, ставролит, андалузит, силлиманит)
	Туфогенные филлиты, алевриты, песчаники		Двуслюдяные гнейсы, сланцы с высокоглиноземистыми минералами
	Актинолитизированные лавобрекчии, туфолавы и туфобрекчии основного состава		Биотит-амфибол-плагноклазовые гнейсы
	Тальк-хлоритовые и карбонат-хлоритовые сланцы по ультраосновным и основным туфам и эффузивам		Амфиболиты
	Серицитовые сланцы, метаморфизованная кора выветривания		Амфиболиты с куммингтонитом
	Диабазы, актинолитизированные диабазы		Метаультрамафиты и биотит-амфиболовые сланцы
	Актинолитизированные диабазы шаровых лав		Граниты биотитовые порфировидные
	Порфиробластические актинолитизированные диабазы		Сульфидная вкрапленность
	Аподиабазовые магнетит-амфибол-плагноклазовые сланцы		Магнетитовая вкрапленность
	Аподиабазовые амфибол-плагноклазовые сланцы		Зона катаклаза

РАЗДЕЛ III

БУРЕНИЕ

ТЕХНИКО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ
И НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ВЫБОРА
СРЕДСТВ БУРЕНИЯ

НАЗЕМНОЕ БУРОВОЕ ОБОРУДОВАНИЕ
И ОБЪЕКТЫ ОБУСТРОЙСТВА

ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА БУРЕНИЯ

КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
ТЕХНИКО-ЭКОНОМИЧЕСКИХ
РЕЗУЛЬТАТОВ БУРЕНИЯ

THE

AMERICAN

REVIEW

OF

THE

ARTS

AND

LITERATURE

OF

THE

UNITED STATES

OF AMERICA

AND

THE

WEST INDIES

ТЕХНИКО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ И НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ВЫБОРА СРЕДСТВ БУРЕНИЯ

Мировой опыт развития бурения свидетельствует о значительной сложности решения задач проходки сверхглубоких скважин. Реальной в настоящее время является постановка задачи строительства нескольких уникальных исследовательских скважин (для типовых геологических условий) на глубину до 15 км. Указанная глубина рассматривалась как предельно достижимая для науки и техники на ближайшие 30—35 лет.

В настоящем разделе приведены краткие итоги научно-исследовательских работ, направленных на решение принципиальных технических проблем бурения сверхглубокой скважины в кристаллических породах с отбором керна. Результаты этих работ были положены в основу разработки технических средств для бурения СГ-3 и проектной документации на ее строительство и проходку.

ПАРАМЕТРЫ БУРОВОГО ПРОЦЕССА

Технико-экономическая характеристика процесса бурения и его продолжительность определяются базовыми параметрами, к которым относятся проходка за рейс $h_{\text{ср}}$, коммерческая скорость спуско-подъемных операций $v_{\text{спо}}$ и механическая скорость $v_{\text{м}}$. Теоретическое определение базовых параметров бурового процесса сводилось к получению аналитической зависимости $T_{\text{пр}} = f(h_{\text{ср}} v_{\text{спо}} v_{\text{м}})$ и поиску оптимального сочетания этих параметров для получения минимальных затрат времени на проходку сверхглубокой скважины.

Производительное время бурения $T_{\text{пр}}$ складывается из затрат времени на механическое бурение $T_{\text{бур}}$, спуско-подъемные операции $T_{\text{спо}}$, крепление скважины $T_{\text{кр}}$, вспомогательные $T_{\text{всп}}$ и ремонтные $T_{\text{р}}$ работы.

$$T_{\text{пр}} = T_{\text{бур}} + T_{\text{спо}} + T_{\text{кр}} + T_{\text{всп}} + T_{\text{р}}. \quad (\text{III.1})$$

Время механического бурения

$$T_{\text{бур}} = L_{\text{max}} / v_{\text{м}} \quad (\text{III.2})$$

(L_{max} — максимальная проектная глубина скважины, м).

Исследованиями результатов бурения скважин установлено, что существуют различные зависимости углубления скважины от числа рейсов. Отмечено [11], что в большинстве случаев это кривые параболического характера

$$L = A\beta^m,$$

где A — коэффициент пропорциональности; β — число рейсов; m — показатель параболы, характеризующий изменение проходки за рейс по мере углубления скважины; для бурения в кристаллических породах $m > 0,7$, для бурения в осадочных породах $m < 0,3 \div 0,6$.

Суммарная длина спускаемой и поднимаемой буровой колонны за весь период бурения

$$\sum_{i=1}^{i=\beta} L_i = \frac{1}{m+1} \beta L_{\text{max}} \quad \text{или} \quad \sum_{i=1}^{i=\beta} L_i = \frac{L_{\text{max}}^2}{(1+m) h_{\text{ср}}}, \quad (\text{III.3})$$

где L_i — глубина скважины при данном рейсе, м.

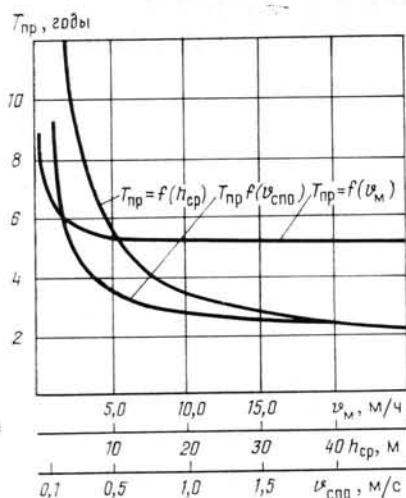


Рис. III.1. Зависимость $T_{пр}$ от базовых параметров

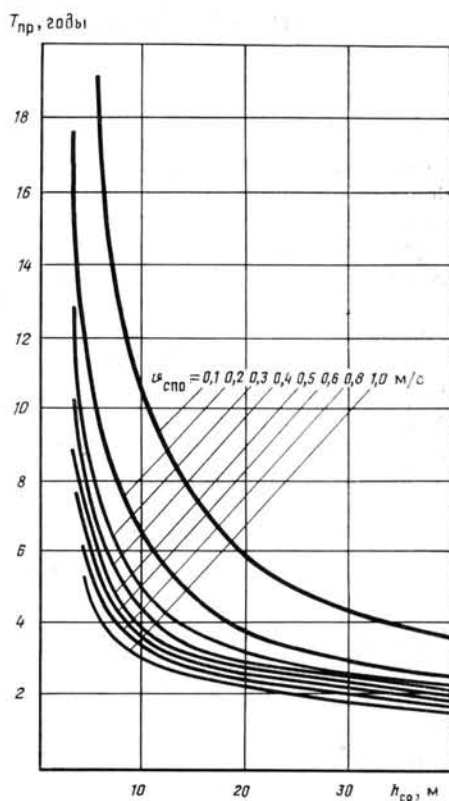


Рис. III.2. Зависимость $T_{пр}$ от $h_{сп}$ при $v_m = 2,5$ м/ч

Тогда сумма затрат времени на спуск и подъем буровой колонны за весь период бурения

$$T_{сно} = 2 \sum_{i=1}^{i=3} L_i / v_{сно} = \frac{2L_{\max}^2}{[3600(1+m)h_{сп}v_{сно}]}, \quad (III.4)$$

где $v_{сно}$ — средняя коммерческая скорость спуско-подъемных операций, м/с (отношение суммарной длины спущенных и поднятых труб к общему времени СПО).

Учитывая опыт глубокого бурения, затраты времени на крепление можно принять равными $0,4 T_{бур}$.

$$T_{кр} = 0,4 L_{\max} / v_m. \quad (III.5)$$

Суммарное время на проведение вспомогательных работ

$$T_{всп} = L_{\max} t_{всп} / h_{сп}, \quad (III.6)$$

где $t_{всп} = \sum_{i=1}^{i=3} t_i = 0,52 h_{сп} + 1,7$ — эмпирическая формула НИИтяжмаша.

Подставляя формулы (III.2), (III.4) — (III.6) в выражение (III.1) и учитывая, что T_p не превышает 10 % от $T_{пр}$, получаем

$$T_{пр} = 1,1 L_{\max} \left[\frac{1,4}{v_m} + \frac{2L_{\max}}{(1+m)h_{сп}v_{сно}3600} + \left(\frac{1,7}{h_{сп}} + 0,52 \right) \right]. \quad (III.7)$$

Ниже приведены данные, характеризующие влияние базовых параметров на производительное время бурения скважины глубиной 15 тыс. м. Характер влияния v_m , $h_{сп}$ и $v_{сно}$ на $T_{пр}$ приведен на рис. III.1. Кривые построены для случая изменения одного из указанных параметров при сохранении двух других.

Как следует из рис. III.1, увеличение механической скорости свыше 2,5—3 м/ч не приводит к существенному изменению $T_{пр}$.

На рис. III.2 приведено влияние $h_{ср}$ на производительное время при изменении $v_{спо}$ от 0,1 до 1 м/с и $v_m = 2,5$ м/ч. Анализ кривых показывает, что для ограничения производительного времени в пределах реальных сроков амортизации буровой установки (4—5 лет) нужно оценить уровень показателей $h_{ср}$ и $v_{спо}$, обеспечивающих возможность проходки скважины глубиной 15 тыс. м в эти сроки. Если бы для бурения на такую глубину использовалась стандартная буровая установка, обеспечивающая $v_{спо} = 0,1 \div 0,15$ м/с, то проходка скважины в заданный срок была бы возможна только при получении средней проходки за рейс не менее 33 м, что при условии полного отбора керна маловероятно. При увеличении $v_{спо}$ до 0,35 м/с средняя проходка за рейс должна быть не менее 12—15 м. Дальнейшее повышение $v_{спо}$ до 0,6—0,7 м/с позволило бы ограничить $h_{ср}$ до 7—8 м, что вполне реально.

График-номограмма на рис. III.3 построен для бурения скважины глубиной 15 км и позволяет определить два базовых параметра при заданном третьем.

На основе анализа графика определены следующие минимальные значения базовых параметров процесса: $v_m \geq 2,5$ м/ч; $v_{спо} \geq 0,6$ м/с;

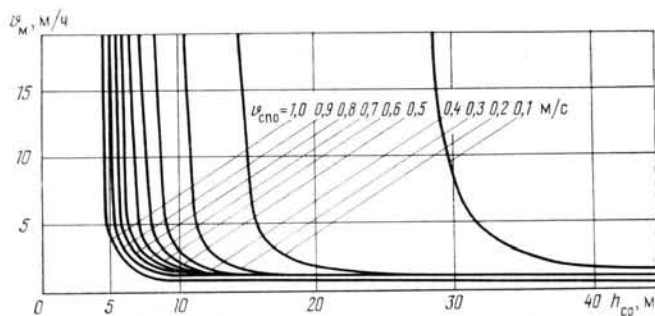


Рис. III.3. График для выбора базовых параметров при условии $T_{пр} = 5$ лет

$h_{ср} \geq 7$ м. Оценка полученных параметров дает возможность выбирать способ бурения, формулировать основные направления совершенствования буровой техники и технологии для сверхглубокого бурения.

ВЫБОР КОНСТРУКЦИИ СКВАЖИНЫ

Одна из основных проблем глубокого и сверхглубокого бурения при недостаточной информации о разрезе пород — правильный выбор конструкции скважины, отвечающей геолого-техническим условиям ее проходки и назначению. Недостаточно обоснованная конструкция скважины может явиться причиной серьезных осложнений.

Сведения о геолого-физических условиях сверхглубокой скважины, формируемые, как правило, на основании косвенных методов изучения недр, часто оказываются малодостоверными. Об этом свидетельствует сопоставимый анализ предполагаемых сведений о разрезе пород и данных, полученных на основании фактического материала при бурении всех известных сверхглубоких скважин. Так, в скважине Джарлы (Азербайджанская ССР) проектной глубиной 7000 м миоценовые отложения предполагалось встретить на глубине 3500 м. Фактически эти отложения были вскрыты на глубине 2875 м. Кровля мезозоя оказалась на глубине 3111 м, а не на глубине 4300 м, как предполагалось.

Еще более грубые ошибки были обнаружены при сравнении фактических стратиграфических отметок разреза с проектными в сверхглубо-

бокой скв. СГ-1 (Арал-Сор), где кровля юрских отложений была вскрыта на глубине 2150 м вместо проектной глубины 1450 м, пермоязские породы встречены на глубине около 2800 м вместо 2000 м, каменноугольная свита, предполагавшаяся на отметке 4700 м, не была вскрыта даже на глубине 6000 м. Анализ материалов ряда других глубоких разведочных скважин показал, что проектные данные по ним также носят приближенный характер и погрешность их возрастает с увеличением глубины. Причем часто отклонения в глубинах залегания стратиграфических горизонтов даже превышают интервалы выхода обсадной колонны из-под башмака предыдущей.

Характеристика предполагаемых осложнений носит еще более приближенный характер, так как прямых методов их определения без вскрытия разреза не существует, а механический перенос сведений по другим скважинам, даже расположенным вблизи, приводит к серьезным ошибкам. Таким образом, ряд предположений о характеристике пород разреза и ее изменении с глубиной дает очень приближенные исходные сведения для обоснования и проектирования конструкций глубоких разведочных скважин. В этих условиях под конструкцией скважины подразумевают соотношение длин и диаметров колонн обсадных труб и других показателей, установившихся по результатам многолетнего опыта бурения и крепления скважин применительно к наиболее характерным геолого-техническим условиям ведения работ. Вследствие недостаточно достоверной информации о породах разреза возникает сложность при выборе оптимальной конструкции скважины. Суть проблемы заключается в отсутствии исходных достоверных сведений для обоснования числа обсадных колонн и глубины их спуска. В этих условиях как преувеличение сложностей проектного разреза пород, так и их недооценка чреваты снижением надежности процесса строительства скважин.

Наиболее реальным представляется решение этой задачи путем поиска и разработки такой технологии бурения, которая обеспечила бы возможность корректировки конструкции скважины непосредственно в процессе ее бурения по данным фактической оценки геолого-физических характеристик разреза вскрываемых горных пород. Такой способ был разработан в Проблемной лаборатории по бурению на мантию ВНИИБТ и явился результатом поиска решения проблемы оптимальной конструкции скважины при недостаточной информации о разрезе пород. Сущность способа заключается в том, что при проектировании обосновывается не вся конструкция скважины, а только ее верхняя часть, для которой исходная геологическая информация наиболее достоверна. Обычно это касается обоснования глубины спуска первой (иногда второй) обсадной колонны. Диаметр колонны выбирается с резервом на случай спуска достаточно большого числа обсадных колонн, что может произойти при вскрытии стволом осложненного разреза.

После спуска и цементирования обсадной колонны скважина не углубляется. В стационарно зацементированную колонну спускается съемная колонна для бурения опережающего ствола, укрепляется на поверхности с учетом возможности ее поворота и извлечения. После этого бурится опережающий ствол, диаметр которого обеспечивает наилучшие технико-экономические показатели.

Опережающий ствол бурят при тщательном изучении фактического состояния пройденного разреза и имеющихся осложнений. При вскрытии зон осложнений, преодолеть которые можно только с помощью спуска обсадной колонны, съемную колонну извлекают, а ствол расширяют и закрепляют обсадными трубами по общепринятой технологии. Диаметры расширенного ствола и обсадных труб выбирают с учетом

достигнутой глубины, протяженности оставшегося до конечной глубины интервала и предполагаемой степени его осложненности.

Такой способ имеет следующие преимущества:

обеспечивается максимальное упрощение конструкции скважины; унифицируются породоразрушающий инструмент, забойные компоновки, бурильные трубы;

обеспечивается защита стационарных обсадных колонн от износа за счет применения съемной колонны;

сокращаются расход материалов и непроизводительное время;

улучшаются условия промывки и регулирования давления в скважине за счет использования гидравлического канала между съемной и стационарной колоннами и др.

Эта технология бурения наиболее эффективна в случае малоизученных горно-геологических условий, больших глубин бурения, отсутствия несовместимых по пластовым давлениям зон бурения. Разрез кристаллических пород наиболее полно отвечает указанным признакам, что предопределило реализацию этой технологии при бурении Кольской скважины.

УСТОЙЧИВОСТЬ ОКОЛОСТВОЛЬНОГО МАССИВА

Бурение сверхглубокой скважины, как уже было сказано, ведется в условиях минимума информации о состоянии вскрываемого массива, а успех доведения ее до проектного забоя определяется оптимальностью конструкции, главным параметром которой является максимальный выход необсаженной части опережающего ствола. В этом случае очень важно сохранение прочности (устойчивости) околоствольного массива, прогнозирование зон возможных осложнений, связанных с разупрочнением пород, и возможность управления процессами, протекающими в контуре выработки.

Факторы, от которых зависит устойчивость стенок скважины, многообразны. Условно их можно разбить на две группы — геологические и технико-технологические. К геологическим относятся прочностные характеристики пород, их структура, вид залегания, гравитационные и тектонические напряжения; к технико-технологическим — геометрические параметры скважины, вид и плотность промывочного агента, способ бурения, глубина спуска промежуточных колонн, характер ведения спуско-подъемных операций (СПО).

В первом приближении представляется возможным принять за критерий устойчивости стенок скважины увеличение объема нарушений сплошного контура скважины для однотипных по глубине пород и осложнения, связанные с обрушением породы в интервале открытого ствола. В процессе формирования скважины в горном массиве вследствие нарушения равновесия действующих в нем гравитационных сил возникает концентрация напряжений вблизи поверхностей ее стенок и забоя. При определенном соотношении указанных напряжений и прочности породы может произойти разрушение контура скважины. В этих условиях задача управления процессом сохранения устойчивости стенок скважины в кристаллических породах сводится к управлению возникающими в ней напряжениями, поскольку прямых методов управления прочностными характеристиками вскрываемых горных пород пока не создано.

Гравитационное поле характеризуется весом лежащей выше толщи пород и связано с особенностями геологической структуры массива, а вертикальная компонента напряжений может быть записана как

$$\sigma_z = \sum h_i \gamma_i, \quad (\text{III.8})$$

где h_i — мощность i -го интервала; γ_i — удельный вес породы интервала.

Горизонтальные компоненты σ_x и σ_y в произвольной точке упругого изотропного массива находятся из выражения

$$\sigma_x = \sigma_y = \xi \sum h_i \gamma_i, \quad (\text{III.9})$$

где $\xi = \nu / (1 - \nu)$ — коэффициент бокового распора, показывающий, какую часть активной нагрузки, действующей на участок породы, составляют реактивные напряжения при условии, что возможность деформирования породы в плоскости, перпендикулярной к действию активной нагрузки, отсутствует; ν — коэффициент Пуассона.

По мнению многих исследователей [5, 22], даже очень прочные кристаллические породы с ростом глубины залегания (десятики километров) при действии высоких давлений и температур постепенно переходят в пластическое состояние (ν приближается к 0,5) и характер напряженного состояния становится близким к гидростатическому. В предельном случае, когда $\nu = 0,5$ и $\xi = 1$, происходит гидростатическое распределение напряжений, т. е. $\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z$.

Тектоническая составляющая силового поля отличается от гравитационной значительно большей сложностью. Активные силы в первом приближении рассматриваются как горизонтальные; направление их действия в плане зависит от ориентации тектонических структур и, в частности, глубинных разломов. В общем случае главные напряжения, вызванные действием тектонической силы T_n , можно записать в следующем виде:

$$\sigma_x = T_n; \quad \sigma_y = \Psi T_n, \quad \sigma_z = \chi T_n, \quad (\text{III.10})$$

где Ψ и χ — коэффициенты горизонтального и вертикального отпоров в поле тектонических сил.

При этом $\xi > \chi \geq 0$ и $\xi > \Psi \geq \nu$.

Проявление тектонических напряжений устанавливают экспериментальным путем. Часто эти напряжения, особенно на небольших глубинах, значительно превосходят гравитационные, т. е. $\Psi T_n > \xi \gamma H$ (H — глубина скважины). Природа тектонических напряжений, избыточных по отношению к гравитационным, механизм их формирования и поддержания в течение геологически длительных периодов очень мало изучены.

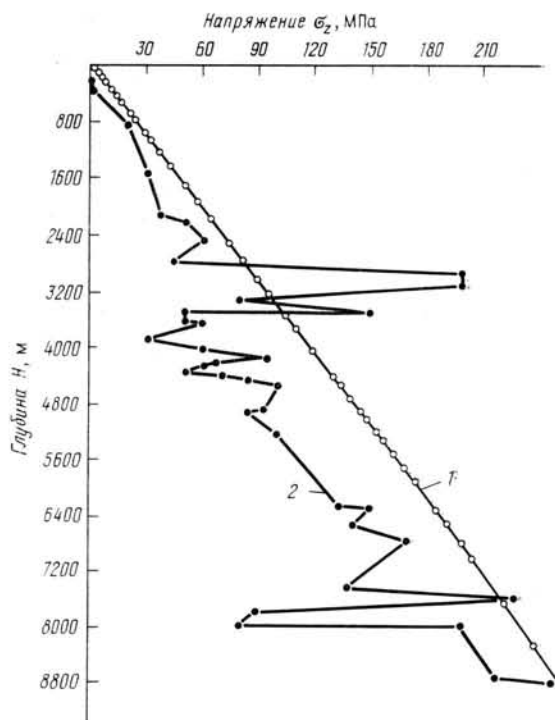
По предположению, высказанному в работе [24], избыточные горизонтальные напряжения в верхней части земной коры формируются как вторичный эффект вертикальных поднятий тектонических блоков. Установлено, что Балтийский щит поднимается приблизительно на 11 мм в год и поэтому вероятна взаимосвязь поднятий земной коры и проявлений избыточных напряжений для всей территории Фенноскандии.

На Кольском полуострове активные восходящие движения испытывают Хибинский и Ловозерский массивы, где и наблюдаются избыточные горизонтальные напряжения, превышающие в 4 раза на глубине 500—600 м вертикальную компоненту. Печенгский же массив, где заложена Кольская скважина, расположен в зоне современных опусканий земной коры или в зоне, переходящей от поднятий к опусканиям. Исследованиями, проведенными в этом районе на рудниках комбината «Печенганикель» на небольших глубинах, не установлено проявлений тектонических напряжений. Горизонтальные компоненты напряжений не превышали 0,7 от вертикальных [24]. Было отмечено также, что в связи со складчатостью массива поле напряжений представляет собой последовательное чередование зон с увеличенными и уменьшенными по сравнению со значениями γH величинами вертикальных компонент.

Для проверки и уточнения значений вертикальных компонент поля напряжений в окрестностях Кольской скважины Лабораторией механики горных пород МГУ выполнен аналитический расчет статического поля напряжений вариационно-разностным методом для упругой сре-

Рис. III.4. Зависимость напряжений σ_z от глубины скважины H :

1 — расчет по геостатическому закону распределения напряжений; 2 — расчет по упругим характеристикам пород



ды в условиях плоской деформации с учетом мощности и наклона слоев пород с различными свойствами. Плоскость со скважиной в центре выбрана размером 6000×8000 м. Минимальная мощность выделенного слоя пород принята 200 м и равнялась шагу разбиения, одинаковому в вертикальном и горизонтальном направлениях. Средняя плотность пород для всех выделенных слоев принималась постоянной и равной $2,9 \text{ г/см}^3$, коэффициент Пуассона — 0,25, а модуль Юнга соответствовал средним величинам, полученным на основании анализа каменного материала, отобранного при бурении разведочных скважин в районе СГ-3.

В распределении напряжений можно проследить следующие закономерности:

значения σ_z возрастают в низкоупругих и уменьшаются в высокоупругих породах;

перед фронтом слабого слоя или вблизи разлома наблюдается локальный рост вертикальной компоненты напряжений;

в прослое между низкоупругими породами или в блоках между тектоническими нарушениями общий уровень напряжений понижается;

при моноклинном залегании слоев наличие слабых прослоев в нижней части разреза приводит к отклонению изолиний вертикальной компоненты напряжений от горизонтального положения; общая направленность изолиний устанавливается вкrest падения слоев.

Как показывает анализ, в интервале 0—9000 м величина σ_z не отвечает гидростатическому распределению напряжений (рис. III.4).

Была рассмотрена модель распределения напряжений в массиве при проведении вертикальной горной выработки. Образование любых полостей в массиве горных пород вызывает изменение первоначального естественного поля напряжений. Вблизи контура цилиндрической вертикальной полости, заполненной жидкостью, поле напряжений описывается следующей системой уравнений [27]:

$$\begin{aligned}\sigma_z &= \gamma_n H; \\ \sigma_r &= \xi \gamma_n H \left(1 - \frac{r^2}{a^2}\right) - \gamma_{ж} H \frac{r^2}{a^2}; \\ \sigma_\theta &= \xi \gamma_n H \left(1 + \frac{r^2}{a^2}\right) + \gamma_{ж} H \frac{r^2}{a^2},\end{aligned}\quad (\text{III.11})$$

где σ_z , σ_r , σ_θ — осевая, радиальная и тангенциальная компоненты напряжений; γ_n и $\gamma_{ж}$ — удельный вес соответственно породы и жидкости; H — глубина, a — расстояние от оси полости до точки измерения; r — радиус полости.

Эта система уравнений характеризует поле напряжений в изотропном массиве вблизи стенок скважины, обусловленное действием толщи пород с учетом противодавления бурового раствора. Поскольку форма поперечного сечения скважины принимается круглой, компоненты σ_z , σ_r и σ_θ являются главными напряжениями, т. е. соответственно равны σ_1 , σ_2 и σ_3 , и в околоствольной части массива действуют лишь сжимающие нагрузки. Однако породы разреза скважины СГ-3 характеризуются различной степенью анизотропии, и поэтому выражения (III.11) не могут отразить истинного распределения напряжений. Учесть фактор анизотропности можно с помощью ввода коэффициента, характеризующего изменение напряженного состояния.

Из обобщенного закона Гука можно получить

$$\sigma_z = \frac{E}{E_1} \frac{\nu}{1-\nu_1} \sigma_r + \frac{E}{1-\nu} \varepsilon_0 \quad (\text{III.12})$$

(E и E_1 — модули упругости соответственно в продольном и поперечном направлениях; ε_0 — относительная деформация породы).

Большинство исследователей [5, 14] считает более вероятной гипотезу об отсутствии линейных горизонтальных деформаций. В этом случае

$$\sigma_z = \frac{E}{E_1} \frac{\nu}{1-\nu_1} \sigma_r.$$

Отсюда

$$\lambda = \frac{E}{E_1} \frac{\nu}{1-\nu_1} \leq 1.$$

Сравнивая полученные значения компонент напряжений и смещений в однородном анизотропном массиве ($E/E_1=1,5$; $\nu=0,3$; $\nu_1=0,2$) с соответствующими компонентами в изотропном массиве ($E=E_1$; $\nu=\nu_1=0,3$), видим, что качественных изменений в механических процессах не происходит, но учет анизотропности горных пород, даже при их горизонтальном напластовании, вносит существенные количественные поправки. Так, в приведенном усредненном примере значения компонент напряжений снизились приблизительно на 20 %.

По данным [17], для пород Кольского полуострова (Хибинский массив) разрушение контура выработки отсутствует, если между действующими напряжениями σ_d (σ_θ , σ_r) и прочностной характеристикой породы при одноосном сжатии в «куске» $\sigma_{сж}$ существует соотношение

$$\sigma_d < 0,3 [\sigma_{сж}]. \quad (\text{III.13})$$

Разрушение в виде шелушения, плитчатых отслоений и «стреляния» породы происходит при достижении напряжений

$$\sigma_d = (0,5 \div 0,8) [\sigma_{сж}]. \quad (\text{III.14})$$

Интенсивное «стреляние» и горные удары наблюдаются при условии

$$\sigma_d > 0,8 [\sigma_{сж}]. \quad (\text{III.15})$$

Следовательно, напряжения, соответствующие диапазону $(0,5 \div 0,8) [\sigma_{сж}]$, могут быть признаны достаточными для потери устойчивости контура скважины. Превышение этих напряжений должно сопровождаться мгновенным хрупким разрушением кристаллических пород. При $\sigma_d \leq 0,3 [\sigma_{сж}]$ ствол будет устойчив, а при $0,3 [\sigma_{сж}] \leq \sigma_d \leq 0,5 [\sigma_{сж}]$ будут происходить переходные процессы, характеризующиеся возможным шелушением и плитчатым расслаиванием пород.

Указанные положения с достаточной достоверностью могут быть перенесены на поведение пород околоствольного массива в условиях

сложнонапряженного состояния. При этом $[\sigma_{сж}]$ может быть заменена пределом прочности пород $\sigma_{пп}$ при действии давления пород и гидростатического давления и оценена как разница между ними, а действующее напряжение σ_d принято максимальным из действующих на контуре скважины, т. е. σ_θ .

Экспериментально установленные величины $\sigma_{пп}$ для исследованных кристаллических пород приведены ниже (в МПа):

Сланцы	103—231
Амфиболиты	140—287
Бiotитовые гнейсы	150—269
Эпидот-биотитовые гнейсы	194—268
Граниты	215—298
Порфиры	160—244
Базальты	217—309

Расчеты, выполненные для условий бурения с применением воды в качестве промывочной жидкости в кристаллических породах плотностью 3 г/см³, показывают, что на контуре скважины в зависимости от ее глубины H будут возникать касательные напряжения σ_θ (табл. III.1).

ТАБЛИЦА III.1

Касательные напряжения	Глубина скважины, м					
	4000	6000	8000	10 000	12 000	15 000
Для изотропного массива σ_θ , МПа	39,0	59,0	78,5	98,0	117,5	147,0
Для анизотропного массива σ_θ (при $E/E_1=1,5$, $\nu/\nu_1=1,5$), МПа	31,2	47,2	60,8	78,4	94,0	117,6

Помимо действия напряжений, вызванных статическими нагрузками, на контуре скважины возникают и динамические нагрузки от спуско-подъемных операций и промывки ствола. На прочность пород значительно влияет температура окружающего массива и ее изменение, возникающее при прокачке промывочного агента. В этом случае циклическое чередование температурных напряжений, так же как и гидродинамических, способно вызывать усталостное разрушение породы на стенках скважины.

Экспериментами [25] выяснена сущность усталостного процесса разрушения, определено число циклов, способных вызвать потерю прочности стенок скважины при определенном сочетании горного и гидростатического давлений и текущем значении гидравлического импульса. В работе [25] показано, что наименьшая величина амплитуды гидродинамического давления, способная вызвать необратимый процесс, $\sigma_a = 5,0$ МПа.

Получена расчетная формула возможных интервалов усталостного разрушения в зависимости от технологического процесса проходки и физико-механических свойств горных пород

$$L_{уст} = \frac{\sigma_{пп} (\sigma_{-1} - \sigma_a)}{\sigma_{-1} (\gamma_n - \gamma_p)}, \quad (III.16)$$

где $\sigma_{пп}$ — предел прочности пород при статическом нагружении, в условиях всестороннего сжатия $\sigma_{пп} = (1 \div 3) \sigma_{сж}$; σ_{-1} — предел выносливости при симметричном цикле нагружения; γ_n и γ_p — удельный вес соответственно породы и раствора.

Соотношение между статической $\sigma_{пп}$ и гидротермодинамической прочностью $\sigma_{пт}$ зависит от типа горных пород и характеризует изменение прочности приствольной части массива при действии температуры,

циклических температурных или циклических гидродинамических напряжений

$$\sigma_{пп}/\sigma_{пт} = 1,20 \div 1,35. \quad (\text{III.17})$$

Можно считать гидротермодинамическую прочность приствольной части скважины еще одним параметром механических свойств пород, характеризующим уменьшение сопротивления породы предельным на-

ТАБЛИЦА III.2

Показатели напряженности пород и их устойчивости	Глубина скважины, м					
	4000	6000	8000	10 000	12 000	15 000

$\sigma_{пт} = 100 \text{ МПа}$						
K	0,39	0,59	0,78	0,98	1,17	1,47
Характер потери устойчивости	Шелушение, плитчатое отслаивание	Плитчатое отслаивание, «стреляние»	«Стреляние», горные удары			
K_1	0,312	0,472	0,608	0,784	0,940	1,176
Характер потери устойчивости	Шелушение	Шелушение, плитчатое отслаивание	«Стреляние», горные удары			

$\sigma_{пт} = 200 \text{ МПа}$						
K	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7
Характер потери устойчивости	Разрушение отсутствует		Шелушение, плитчатое отслаивание		Плитчатое отслаивание, «стреляние»	
K_1	0,15	0,23	0,3	0,35	0,47	0,6
Характер потери устойчивости	Разрушение отсутствует			Шелушение, плитчатое отслаивание, «стреляние»		

$\sigma_{пт} = 300 \text{ МПа}$						
K	0,13	0,2	0,26	0,32	0,4	0,5
Характер потери устойчивости	Разрушение отсутствует			Шелушение, плитчатое отслаивание		
K_1	0,1	0,16	0,2	0,26	0,31	0,4
Характер потери устойчивости	Разрушение отсутствует				Шелушение, плитчатое отслаивание	

пряжениям. По данным экспериментальных исследований для большинства кристаллических пород предел прочности $\sigma_{пт}$ находится в диапазоне 100—300 МПа. Это значит, что для граничных значений указанной прочности пород на различных глубинах будут существовать соотношения действующих максимальных напряжений σ_{θ} и прочностных показателей $\sigma_{пт}$ для изотропных ($K=1$) и анизотропных ($K_1=0,8K$) пород при заполнении скважины водой ($\gamma_p=1 \text{ г/см}^3$). Ожидаемый характер поведения пород с различным значением $\sigma_{пт}$ (100, 200 и 300 МПа) в зависимости от глубины скважины приведен в табл. III.2.

На рис. III.5 приведен график, построенный по данным табл. III.2, характеризующий ожидаемое поведение пород околоствольного массива в момент вскрытия в зависимости от глубин их залегания и прочностной характеристики.

Описанная модель поведения напряженных пород не является универсальной. Если фактические условия бурения скважины окажутся отличными от принятой модели сложнапряженного состояния массива, то целесообразно корректировать управляемый параметр—плотность бурового раствора в зависимости от тех признаков устойчивости (неустойчивости) открытого ствола, которые будут фиксироваться в процессе бурения скважины. В любом случае технически целесообразно применять промывочную жидкость с минимальной плотностью, обеспечивающую такое состояние устойчивости приствольного массива, которое позволит без существенных осложнений вести углубление скважины с отбором керна.

Основываясь на общих представлениях о поведении хрупких кристаллических пород в условиях сложнапряженного состояния, можно с достаточной степенью достоверности предсказать некоторые признаки потери устойчивости приствольного массива пород. С ростом глубины они будут проявляться в прогрессирующем разрушении сплошности контура скважины, дисковании керна и уменьшении толщины дисков вплоть до их полного разрушения (буровой шлам), улучшении буримости пород при прочих равных условиях.

Общая оценка устойчивости околоствольного массива пород показывает, что желательна такая универсальная технология бурения сверхглубокой скважины, которая позволяла бы уточнять конструкцию скважины, изменять плотность раствора и т. д. в процессе бурения, когда потребуется уточнить фактические условия.

ДОПУСТИМЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ТРАЕКТОРИИ СТВОЛА СКВАЖИНЫ

Выполнение проектной технологии бурения глубокой скважины, интенсивность износа стенок скважины и бурильной колонны значительно зависят от параметров пространственной траектории ствола скважины. Критерием, характеризующим степень искривления скважины, является суммарный угол охвата (искривления) φ . С его увеличением растут силы сопротивления движению бурильной колонны, износ инструмента, желобообразование, растягивающие нагрузки при подъеме колонны, затрудняется передача на забой осевой нагрузки в процессе бурения. При определенных значениях угла φ растягивающие напряжения, возникающие вследствие дополнительных осевых нагрузок, могут превзойти максимально допустимые для применяемых труб, а силы сопротивления совместно с весом колонны могут превысить грузоподъемность буровой установки.

Угол охвата (искривления) $\Delta\varphi$ для каждого интервала с учетом угла наклона и азимута определяется по формуле

$$\Delta\varphi = 2 \arcsin \sqrt{\sin^2 \frac{\Delta\alpha}{2} + \sin^2 \frac{\Delta\beta}{2} + \sin^2 \alpha_{\text{ср}}}, \quad (\text{III.18})$$

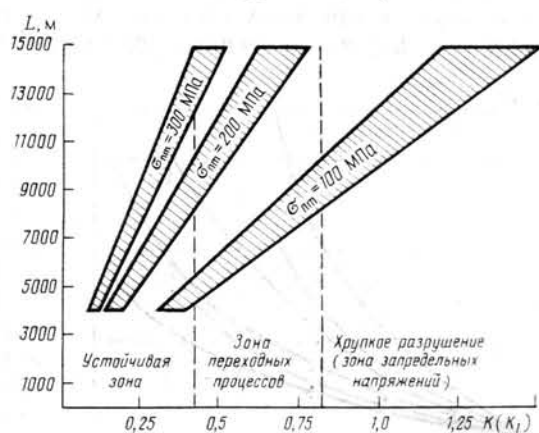


Рис. III.5. Зависимость устойчивости пород приствольного массива от H и $\sigma_{\text{пл}}$

или по формуле

$$\cos \Delta\varphi = \cos \alpha_1 \cos \alpha_3 + \sin \alpha_1 \sin \alpha_3 \cos \Delta\psi, \quad (\text{III.19})$$

где α_1, α_3 — углы наклона в начале и конце интервала; $\Delta\psi$ — изменение азимута в пределах участка; $\Delta\alpha$ — изменение углов наклона в пределах участка; $\alpha_{\text{ср}}$ — средний угол наклона участка.

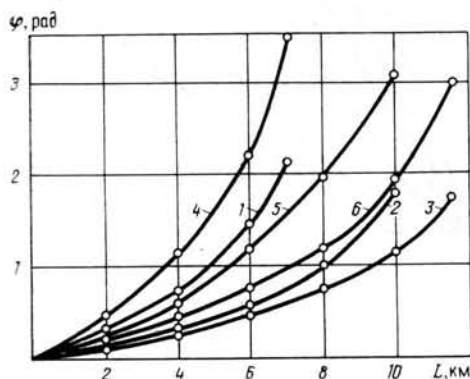


Рис. III.6. Зависимость допустимого изменения суммарного угла охвата φ от глубины скважины:

1, 2 и 3 — скважины глубиной соответственно 7, 10 и 11,5 км при условии ограничения усилий трения $T=300$ кН между бурильной колонной и стенками ствола; 4, 5 и 6 — то же, при $T=600$ кН

Угол φ является суммой всех углов искривления $\Delta\varphi$, допущенных при бурении ствола скважины. Известно, что при равных значениях φ чем ближе искривление к устью, тем больше силы сопротивления, а следовательно, и растягивающая нагрузка на крюке. В связи с этим при проектировании и бурении глубоких скважин необходимо рассчитать и обеспечить оптимальное распределение суммарного угла охвата φ по интервалам скважины $\Delta\varphi$.

Методически эта задача решена в работе [12]. Основным условием решения является ограничение усилия трения между бурильной колонной и стенками скважины заранее заданной величиной T и соблюдение принципа равномерности распределения

усилий трения по всей длине скважины, т. е. $\Delta T = T/n$, где ΔT — усилие трения в интервале скважины; n — число интервалов равной длины l .

Следовательно, угол охвата $\Delta\varphi$ (в рад) для каждого из интервалов может быть определен по формуле [12]

$$\Delta\varphi_n = \frac{\Delta T}{f(Q + nql + n\Delta T)}, \quad (\text{III.20})$$

где f — коэффициент трения бурильной колонны о стенки скважины; Q — вес сосредоточенного груза на нижнем конце колонны (УБТ, турбобур) с учетом облегчения в жидкости; q — вес единицы длины бурильной колонны с учетом облегчения в жидкости.

Суммарный угол охвата для всей скважины φ определяется как сумма углов охвата $\Delta\varphi$, определенных для всех интервалов n равной длины

$$\varphi = \sum_1^n \Delta\varphi.$$

Примеры определения рационального распределения параметров пространственной траектории ствола скважин глубиной 7, 10 и 11,5 км приведены на рис. III.6.

Анализ расчетных данных (см. рис. III.6) свидетельствует об очень жестких требованиях к параметрам искривления глубоких скважин, особенно в их верхних интервалах. Отсюда следует важный вывод о том, что соблюдению допустимых (расчетных) параметров пространственной траектории глубоких скважин должно быть уделено особое внимание при реализации программы бурения.

СПОСОБ И РЕЖИМЫ БУРЕНИЯ. ПРОГНОЗ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ОТРАБОТКИ ДОЛОТ

Выбор научно обоснованного способа бурения — один из наиболее ответственных моментов, определяющих эффективность и надежность проходки сверхглубокой скважины.

Способ бурения должен обеспечивать:

среднюю проходку за рейс не менее 7 м при механической скорости 2,5 м/ч;

максимальный отбор кернового материала;

сохранение приствольного массива в устойчивом состоянии;

передачу энергии к долоту на большие глубины без существенных потерь;

возможность профилактики искривления и борьбы с кривизной ствола.

Этим требованиям отвечают два наиболее распространенных способа бурения — турбинный и роторный, т. е. вращательные способы бурения с механическим разрушением забоя долотами дробящего, истирающего и режущего типов. Так называемые новые способы бурения, включая импульсное воздействие на забой, плавление пород и другие, на современной стадии являются не подготовленными для практического и эффективного применения.

Несмотря на то что самые глубокие скважины в мире пробурены роторным способом (США), расчеты свидетельствуют (при глубинах более 10 000 м) о неоспоримых преимуществах турбинного способа (вернее, способа бурения с помощью забойных двигателей) по сравнению с роторным. При турбинном способе происходит гораздо меньшее, чем при роторном, приращение интенсивности напряженного состояния в бурильной колонне с ростом глубины. При роторном бурении на глубине более 10 000 м интенсивность напряженного состояния металла труб в верхней части колонны превышает прочностные возможности существующих трубных сталей. Турбинный способ в отличие от роторного позволяет с уверенностью ориентироваться на применение легкосплавных бурильных труб, что открывает широкие возможности для достижения больших глубин. При турбинном способе в сочетании с легкосплавной бурильной колонной значительно снижается износ обсадных колонн и стенок открытого ствола вследствие уменьшения прижимающих усилий между трущимися поверхностями.

При турбинном способе можно обеспечить широкий диапазон частоты вращения долота, включая и диапазон роторного способа, за счет реализации известных технических решений, связанных с созданием термостойких редукторных механизмов и двигателей объемного типа. Роторный же способ в этом отношении, особенно на больших глубинах, не может конкурировать с возможностями турбобура, так как не способен обеспечить повышенных частот вращения до технологически необходимых, например, применительно к условиям бурения алмазным инструментом.

Ориентация на способ бурения с использованием забойного двигателя и ЛБТ ставит ряд новых острых проблем, связанных с необходимостью обеспечения надежной работы турбобура и ЛБТ в условиях возможного применения утяжеленных промысловых жидкостей, повышенной температуры окружающей среды и наличия минеральной агрессии.

Эффективность применения бурильных головок в твердых абразивных породах может определяться как стойкостью опоры шарошек, так и стойкостью вооружения в зависимости от режима их отработки.

Для прогнозной оценки показателей отработки породоразрушающего инструмента применительно к условиям бурения Кольской сква-

жины разработана методика [10], позволяющая определять время бурения, проходку и механическую скорость. В основу методики положены следующие расчетные формулы:

$$H_{\text{эф}} = KB / [\Delta v_0 p_{\text{ш}} n (\alpha + \Theta)]; \quad (\text{III.21})$$

$$v_{\text{м}} = (CP_{\text{д}} n) / p_{\text{ш}}; \quad (\text{III.22})$$

$$T_{\text{в}} = A / [\Delta v_0 n^2 P_{\text{д}} (\alpha + \Theta)], \quad (\text{III.23})$$

$$T_0 = T - aP_{\text{д}} - bn, \quad (\text{III.24})$$

где

$$B = \Delta v_0 n_{\text{р}} p_{\text{шр}} H_{\text{р}} (\alpha_{\text{р}} + \Theta_{\text{р}}) = \text{const};$$

$$C = (p_{\text{шр}} v_{\text{мр}}) / (P_{\text{др}} n_{\text{р}}) = \text{const};$$

$$A = \Delta v_0 n_{\text{р}}^2 P_{\text{др}} T_{\text{вр}} (\alpha_{\text{р}} + \Theta_{\text{р}}) = \text{const};$$

$H_{\text{эф}}$ — эффективная проходка на бурильную головку; K — эмпирический коэффициент, учитывающий изменение буримости с глубиной (на стадии прогноза принят равным 1 для СГ-3); Δv_0 — износ образца (коэффициент абразивности); $p_{\text{ш}}$ — твердость породы по штампу; n — частота вращения; α , Θ — соответственно угол между осью скважины и осью нижней полушарны КНБК и зенитный угол; $v_{\text{м}}$ — механическая скорость бурения; $P_{\text{д}}$ — нагрузка на бурильную головку; $T_{\text{в}}$ — время бурения (стойкость бурильной головки по вооружению); T — время бурения (стойкость бурильной головки по опоре); T_0 — некоторая постоянная величина для данного типа бурильной головки (для 2В-К214/60ТКЗ $T=22$ ч); a , b — постоянные для всех типов бурильных головок, $a=0,45$, $b=0,08$ [10]; индекс «р» соответствует параметрам реперного рейса.

Данные расчета показателей отработки бурильной головки 2В-К214/60ТКЗ для ожидаемых пород разреза СГ-3 свидетельствуют о том, что при снижении частоты вращения бурильной головки до 50—60 об/мин темп износа вооружения становится ниже темпа износа опоры. Следовательно, для обеспечения максимальной проходки на бурильную головку необходим такой режим, при котором стойкость вооружения и стойкость опоры сравниваются. Эти расчеты справедливы для следующих граничных условий: частота вращения в диапазоне 60—1000 об/мин; нагрузка на бурильную головку 0—270 кН.

В каждом конкретном случае для прогнозного определения эффективности работы бурильных головок в зависимости от режимных показателей бурения следует ориентироваться на максимум рейсовой скорости. Исследование функции $v_{\text{р}}$ на максимум при $P_{\text{д}} = \text{const}$ (для 2В-К214/60ТКЗ) показало, что при бурении инструментом с твердосплавным вооружением в высокоабразивных породах, когда $dv_{\text{р}}/dn=0$, необходимо соблюдать условие $T_{\text{б}}=T_{\text{спо}}$, т. е. время работы бурильной головки на забое должно быть равно затратам времени на спуско-подъемные операции.

Необходимо отметить, что принятые методические положения и выполненные на их базе расчеты ориентировочные, так как практически учесть ряд факторов, влияющих на износ бурильных головок, невозможно. К этим факторам относятся: изменение абразивности и твердости в интервале рейса; вероятность подклинивания керна в снаряде в процессе рейса и связанное с этим изменение условий работы бурильной головки; изменение угла наклона скважины и перекоса бурильной головки в процессе рейса в результате неравномерной подачи инструмента. На результаты расчета влияют характеристика промывочной жидкости, динамичность процесса бурения, приводящая к скалыванию твердосплавного вооружения, заклиниванию опор шарошек бурильных

головок и забойных двигателей. Кроме того, расчеты проведены без учета изменения буримости пород с ростом глубины скважины.

Однако при бурении в породах кристаллического фундамента влияние ряда перечисленных неучтенных факторов несущественно и при прогнозировании ими можно пренебречь. В этом случае результаты расчета могут рассматриваться как средние возможные технико-экономические показатели с погрешностью до 20 %.

Из анализа расчетных материалов можно сделать следующие выводы.

1. В абразивных породах (в которых бурильные головки выходят из строя вследствие износа кернообразующего вооружения) проходка с отбором керна на штыревую бурильную головку не зависит от нагрузки. Поэтому исходя из эффективности процесса бурения нагрузка на бурильную головку должна соответствовать определяемой по методике Л. А. Шрейнера

$$P_{д.эф} \leq a p_{ш} \sum_{i=1}^n S_{к}, \quad (III.25)$$

где a — коэффициент пропорциональности; $S_{к}$ — площадь контакта вооружения бурильной головки с забоем.

2. Для бурильных головок 2В-К214/60ТКЗ, у которых интенсивность износа зависит от величины частоты вращения, эффективная проходка обратно пропорциональна частоте вращения; максимум проходки в зависимости от физико-механических свойств породы находится в области 100—200 об/мин; чем выше абразивность породы и чем выше нагрузка, тем в более низкой области вращения лежит максимум проходки на бурильную головку.

3. Чем больше угол наклона скважины и перекося бурильной головки, тем интенсивнее износ ее вооружения и меньше проходка.

На основании анализа рассчитанных режимов бурения твердых абразивных пород можно оценить существующие забойные двигатели с точки зрения возможности их применения для бурения скважин в кристаллическом фундаменте. Горные породы, представленные в разрезе кристаллического фундамента, в основном являются хрупкими с небольшим коэффициентом пластичности ($K_{пл} < 3$). При бурении таких пород долотом диаметром 215 мм величина удельного момента колеблется в диапазоне 3—9 (Н·м)/кН. В табл. III.3 приведены величины момента на валу забойного двигателя, определенные по значениям эффективной нагрузки $P_{д.эф}$ для этих пород.

Оптимальными являются нагрузки, соответствующие объемной области разрушения, т. е. $P_{д.эф}$. Для бурильных головок с диаметром керна 60 мм эффективная нагрузка на 20—30 % меньше, чем для долота сплошного бурения (см. табл. III.3). Однако фактическая моментоемкость процесса бурения будет гораздо выше, чем это необходимо для разрушения пород, по следующим причинам. Применение керноотборных снарядов, подвешиваемых на валу забойного двигателя, с полноразмерными расширителями-стабилизаторами РОП-9В, ТРС-9, КЛС-9 повышает моментоемкость процесса бурения на 1500—3000 Н·м. Анизотропность пород разреза, их возможная повышенная трещиноватость, напряженное состояние массива не исключают формирования в процессе бурения наклонного ствола эллипсного сечения. Бурение в таком стволе сопровождается повышением моментоемкости процесса вследствие подклинивания компоновки бурильной колонны при вращении. Причем абсолютная величина этого момента зависит от локальных перегибов ствола скважины, веса 1 м компоновки и соотношения радиальных размеров и диаметра забойного двигателя.

Согласно разработанным режимам бурения в породах кристаллического фундамента оптимальная частота вращения бурильных голо-

вок в зависимости от физико-механических свойств проходимых пород составляет 100—200 об/мин. Таким образом, забойный двигатель должен обеспечить устойчивую работу с крутящим рабочим моментом на валу 2000—4000 Н·м при частоте вращения 100—200 об/мин и температуре окружающей среды до 200—250 °С. Этим условиям наиболее

ТАБЛИЦА III.3

Твердость по штампу, МПа	Коэффициент пластичности $K_{пл}$	Энергетические параметры разрушения		
		эффективная нагрузка, кН	удельный момент, (Н·м)/кН	момент на разрушение, Н·м
2000	2,5—3,1	90	6—9	540—810
3500	1,1—1,5	170	5—7	850—1190
4500	1,1—1,3	230	4—6	920—1380
6000	1,0—1,1	300	3—4	900—1200

полно соответствует редукторный турбобур в термостойком исполнении. В интервалах скважины с температурой до 150 °С может быть также рекомендован объемно-винтовой двигатель и его модификации, обеспечивающие требуемые момент и частоту вращения. Серийные турбобуры типа А7Ш и А7ГТШ-ТЛ, техническая характеристика которых приведена в табл. III.4, не обеспечивают рекомендуемый режим бурения.

ТАБЛИЦА III.4

Турбобур	Число ступеней турбины	Расход промывочной жидкости, л/с	Частота вращения при $N_{max'}$ об/мин	Вращающий момент при $N_{max'}$ Н·м	Перепад давления при $N_{max'}$ МПа
А7Ш	236	30	520	2300	10
А7ГТШ-ТЛ	279/39	30	300	2300	7,5

Примечание. Плотность промывочной жидкости 1,2 г/см³.

Однако при установке на валу забойного двигателя керноотборного снаряда частота вращения вала турбобура уменьшается. Изменяя длину компоновки, можно получить, используя турбобуры А7Ш и А7ГТШ, приемлемые частоты вращения при некотором снижении уровня осевой нагрузки.

В табл. III.5 приведены данные прямого эксперимента по изменению частоты вращения вала турбобура А7Ш (А7Н4С) в зависимости от нагрузки на долото и длины керноотборного снаряда, полученные при бурении скважины в кристаллических породах Украинского щита на глубине 800—1000 м. Как следует из данных табл. III.5, частота вращения при холостом режиме уменьшается в 2—4 раза; при увеличении длины подвешиваемой компоновки и при передаче определенной нагрузки на долото можно добиться снижения частоты вращения вала до 120—300 об/мин. В то же время при проработках и промежуточных промывках, при работе с пониженными нагрузками с целью борьбы с кривизной ствола частота вращения останется на высоком уровне, что может отрицательно сказаться на показателях процесса бурения и особенно на отборе керна. Поэтому этот метод снижения частоты вра-

ТАБЛИЦА III.5

Расход промывочной жидкости, л/с	Нагрузка на долото, кН	Частота вращения вала в об/мин при длине керноотборного снаряда, м			
		0	10	20	30
26	0, на устье скважины	1050	850	650	300
	0, над забоем	—	800	500—600	—
	20	—	—	490—570	—
	40	—	650—690	480—550	—
	60	—	350—450	460—490	—
	80	—	260—300	350—470	—
	100	—	200—290	325—340	—
	120	—	350—400	180—220	—
	140	—	—	180—220	—
	160	—	—	180—220	—
32	0, на устье скважины	1300	1000	800	500
	0, над забоем	—	850—900	—	325—350
	20	—	760—800	—	320—330
	40	—	800	—	—
	60	—	775	—	225—250
	80	—	700—750	—	120—180
	100	—	300—320	—	120
	120	—	200—430	—	150—160
	140	—	330—340	—	160
	160	—	—	—	80—140

щения долота необходимо считать вынужденным, и применять его рекомендуется в ограниченном объеме при отсутствии редукторных турбобуров и объемных двигателей.

БУРИЛЬНЫЙ ИНСТРУМЕНТ

Для проходки сверхглубокой скважины турбинным методом в кристаллических породах эффективно применение алюминиевого сплава в качестве материала бурильных труб [26]. Использование надежной легкосплавной колонны кардинально упрощает задачу снижения грузоподъемности буровой установки, резко сокращает сроки проходки скважины. В Советском Союзе накоплен достаточный опыт успешного использования бурильных труб из алюминиевого сплава Д16Т (предел текучести 330 МПа, плотность 2,8 г/см³) со стальными замками, однако эти трубы применимы только для глубины до 7,5 км (скв. 1 Шевченко).

При создании легкосплавных бурильных труб для проходки скважин на большие глубины необходимо учитывать минимум два фактора — повышенную температуру окружающей среды и дополнительные усилия от действия возрастающих сил сопротивления при подъеме колонны из скважины. Физико-механические характеристики алюминиевых сплавов значительно зависят от температурно-временных условий их эксплуатации [3, 4], а действующие нагрузки, в частности осевые, — от сил сопротивления.

Расчеты показывают, что серийно выпускаемые трубы ЛБТ-147 из легкого сплава Д16Т с замками ЗЛК-172 по температурным и прочностным характеристикам способны обеспечить проходку скважин в кристаллических породах до глубины 7—7,5 км. Противопоказаниями для их применения на больших глубинах являются: температурное разупрочнение материала трубы (температура свыше 150—160 °С), т. е.

потеря прочности тела трубы в призабойной части скважины; чрезмерная интенсивность напряженного состояния в верхней части колонны и низкая прочность соединительной резьбы стальной замок — бурильная труба.

Требования к трубам сверхглубокого бурения определялись на основании аналитических исследований, методика которых постоянно совершенствовалась и отрабатывалась на основе опытных данных. Наиболее полно методические положения расчета бурильных колонн для сверхглубоких скважин изложены в работе [19], из которой видно, что для создания надежной бурильной колонны необходимо учитывать интенсивность напряженного состояния, характерную для трех основных технологических процессов, существенно различающихся между собой комплексом действующих нагрузок: бурение, спуско-подъемные операции, аварийные ситуации.

Основываясь на условии одновременного действия осевой нагрузки, вращающего момента ротора (медленный проворот колонны) и реактивного момента на турбобуре, статическую прочность для любого сечения бурильной колонны можно определить из следующего соотношения

$$[\sigma_i] = \sqrt{[\sigma]^2 + A [\tau]^2} \leq \sigma_0, \quad (III.26)$$

где $[\sigma_i]$ — допустимая интенсивность напряженного состояния, рассчитанная с учетом нормативных коэффициентов запаса прочности; σ_0 — прочностной параметр, характеризующий работоспособность материала и являющийся в общем случае функцией силовых и температурно-временных факторов (определяется экспериментально); $[\sigma]$ — допускаемые нормальные напряжения ($[\sigma] = \sigma n_z$); A — коэффициент анизотропии материала ЛБТ, определяемый экспериментально [20]; $[\tau]$ — допускаемые напряжения кручения ($[\tau] = \tau n_z$); σ — суммарные нормальные напряжения ($\sigma = \sigma_1 + \sigma_2$); σ_1 — нормальные напряжения растяжения ($\sigma_1 = P/F$); σ_2 — нормальные напряжения изгиба ($\sigma_2 = M_{изг}/W$); τ — касательные напряжения кручения ($\tau = M_{вр}/W_p$); n_z , n_z — коэффициенты запаса прочности по нормальным и касательным напряжениям; F — площадь расчетного поперечного сечения трубы; W — момент сопротивления расчетного сечения трубы при изгибе; W_p — полярный момент сопротивления трубы.

В качестве прочностного параметра работоспособности материала бурильных труб принимали предел текучести σ_T [19]. Удельный момент сил сопротивления на единицу длины колонны изменяли в пределах 2—3 (Н·м)/м, коэффициент сопротивления движению бурильной колонны 1,2÷1,4, коэффициент запаса прочности $n_z = 1,3 \div 1,4$; $n_z = 1,5 \div 2,0$.

На рис. III.7 приведены результаты [3, 20] определения статической прочности материалов труб при действии повышенной температуры.

Результаты аналитических исследований с учетом различного сочетания переменных факторов показали, что для бурения скважины на глубину 11—13 км в кристаллических породах турбинным способом с медленным вращением колонны (2—6 об/мин) потребуются бурильные трубы из различных алюминиевых сплавов: в нижней части — из теплостойкого сплава АК4-1 длиной 4—5 км, в средней части — из сплава Д16Т длиной 1,5—2 км, в верхней части — из сплава повышенной прочности О1953 длиной 2—2,5 км. В верхней части колонны целесообразно применять отрезок стальных бурильных труб длиной 1,5—2 км для удобства работы в аварийных условиях.

При создании бурильных труб из легких сплавов большое значение придавалось защите их от износа при трении об абразивные стенки скважины, сложенные кристаллическими породами. Лучшим был

признан метод протекторной защиты с использованием оригинальных протекторов из различных износостойких материалов.

Аналитические исследования выявили ряд направлений совершенствования общей технологии проходки сверхглубокой скважины. К ним относятся: соблюдение строгой вертикальности ствола; предотвращение кавернообразования и потери устойчивости ствола; повышение плотности бурового раствора с ростом глубины; повышение смазывающих и антикоррозионных свойств раствора.

Важное звено в бурильной колонне — замковое соединение. В табл. III.6 [28] приведены формулы, по которым были рассчитаны замковые соединения бурильных колонн.

Необходимые прочностные характеристики бурильных замков для различных глубин скважины определяли с учетом возникающих в них напряжений при свинчивании замковых соединений. Расчетным путем были установлены основные закономерности роста требований к прочностным показателям материала замковых соединений по мере увеличения глубины скважины, а также оптимальные условия их эксплуатации. Сделанные выводы сводились к тому, что нижний отрезок бурильной колонны из легкосплавных труб длиной 8—9 км может комплектоваться буровыми замками ЗЛК-178 из

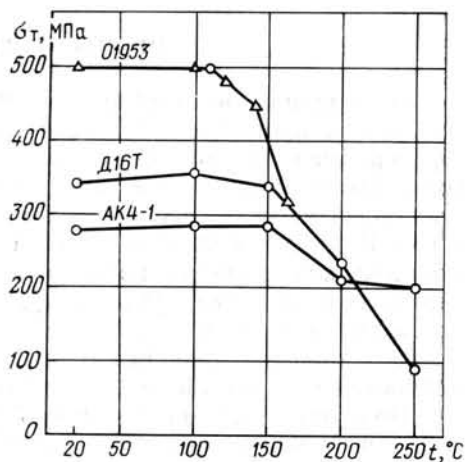


Рис. III.7. Зависимость прочности алюминиевых сплавов от температуры (выдержка при нагреве 100 ч)

ТАБЛИЦА III.6

Условия нагружения	Расчетная формула
Оптимальное усилие затяжки	$Q_{30} = (0,45—0,5) \sigma_t F_n$
Напряжение растяжения в ниппеле замка	$\sigma_n = (Q_{30} + K_n P_{\max}) / F_n$
Момент свинчивания	$M_{св} = Qa$; $M_{кр \max} = F_n \frac{\sigma_t a}{n}$
Условие герметичности соединения	$M_{кр \min} = K_m (P_{\max} + p_{вн} F_{мт}) a$

Примечание. Q_{30} — оптимальное усилие затяжки при свинчивании замковой резьбы, Н; F_n — площадь опасного сечения ниппеля, см²; σ_n — напряжение в ниппеле замка, МПа; K_n и K_m — коэффициенты внешней нагрузки соответственно ниппеля и муфты; $P_{\max}$ — максимальная внешняя нагрузка на ниппель, Н; Q — вес колонны бурильных труб, Н; a — постоянная, зависящая от размера соединения; n — коэффициент запаса прочности; $p_{вн}$ — внутреннее давление, МПа; $F_{мт}$ — площадь упорного торца муфты замка, см².

стали 40ХН с пределом текучести не менее 750 МПа. Для верхней части колонны потребуются замки из стали повышенной прочности с пределом текучести 1000—1100 МПа. Для их эксплуатации необходимо повышение момента свинчивания до 50 кН·м и соответствующие технические средства.

При бурении скважины на глубину 13 км и ниже с установкой в верхней части стальных бурильных труб материал последних должен

иметь предел текучести 1100—1200 МПа. Эти расчетные данные послужили основанием для разработки программы создания и оснащения Кольской скважины надежными легкосплавными бурильными трубами ЛБТВК-147 со стальными замками ЗЛК-178, а также стальными трубами ТБВК2-140 для бурения скважины опережающим открытым стволом диаметром 214 мм турбинным способом.

ПРОМЫВОЧНАЯ ЖИДКОСТЬ

От правильного выбора промывочного агента во многом зависят показатели процесса бурения, состояние околоствольного массива, моторесурс наземного оборудования, и бурового инструмента, а также возможность проведения тех или иных работ в скважине, в частности геофизических исследований. Опыт проходки глубоких скважин в СССР и за рубежом и прогноз ожидаемых условий бурения в кристаллических породах позволили сформулировать конкретные требования, которые были учтены при разработке рецептуры промывочной жидкости для проходки Кольской сверхглубокой скважины. Эти требования определялись не только геологическими условиями, но и особенностями техники и технологии бурения.

Во-первых, грузоподъемность установки «Уралмаш-15000», принятой для бурения скважины, составляет 4000 кН. Это один из факторов, который определил необходимость применения в составе бурильной колонны значительного количества легкосплавных бурильных труб, что в свою очередь повлияло на параметры промывочной жидкости. Во-вторых, ориентация на применение турбобура затрудняет регулирование забойных параметров режима бурения и не позволяет широко изменять подачу насосов.

При проходке верхнего интервала сверхглубокой скважины (0—7 тыс. м) требования к промывочной жидкости остаются стандартными: обеспечение максимальных скоростей бурения и проходок на долото; хорошая очистка забоя и ствола скважины и т. д. При дальнейшем углублении скважины на первый план выдвигаются задачи сохранения устойчивости околоствольного массива, обеспечения максимального отбора керна, борьбы с силами сопротивления движению бурильной колонны, снижения агрессивного воздействия на инструмент, предотвращения флокуляции глинистых частиц.

В основе сопротивления движению бурильной колонны лежат фрикционные и адгезионные силы, вызываемые взаимодействием поверхности труб с породой или фильтрационной коркой и зависящие от физико-химических свойств и состава промывочной жидкости, а также траектории, формы сечения и длины открытого ствола, веса бурильной колонны и типа компоновки ее низа. Указанные факторы влияют на величину крутящего момента, необходимого для проворота колонны, а также на нагрузку на крюке при подъеме бурильной колонны. Оценить степень влияния промывочной жидкости на силы сопротивления довольно сложно, однако с уверенностью можно считать, что одним из главных требований будет повышение ее смазывающих свойств с целью снижения сил трения при движении колонны в стволе.

Агрессивное влияние промывочной жидкости на инструмент выражается в образовании поверхностных микротрещин, в активизации коррозионных процессов, а также в гидроабразивном и кавитационном изнашивании. Острота проблемы предотвращения коррозионного износа бурильного инструмента в значительной степени уменьшается в связи с тем, что разбуриваемые кристаллические породы являются химически нейтральными и поступление кислых газов в буровой раствор маловероятно.

Флокуляция твердой фазы — явление широко распространенное при бурении в условиях высоких температур [2, 15, 21]. Интенсивность ее зависит от состава и содержания твердой фазы, температуры и вида химической обработки жидкости. Если флокуляция тонких частиц выбуренной породы полезна (с точки зрения очистки системы) и часто искусственно усиливается вводом реагентов-флокулянтов [2], то флокуляция глинистых частиц крайне нежелательна и с ней необходимо бороться.

Прогноз геолого-технических условий бурения в кристаллических породах позволяет сформулировать те качественные показатели промывочной жидкости, которые будут способствовать успешной проходке сверхглубокой скважины: термостойкость; высокая смазывающая способность; высокая сопротивляемость флокуляции глинистых частиц; антикоррозионные свойства; обеспечение устойчивости стенок скважины; высокая выносная способность.

Повышение термостойкости раствора на водной основе до 220—230 °С возможно применением новых отечественных реагентов — акриловых полимеров (метас, метасол, ларкис и др.). Термостойкость раствора на нефтяной основе в перспективе может быть повышена до 260—270 °С. Сложнее сохранить смазочные свойства эмульсионного раствора при высоких температурах среды. В этом направлении предстоит провести углубленные исследования с целью создания специальных присадок, обладающих повышенной температурной стойкостью смазочного слоя и антифрикционными свойствами с учетом конкретных условий применения (состав дисперсионной среды, удельные нагрузки трения, показатель pH и др.).

Можно предположить также необходимость создания эффективного эмульгатора для диспергирования и стабилизации смазывающей добавки. Ведь именно свойства эмульгатора определяют способность эмульсии противостоять процессам коалесценции под действием высокой температуры и давления. Проявление смазочных и коррозионных свойств раствора во многом зависит от состояния поверхности металла и адсорбционных явлений на ней.

Для алюминия и его сплавов, обладающих амфотерными свойствами (т. е. их оксиды растворяются и в кислых, и в щелочных средах), оптимальной является нейтральная среда. Так, при $\text{pH} \approx 7$ (область пассивная) на поверхности алюминия образуется его одноводный оксид-белит [23], выполняющий защитную функцию. Процесс ускоряется при температуре 60—80 °С и выше. Таким образом, поддержание $\text{pH} \approx 7$ позволит сохранять необходимую стабильность поверхности легкосплавных труб и управлять в какой-то мере коррозионным и смазочным эффектами. Для снижения агрессивного воздействия на бурильную колонну промывочной жидкости необходимо обеспечить высокую степень ее очистки от выбуренной породы, а также дегазацию.

Выбор типа дисперсной фазы — важный момент для создания промывочной жидкости с необходимыми свойствами. По ряду признаков для бурения наиболее ответственных интервалов сверхглубокой скважины предпочтение должно быть отдано грубодисперсной глине (каолинит) по сравнению с бентонитовым глинопорошком, несмотря на очевидные преимущества последнего при бурении скважин на обычную глубину. Суспензия с тонкодисперсной глинистой фазой обладает большей чувствительностью к концентрациям химических реагентов, поддержать которую на определенном уровне очень сложно вследствие термо- и механической деструкции, адсорбции на удаляемой выбуренной породе, большого объема раствора в скважине, где динамическая его часть непостоянна и зависит от реологических параметров и подачи насосов. Кроме того, бентонитовая суспензия очень

чувствительна к загрязнению ее выбуренной породой, которая может поступать из застойных зон открытого ствола большой протяженности или накапливаться из-за сложности удаления ее тонких (менее 40 мкм) фракций. Следует также иметь в виду, что бентонит более чувствителен к воздействию высоких температур. Это, безусловно, затруднит и осложнит химическую обработку раствора. Ярко выраженная зависимость реологических параметров бентонитовой суспензии от скорости сдвига, с одной стороны, и ожидаемые высокие скорости восходящего потока в затрубном пространстве ствола, вызываемые необходимостью ведения процесса бурения забойными двигателями, с другой стороны, создают предпосылки для ухудшения выносной способности раствора с соответствующими негативными последствиями для очистки ствола.

Таким образом, предпочтение следует отдать применению в качестве основной дисперсной фазы грубодисперсной глины — каолинита. Это подтверждается и опытом бурения геотермальных скважин [21]. Добавки бентонита можно использовать для уменьшения содержания твердой фазы, а также регулирования фильтрационных и реологических параметров.

При необходимости применения утяжеленного раствора следует стремиться к исключению высокоскоростного режима течения в бурильных трубах. Это требование вызвано тем, что при большом содержании твердой фазы возрастает гидраабразивное воздействие раствора на внутреннюю поверхность бурильных труб, особенно в местах сужения проходного канала. Предотвратить указанные явления можно снижением расхода бурового раствора с одновременным повышением энергетической характеристики забойного двигателя и улучшением выносной способности раствора; обеспечением качественной очистки утяжеленного раствора от твердой фазы; применением легкосплавных бурильных труб с равнопроходным каналом и специальным антиизносным покрытием. Важное условие использования утяжеленного раствора — предотвращение высокотемпературной и электролитной флокуляции глинистых частиц без уменьшения антифрикционных свойств смазочных добавок.

ОТБОР КЕРНА

Одна из основных целей бурения Кольской сверхглубокой скважины — максимальный отбор кернового материала. Специфика отбора керна при бурении кристаллических пород на больших глубинах заключается в следующем: обработка шарошечного породоразрушающего инструмента сопровождается вибрациями и интенсивным износом кернаобразующего вооружения; естественная трещиноватость пород способствует самозаклиниванию кернов в приемной трубе; породы инертны по отношению к промывочной жидкости и не склонны к размыву; высокая плотность пород ($2,7\text{--}3\text{ г/см}^3$) обуславливает интенсивный рост давления с увеличением глубины. Возможная разгрузка напряженных пород при вскрытии их скважиной может привести к саморазрушению керна на диски (так называемое «дискование» керна).

В процессе обурирования керна центральная часть забоя не подвергается воздействию режущих элементов инструмента и формируемый столбик породы в процессе углубления продвигается по кернаприемнику снизу вверх. В идеальном случае длина отобранного керна должна соответствовать проходке. В реальных же условиях этого нет, т. е. линейные размеры керна не соответствуют пройденным интервалам.

Уменьшение линейных размеров керна может быть связано с:

динамичностью процесса бурения, что обуславливает возникновение ударов на контактирующих поверхностях между столбиками кер-

нов и оторванным столбиком керна и забоем (контакты керн — керн и керн — массив);

динамическим воздействием режущих элементов бурильной головки на сформированный столбик керна, что приводит к сколу и отрыву керна от забоя (контакт керн — бурильная головка);

вращением керноприемной трубы и, как следствие, относительным проскальзыванием и истиранием столбиков керна и забоя (контакт керн — керноприемная труба).

Однако во всех этих случаях уменьшаются только линейные размеры столбиков керна по сравнению с пройденным интервалом, а поступление керна в керноприемную трубу не прекращается и бурение ведется кольцевым забоем. Если же происходит заклинивание кернового материала внутри керноприемного устройства, то поступление вновь сформированных столбиков керна внутрь снаряда прекращается, происходит разрушение и измельчение керна на забое скважины и в керноприемной трубе. Иногда это может сопровождаться снижением механической скорости бурения.

Причинами этого явления могут быть: износ режущих элементов бурильной головки, превышающий допустимый, в результате чего увеличивается диаметр керна до значений, вызывающих его заклинивание внутри керноприемной полости снаряда; высокая трещиноватость проходимых пород; большие углы падения пластов, приводящие к сколу столбиков керна под углом и, как следствие, к заклиниванию их внутри керноприемного устройства, а также возможность саморазрушения керна на больших глубинах в условиях сложнапряженного состояния забоя скважины. Эти причины постоянно действуют при бурении любых пород, однако степень влияния каждого фактора обусловлена геологическими, технологическими, техническими и организационными особенностями бурения.

На основе анализа причин потерь кернового материала процесс бурения с отбором керна в твердых абразивных породах можно разделить на две стадии, условно названные зонами эффективного a и неэффективного b бурения (рис. III.8). Зона эффективного бурения характерна тем, что в ней линейные потери длины образцов кернового материала связаны с динамическим воздействием вооружения кернообразующих шарошек и элементов кернорвателя на формируемый столбик керна, контактированием образцов керна между собой по торцовым поверхностям, контактированием образца с массивом, керноприемной камерой, промывочной жидкостью. Для зоны неэффективного бурения характерно углубление ствола скважины после заклинивания керна в керноприеме бурильной головки или в приемной полости колонковой трубы.

На рис. III.9 приведена классификация потерь кернового материала при бурении. Ниже даны аналитические выражения для определения длины керна за рейс и процента его выноса

$$L_k = \frac{H_{\text{эф}}}{1 + \frac{\sum_{i=1}^n \Delta \bar{l}_k}{\sum_{i=1}^n \bar{l}_k}}, \quad (\text{III.27})$$

$$K = \frac{H_{\text{эф}} \bar{l}_k}{H (\bar{l}_k + \Delta \bar{l}_k)} 100\%, \quad (\text{III.28})$$

где L_k — длина керна; K — процент выноса керна; $H_{\text{эф}}$ — эффективная проходка, равная $[V_{\text{вк}}]/\Delta V_{\text{вк}}$; H — общая проходка; $\Delta \bar{l}_k$ — средние потери длины единичного столбика керна; $\bar{l}_k$ — средняя длина столбика керна; $[V_{\text{вк}}]$ — допустимый износ кернообразующего вооружения бу-

рильной головки; $\Delta V_{\text{вк}}$ — износ кернообразующего вооружения бурильной головки на 1 м проходки.

Таким образом, задача оптимизации процесса отбора керна сводится к выявлению и реализации факторов, способствующих увеличению зоны эффективного бурения $H_{\text{эф}}$ и уменьшению потерь линей-

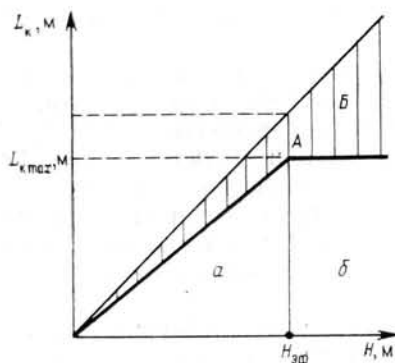


Рис. III.8. График выхода керна с учетом заклинивания в колонковой трубе:

a — зона эффективного бурения; $б$ — зона неэффективного бурения; A — момент заклинивания керна; B — потери керна

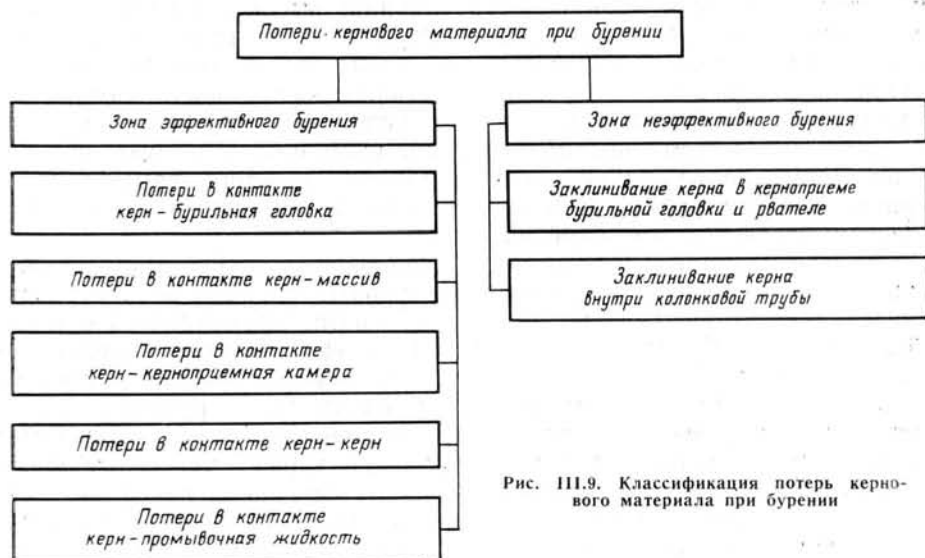


Рис. III.9. Классификация потерь керна при бурении

ных размеров образцов в этой зоне Δl_k . Исследования показали, что потери керна при бурении в твердых абразивных породах в зоне эффективного бурения незначительны ($<5\%$) и ими можно пренебречь. Для повышения эффективности процесса бурения с отбором керна в целом необходимо исключить заклинивание керна в снаряде [9].

Известно, что при бурении в абразивных породах износ режущих элементов породоразрушающего инструмента имеет максимальное значение в местах наибольшего проскальзывания. Следовательно, наибольший износ кернообразующих венцов полноконусных шарошек можно ожидать в любых бурильных головках шарошечного типа. Износ кернообразующих венцов полноконусных шарошек бурильной головки на единицу пути трения (один оборот) можно представить в виде

$$\Delta V_{\text{вк}} = a_0 p_k v \pi d_k, \quad (\text{III.29})$$

где $a_0 = \Delta V_0 / P_0 v_0 l_0$ — коэффициент пропорциональности; ΔV_0 — износ образца (показатель абразивности); P_0 — контактная нагрузка на об-

разец; v_0 — окружная скорость образца; l_0 — путь трения образца; p_k — контактное давление на керна; $v = \pi d_k n$ — окружная скорость; n — частота вращения бурильной головки; d_k — диаметр керна.

Износ кernoобразующих венцов за весь путь проходки

$$V_{\text{вк}} = \Delta V_{\text{вк}} N,$$

где $N = H/\delta$ — общее число оборотов за рейс H ; $\delta = \Psi P_d / p_{\text{ш}}$ — углубление бурильной головки за один оборот; Ψ — коэффициент, учитывающий контактную поверхность, число штырей и их износ во времени; P_d — нагрузка на бурильную головку; $p_{\text{ш}}$ — твердость породы по штампу.

Таким образом, износ кernoобразующих венцов шарошек бурильной головки можно записать так:

$$V_{\text{вк}} = \frac{\Delta V_0 (\alpha + \theta) \pi^2 d_k^2 n p_{\text{ш}}}{P_0 v_0 l_0 S_k \psi} H \leq [V_{\text{вк}}], \quad (\text{III.30})$$

где α , θ — соответственно угол между осью скважины и осью нижней полушаров и зенитный угол; S_k — площадь контакта кernoобразующих венцов.

Износ кernoобразующих венцов шарошек с усеченным конусом может быть представлен следующей зависимостью

$$V_{\text{вк}} = \frac{\Delta V_0 (\alpha + \theta) \pi d_k p_{\text{ш}}}{P_0 l_0 S_k \psi} H \leq [V_{\text{вк}}]. \quad (\text{III.31})$$

Анализ зависимостей (III.27) — (III.31) показывает, что для исключения заклинивания керна в бурильной головке за счет абразивного износа ее вооружения необходимо: соблюдать минимально возможную окружную скорость вращения кernoобразующего вооружения; в местах наибольшего проскальзывания вооружения использовать наиболее износостойкий материал; применять элементы жесткой центрации бурильной колонны, исключаящие ее изгиб относительно оси скважины. Как показывает накопленный опыт, заклинивание керна в кernoприемной трубе происходит в основном при бурении трещиноватых пород. В этих условиях процент выноса керна резко снижается, а линейный отбор за рейс не превышает 1 м при средней проходке за рейс на бурильную головку до 4 м и более. Эти показатели в 3—4 раза ниже требуемых для успешной проходки сверхглубокой скважины.

Заклинивание керна в приемной трубе носит случайный характер и связано с изменением многих факторов в процессе рейса. Вероятность заклинивания растет с увеличением длины керна внутри кernoприемной камеры. Силы трения, возникающие на контакте керна с внутренней полостью колонковой трубы, саморазрушение его при формировании, радиальные вибрации инструмента, биение, отсутствие центрации, вращение грунтоноски — факторы, которые усугубляют эффект самозаклинивания. В результате их воздействия поступающий керна колется по поверхностям напластования и заклинивается внутри колонковой трубы, перекрывая тем самым доступ вновь формируемому керна внутрь снаряда.

Схема самозаклинивания керна в колонковой трубе приведена на рис. III.10. Пусть образец керна расколот под углом α . При движении бурильной колонны вниз в результате действия сжимающей силы P со стороны верхнего куска на нижний будет действовать реакция N , а на стенку трубы — нормальная распорная сила Q . Кроме того, на контактных поверхностях возникнут силы трения τ и τ_1 , препятствующие перемещению кусков керна относительно друг друга и керна относительно трубы.

Силы трения, возникающие на контактных поверхностях, будут равны:

$$\tau = Qf; \quad \tau_1 = Nf_1, \quad (\text{III.32})$$

где f, f_1 — коэффициенты трения соответственно на контактах керн — керноприемная труба и керн — керн.

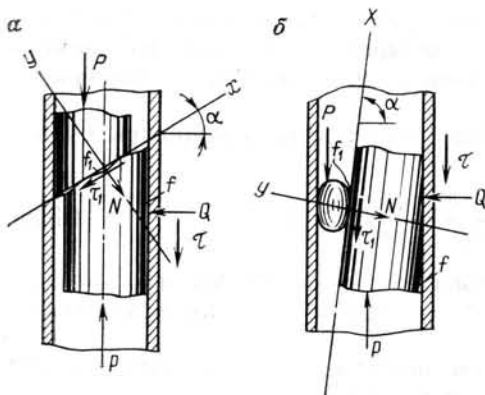


Рис. III.10. Схема самозаклинивания керна в колонковой трубе:
а — в трещиноватых породах; б — в абразивных породах.

При определении сил, действующих в рассматриваемом сечении, можно считать, что сцепление на контакте керн — керноприемная труба обеспечено силами трения и проскальзывание керна относительно трубы исключено. Сила P , приложенная к торцу нижнего куска керна, меняется от минимального значения, определяемого весом керна, расположенного выше, до максимального значения, определяемого нагрузкой на бурильную головку. Так как сцепление керна со стенкой колонковой трубы обеспечено силами трения, то для продвижения керна необходимо условие

$$P > \tau; \quad P > Qf. \quad (\text{III.33})$$

Рассматривая систему сил, определяющих условия самозаклинивания, в равновесии ($\Sigma F_x = 0$ и $\Sigma F_y = 0$) найдем, что распорная сила Q и максимально допустимый коэффициент трения на контакте керн — керноприемная труба, при котором исключается заклинивание керна в колонковой трубе, могут быть найдены из выражений

$$Q = P \left(\frac{\operatorname{tg} \alpha - f_1}{1 + f_1 \operatorname{tg} \alpha} \right), \quad (\text{III.34})$$

$$f \leq (1 + f_1 \operatorname{tg} \alpha) / (\operatorname{tg} \alpha - f_1). \quad (\text{III.35})$$

Формула (III.35) показывает, что чем больше угол напластования пород или угол скола, тем меньше коэффициент трения f и тем меньше должна быть разница между f и f_1 .

Таким образом, для повышения эффективности отбора керна в условиях его самозаклинивания необходимо следующее.

1. Снижать коэффициент трения на контакте керн — керноприемная труба и уменьшать величину распорной силы Q . Этого можно достичь за счет повышения чистоты обработки внутренней поверхности керноприемной трубы; использования антифрикционных материалов с низким коэффициентом трения (стеклоэмалей, пластмассы, металлографитовых покрытий и т. д.), а также применения смазывающих добавок в промывочной жидкости; замены трения скольжения трением качения; применения конусных контактирующих поверхностей.

2. Обеспечить принудительную транспортировку каждого единичного столбика керна с забоя вверх по колонковой трубе гидравлическим или механическим путем, используя снаряды с частичной обратной промывкой керноприемной камеры, применяя керноприемные устройства с полной обратной промывкой и складированием керна вне керноприемного канала, а также снаряды с механическим продвижением керна (керноприемные устройства с эластичной камерой, шнековые снаряды, снаряды с подвижной «стенкой» и т. д.).

В табл. III.7 приведены основные технологические требования, необходимые для успешного отбора керна, и возможные пути их выполнения.

ТАБЛИЦА III.7

Технологические требования	Возможные решения
Обеспечение максимальной проходки за рейс, исходя из стойкости опоры и вооружения бурильной головки	Создание штыревых бурильных головок с минимальным скольжением и герметизированной опорой шарошки
Совмещение проходки за рейс с длиной выносимого керна	Применение керноприемных устройств в секционном исполнении
Борьба с самопроизвольным искривлением скважины	Применение компоновок отбора керна, собранных по схеме двух центраторов
Исключение радиальных вибраций низа бурильной колонны, стабилизация колонкового набора	Установка полноразмерных расширителей-стабилизаторов
Повышение износостойкости расширителей-стабилизаторов, борьба с уменьшением диаметра, снижение их моментоемкости	Создание расширителей-стабилизаторов чистого качения с шаровой опорой
Исключение влияния вертикальных вибраций на вынос керна и возможность запуска забойных двигателей на забое без отрыва керна	Создание плавающих кернорвателей с вертикальным перемещением, узлов обратной промывки, установка промежуточных кернорвателей
Обеспечение оптимальной частоты вращения бурильной головки в диапазоне 100—200 об/мин	Создание редукторных турбобуров, объемных двигателей
Борьба с зашламованием колонковой трубы в процессе бурения, саморегулирование колонковых труб по длине	Принудительная частичная циркуляция через колонковый набор, телескопическое соединение керноприемных труб
Борьба с самозаклиниванием керна внутри керноотборного снаряда	Гидротранспорт керна, установка центрирующих устройств, обратная промывка керноприемной камеры, внутреннее покрытие и обработка керноприемных труб, кернорвателя на шаровой опоре
Борьба с саморазрушением (дискованием) керна	Повышение плотности бурового раствора, осевой нагрузки на бурильную головку

КОНТРОЛЬ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПРОЦЕССА БУРЕНИЯ

Структура информационно-измерительной системы для бурения сверхглубокой скважины определяется технологическими и техническими задачами. Каждой из задач соответствуют определенные наборы измерительной информации. Необходимый состав информационно-измерительной системы и контролируемые параметры для решения технологических и технических задач бурения приведены в табл. III.8.

В настоящее время создание средств контроля за наземными параметрами процесса бурения не встретит принципиальных трудностей. Задача состоит лишь в обеспечении взаимодействия информационно-измерительной системы с ЭВМ для оперативного управления технологическими параметрами в строгом соответствии с оптимальной моделью процесса бурения.

Наиболее сложной задачей является создание измерительной системы на базе забойной информации о параметрах бурения. Актуальность ее диктуется существенным снижением точности показания наземными

ТАБЛИЦА III.8

Локальное управление бурением в заданном режиме	Распознавание и предотвращение аварийных ситуаций	Диагностика состояния бурового оборудования	Уточнение режимов бурения для оптимизации проходки скважины	Оперативный поиск оптимального режима
Нагрузка на долото	Нагрузка на крюке	Нагрузка на крюке	Нагрузка на долото	Нагрузка на долото
Частота вращения долота	Нагрузка на долото	Перемещение талевого блока	Частота вращения долота	Частота вращения долота
Расход бурового раствора на входе	Частота вращения долота	Давление бурового раствора	Крутящий момент забойного двигателя	Крутящий момент на забойном двигателе
Расход бурового раствора на выходе	Крутящий момент на долоте	Число двойных ходов насоса	Расход бурового раствора	Расход бурового раствора
Плотность бурового раствора	Крутящий момент на столе ротора	Частота вращения стола ротора	Плотность бурового раствора	Механическая скорость бурения
Скорость перемещения талевого блока	Крутящий момент на ключах	Крутящий момент на роторе	Глубина забоя скважины	Время бурения и проработки
Проходка на долото	Давление бурового раствора	Крутящий момент на забойном двигателе	Механическая скорость бурения	
Механическая скорость бурения				
Частота вращения ротора	Расход бурового раствора на входе	Нагрузка на забой	Рейсовая скорость бурения	
Зенитный угол наклона	Расход бурового раствора на выходе	Частота вращения долота	Положение долота в скважине	
Азимутальный угол наклона	Уровень раствора в приемных емкостях	Длина сматываемого каната при перетяжках	Проходка на долото	
	Уровень раствора в скважине	Работомер лебедки	Параметры износа долота	
	Скорость СПО	Работомер насосов	Параметры бурового раствора	
	Число свечей в скважине	Работомер ротора	Характеристика проходимых пород	
	Перемещение талевого блока	Работомер вертлюга		
	Содержание газа в буровом растворе	Работомер забойного двигателя		
	Плотность бурового раствора	Работомер долота		
	Уровень бурового раствора и химических реагентов в емкостях хранения			

системами контроля параметров работы долота и забойного двигателя на глубине, превышающей 5—7 км. Наиболее перспективна для этих целей гидравлическая линия связи, как самая технологичная из всех известных.

Затраты гидравлической мощности, потребляемой забойным генератором, определяют возможность обеспечения помехоустойчивого приема поступающей информации. В то же время потребление телесистемой значительной мощности ограничивает область ее использования при увеличении глубины скважины. Для оценки энергетических условий эксплуатации телесистем в бурении можно ввести понятие коэффициента потребляемой мощности $K = (N_r/N) \cdot 100\%$, где N_r — гидравлическая мощность, потребляемая забойным генератором; N — гидравлическая мощность буровых насосов.

С учетом возможностей бурового оборудования максимальное значение данного коэффициента должно быть не выше 5 %, т. е. не более 5 % гидравлической мощности буровых насосов может быть использовано для телеметрии забойных параметров. При заданном значении коэффициента отбираемой мощности и ожидаемом потреблении гидравлической энергии на глубине 15 000 м среднее значение мощности генератора телесистемы не должно превышать $N_r = Qp \approx 60$ кВт, где Q — подача буровых насосов; p — давление в нагнетательной линии.

Учитывая, что наиболее рациональная форма гидравлических импульсов (телесистемы, работающей по частотному признаку) — синусоидальная, среднее значение мощности генератора можно определить из выражения

$$N_r = \frac{Q}{T} \int_0^T p_{\max} \sin \omega t dt,$$

где T — период следования гидроимпульсов; $p_{\max}$ — максимальное значение приращения давления; ω — угловая частота; t — время.

Отсюда максимальное значение полезного сигнала в импульсном режиме, т. е. максимальное приращение давления, составит 2,2—2,5 МПа. Одновременно наземная аппаратура должна обеспечивать прием информации, имея порог чувствительности 0,01—0,02 МПа в нагнетательной линии и 0,001—0,002 МПа в затрубном пространстве при устойчивой работе в диапазоне частот 0,03—0,15 Гц.

Элементы конструкции забойных устройств должны быть выполнены из тех же материалов, что и другие элементы компоновки низа бурильной колонны, чтобы надежность всех элементов была соизмерима.

БУРОВАЯ УСТАНОВКА

Анализ научно обоснованных путей решения технико-технологических проблем бурения сверхглубокой скважины в кристаллических породах позволяет сформулировать основные требования к наземному буровому оборудованию.

Ориентация на турбинный способ бурения в сочетании с использованием легкосплавных бурильных труб, относительно высокая прочность кристаллических пород, позволившая упростить конструкцию скважины, обусловили снижение грузоподъемности буровой установки. Расчеты показали, что вес бурильной колонны из легкосплавных бурильных труб (ЛБТ-147) длиной 15 000 м с учетом уменьшения его в промывочной жидкости составит 1500—1700 кН. Однако было бы ошибочным при определении грузоподъемности буровой установки ориентироваться только на расчетное значение веса бурильной колонны из легкосплавных труб. В специфических условиях бурения сверхглубоких скважин в верхней части колонны возможно применение стальных бу-

рильных труб, а в нижней (призобойной) — бурильных труб из сплавов на основе титана или тонкостенных стальных труб, длина которых и соответственно вес будут зависеть от температуры окружающей среды. Таким образом, вес бурильной колонны может увеличиться до 2400—2600 кН. Но и эту величину нельзя принимать как окончательную. Силы сопротивления подъему колонны способны повысить нагрузку на крюке еще на 300—600 кН, а при неблагоприятных условиях на 800—1200 кН, что в общей сложности составит 3000—3800 кН.

Результаты расчетов, из которых приведены лишь конечные, показывают, что для бурения скважины глубиной до 15 000 м в кристаллических породах турбинным способом с использованием легкосплавных бурильных труб необходима установка грузоподъемностью не менее 4000 кН. С помощью такой установки в один прием возможен спуск обсадных колонн диаметром 426 мм на глубину 3300 м; диаметром 324 мм — на 4500 м; диаметром 245 мм — на 6000 м. Указанные глубины спуска соответствующих обсадных колонн (в один прием) практически исчерпывают прочностные возможности выпускаемых в настоящее время обсадных труб.

При необходимости крепления скважины обсадными колоннами указанных типоразмеров на больших глубинах в условиях кристаллического разреза пород может быть использован метод секционного спуска или специально созданный (по зарубежному образцу) встраиваемый спуско-подъемный механизм большой грузоподъемности.

Специфика условий бурения скважины в кристаллических породах позволяет установить на устье скважины не более двух превенторов. Кроме того, незначительная длина желобной системы, которая встроена в закрытое помещение, не требует создания основания большой высоты. Тем не менее для удобства обслуживания устьевого оборудования и выполнения ряда технологических операций высота основания должна составлять не менее 5—6 м.

Требования к насосам определяли для условий бурения до глубины 15 000 м опережающим стволом диаметром 215 мм с помощью турбобура и легкосплавных бурильных труб ЛБТ-147.

На основании расчетов при окончании бурения скважины с оптимальным расходом промывочной жидкости 28—30 л/с потребуются буровые насосы, обеспечивающие давление нагнетания 30 МПа при гидравлической мощности 736—900 кВт.

Практика длительной эксплуатации насосов на предельно допустимых режимах работы показывает, что гидравлическая часть насосов быстро выходит из строя. Эксплуатация же в режиме использования 2/3—3/4 гидравлической мощности обеспечивает длительную устойчивую работу. В этом случае резерв мощности и соответственное снижение нагрузок на все узлы гидравлической части насоса (по отношению к допустимым) компенсируются повышением требований к их надежности в условиях длительных сроков бесперебойной эксплуатации. Таким образом, при окончании бурения скважины с помощью одного насоса его гидравлическая мощность должна составлять 930—1100 кВт при максимальном давлении нагнетания 35—40 МПа с обязательным бесступенчатым изменением расхода промывочной жидкости за счет регулирования числа двойных ходов.

Наиболее важной характеристикой ротора является бесступенчатое изменение частоты вращения, особенно в области низких частот (до 10 об/мин). Это требование диктуется необходимостью медленного вращения бурильной колонны при турбинном бурении, когда при большой глубине скважины поддержание допустимой интенсивности напряженного состояния в бурильных трубах может быть достигнуто максимальным снижением частоты их вращения, вплоть до 2—3 об/мин. Такая характеристика привода ротора позволит плавно страгивать ко-

лонну бурильных труб, предотвращая ее разрушение, и наиболее полно будет соответствовать требованиям ведения аварийных работ и других операций. Диаметр проходного отверстия ротора должен быть максимально возможным (не менее 760 мм), грузоподъемность — не менее 4000 кН, вращающий момент до 50—60 кН·м. Встроенный клиновой захват должен обеспечивать работу с бурильными трубами диаметром 114—190 мм.

Грузоподъемность вертлюга должна обеспечивать спуско-подъемные операции бурильной колонны при нагрузке на крюке до 4000 кН.

Диапазон частоты вращения ведущей трубы будет находиться в пределах 2—100 об/мин (в отдельных случаях до 200 об/мин).

Опора и уплотнение вертлюга должны надежно работать при сочетаниях нагрузки, приведенных ниже.

Нагрузка на крюке, кН	4200	2600	1500
Частота вращения, об/мин	—	2—6	100
Давление, МПа	—	3,0	2,0

Анализ ожидаемого баланса времени при проходке скважины на глубину 15 000 м показывает, что общее время проходки такой скважины в значительной степени зависит от скорости спуско-подъемных операций (СПО). Для сокращения затрат времени на СПО к способам и механизмам спуско-подъема предъявляются следующие требования:

применение способа бурения вставным инструментом без подъема бурильной колонны;

создание систем спуско-подъема непрерывного действия без остановок колонны для выполнения свинчивания и развинчивания свечей, максимальное совмещение операций;

повышение мощности подъемных механизмов и снижение веса бурильной колонны;

максимальная автоматизация СПО и механизация работ со свечами.

При создании буровой установки «Уралмаш-15000» были учтены все указанные положения, за исключением системы непрерывного ведения спуска и подъема бурильной колонны. Потери времени на СПО вследствие снижения их скорости при применении грузоподъемных механизмов с талевой системой могут быть компенсированы повышением проходки на долото.

Подъем и спуск бурильной колонны по оптимальным тахограммам в зависимости от веса колонны, автоматизация и механизация СПО, ведение работ с рекуперацией электроэнергии в сеть при торможении спускаемой колонны лучше обеспечиваются при применении для привода лебедки двигателей постоянного тока. Затраты времени на СПО существенно зависят от длины бурильной свечи. Для проходки сверхглубокой скважины с большим объемом СПО целесообразно применять свечи длиной не менее 37 м.

Объем скважины при глубине 15 000 м составляет 500—700 м³. Обеспечение очистки такого объема циркулирующей промывочной жидкости от выбуренной породы потребует длительной работы насосов при повышенном давлении. Для предотвращения интенсивного износа гидравлической части насосов, а также всей циркуляционной системы, в том числе легкосплавных бурильных труб, при значительных скоростях и давлениях жидкости необходима высококачественная очистка ее на поверхности. Задача усложняется содержанием в шламе высокоабразивных частиц кристаллических пород. Система очистки должна предусматривать трехступенчатый цикл удаления шлама по схеме: вибросито — гидrocиклон — центрифуга. Желательно удаление твердой фазы размером свыше 30—40 мкм.

Суровые климатические условия района заложения Кольской скважины вызывают необходимость полной обшивки буровой вышки с частичным ее отоплением, обогрева нижних концов свечей бурильных труб на подсвечнике для предотвращения их обледенения, применения системы продувки нагнетательной линии с целью освобождения от жидкости на случай длительной остановки при низкой температуре окружающей среды, размещения всего основного и вспомогательного бурового оборудования, включая циркуляционную систему, в отапливаемом капитальном помещении с поддержанием температуры на уровне не ниже $+5^{\circ}\text{C}$.

Вследствие удаленности от промышленных баз и районов активных буровых работ, с учетом длительных сроков проходки скважины необходимо строительство вблизи буровой отапливаемого корпуса вспомогательных служб для обеспечения текущего, а также частично среднего и капитального ремонтов оборудования и бурового инструмента, сборки-разборки турбобуров и КНБК, хранения неснижаемого запаса технических средств и материалов, а также для создания удобных условий работы буровой бригады и инженерно-технического персонала.

НАЗЕМНОЕ БУРОВОЕ ОБОРУДОВАНИЕ И ОБЪЕКТЫ ОБУСТРОЙСТВА

БУРОВОЕ ОБОРУДОВАНИЕ И ЭЛЕКТРОПРИВОД

Проектом строительства скважины предусмотрено поэтапное бурение ее с использованием в интервале до 7000 м серийной модернизированной буровой установки «Уралмаш-4Э», а далее с применением вновь созданной установки «Уралмаш-15000». Поэтому объекты обустройства формировали с учетом некоторой модернизации их и возможности замены буровой установки в максимально короткий срок.

Ниже приведена техническая характеристика используемых буровых установок.

Буровая установка, смонтированная для проходки скважины на первом этапе, отличалась от серийной «Уралмаш-4Э» в основном модернизацией вышки и увеличением суммарной гидравлической мощности насосной группы.

Буровая установка	«Уралмаш-4Э-61», модернизированная	«Уралмаш-15000»
Общая мощность привода лебедки, кВт	640	2300
Мощность привода буровых насосов, кВт	2550	5650
Максимальная грузоподъемность, кН	2000	4000
Возможная глубина бурения (при использовании легкосплавных бурильных труб), м	7000	15 000
Максимальная оснастка талевого системы	5×6	6×7
Максимальное натяжение ходовой ветви талевого каната, кН	273	420
Диаметр талевого каната, мм	32	38
Вид привода	Электрический переменного тока	Электрический постоянного тока
Тип привода	Раздельный	
Число двигателей в приводе:		
лебедки	2	2
буровых насосов	3	3+2=5
Лебедка	У2-5-5	ЛБУ-3000
Мощность на барабане лебедки, кВт	809	2646

Буровой насос	У8-7М	УНБ-1250, У8-7М
Механическая мощность бурового насоса, кВт:		
У8-7М	825	825
УНБ-1250	—	1250
Общая механическая мощность всех буровых насосов установки, кВт	$3 \times 825 = 2475$	$3 \times 825 + 2 \times 1250 = 4975$
Гидравлическая мощность насосов, кВт	$3 \times 700 = 2100$	$3 \times 700 + 2 \times 1060 = 4220$
Максимальное давление в нагнетательной линии насоса, МПа:		
У8-7М	32	—
УНБ-1250	—	40
Максимальная подача жидкости, л/с:		
У8-7М	50,2	—
УНБ-1250	—	51,4
Ротор	Р-560	Р-760
Диаметр проходного отверстия стола ротора, мм	560	760
Статическая грузоподъемность ротора, кН	3200	4000
Мощность привода ротора, кВт	368	368
Вертлюг	У6-ШВ-14-160М	УВ-450
Статическая грузоподъемность вертлюга, кН	1600	4500
Вышка	ВБ-53×300 (модернизированная)	ВБА-58×400
Полезная высота вышки, м	53,3	58
Грузоподъемность (максимальная) вышки, кН	2000	4000
Кронблок	УЗ-200-2	УКБА-7-500
Грузоподъемность кронблока (при максимальной оснастке), кН	2000	5000
Крюкоблок	У4-200-3	УТБА-6-400
Грузоподъемность крюкоблока, кН	2000	4000
Дизель-генераторные станции:		
шифр	АСДА-200	—
число	1	—
мощность, кВт	200	—
Компрессоры:		
шифр	КСЭ-5М	КСЭ-5М и ВШ 6/10
число	2	2 и 2
максимальное давление воздуха (рабочее), МПа	0,8	1,0
Средства механизации для:		
расстановки свечей	—	АСП-6
удерживания колонны в роторе свинчивания и развинчивания свечей	ПКР-У7А	ПКР-300М
подачи долота	Ключ АКБ-3М	Ключ АКБ-3М-300
раскрепления замков	—	РЦДЭ-3-300
	Пневмораскрепитель	
Грузоподъемные средства:		
для обслуживания насосного блока	Кран мостовой электрический	
на мостках	Кран козловой	Кран мостовой электрический
Метод монтажа и транспортировки	Агрегатный	

В ее комплект была включена вышка — модернизированный вариант серийной башенной вышки ВБ=53×300. Ноги и пояса вышки выполнены из труб; вместимость магазинов для труб диаметром 147 мм доведена до 7000 м, вышка полностью защищена деревянными щитами. Гидравлическая мощность установки увеличена применением трех насосов У8-7М, имеющих односторонний клиноременной привод от электродвигателей переменного тока.

План расположения оборудования показан на рис. III.11.

Все оборудование размещено в вышечно-лебедочном и насосном блоках, а также в привышечных сооружениях. Для обслуживания мостков использован козловой кран грузоподъемностью 50 кН. На основании вышечного блока установлены буровая вышка с талевой системой (кронблоком, талевым блоком с крюком и оснасткой), буровая лебедь-

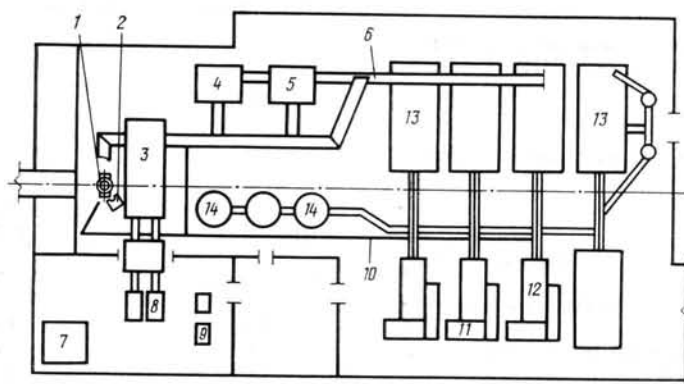


Рис. III.11. План расположения оборудования на I этапе бурения СГ-3

ка 3 с гидродинамическим тормозом, ротор 1 со встроенными пневматическими клиньями, автоматический буровой ключ АКБ-3 2, пульт буровика и др.

В привышечных сооружениях расположены силовые агрегаты 8 электрического привода лебедки и ротора, компрессоры 9, дизель-генераторная станция 7, агрегаты для очистки бурового раствора: гидроциклонная установка 4, вибросита 5 и циркуляционная система 6.

Унифицированный манифольд УМБ-320 10 представляет собой полный комплект запорно-распределительных, пусковых и предохранительных устройств, контрольно-измерительных приборов, узлов дистанционного управления, сборных секций нагнетательного трубопровода, необходимых для обвязки трех буровых насосов У8-7М 12.

Система очистки включает вдвоенное вибросито СВ-2, два гидроциклонных пескоотделителя ГЦ-350, пескоотделитель ГЦ-150 и илоотделитель (десильтер) из десяти гидроциклонов ГЦ-75. Подобная система очистки обеспечивает последовательное удаление из раствора различных по крупности частиц шлама. Общий объем приемных емкостей 13 — 120 м³. Для хранения химических реагентов использовались три емкости 14 по 25 м³ каждая.

Привод буровой установки обеспечивает одновременно работу трех буровых насосов У8-7М, буровой лебедки при СПО и ротора. Для привода лебедки и ротора установлены два электродвигателя АКБ-114-6 8 мощностью 320 кВт каждый при 980 об/мин. Передаваемая мощность на ротор — 368 кВт. Для привода насосов установлены три электродвигателя СДБ-14-46-8 переменного тока 11 мощностью 850 кВт каждый.

С глубины 7263 м использовалась буровая установка «Уралмаш-15000». К особенностям установки относятся:

применение в качестве привода ротора, буровых насосов и лебедки индивидуального регулируемого привода постоянного тока по системе генератор—двигатель;

возможность ведения спуско-подъемных операций по оптимальным тахограммам, выбор которых может осуществляться автоматически с помощью электронного счетно-решающего устройства в зависимости от веса колонны буровых труб;

применение двух мощных буровых насосов УНБ-1250, развивающих давление до 40 МПа, и трех насосов У8-7М;

высокая приводная мощность (2646 кВт) буровой лебедки;

использование электродвигателей лебедки при выполнении СПО одновременно как тормозных машин, работающих в режиме генераторов с рекуперацией электроэнергии в сеть;

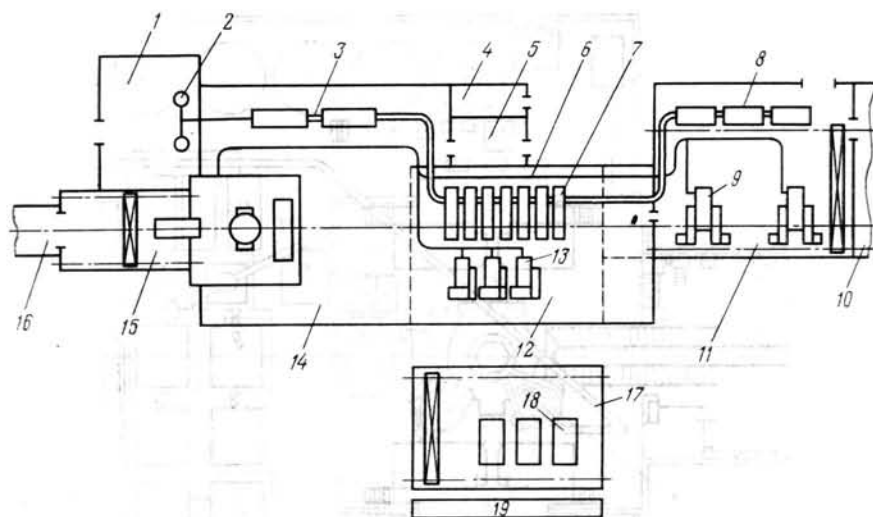


Рис. III.12. Схема расположения блоков установки «Уралмаш-15000»:

1 — склад сыпучих материалов № 1; 2 — блок приготовления раствора; 3 — узел ЦС; 4 — трансформаторная подстанция № 2 (ТП-2); 5 — бойлерная; 6 — нагнетательный трубопровод; 7 — приемная емкость объемом 24 м³; 8 — приемная емкость объемом 40 м³; 9 — буровой насос УНБ-1250; 10 — склад сыпучих материалов № 2; 11 — насосный блок № 2; 12 — насосный блок № 1; 13 — буровой насос У8-7М; 14 — вышечно-лебедочный блок; 15 — галерея буровой; 16 — галерея прокатно-ремонтных цехов; 17 — энергоблок; 18 — преобразователь постоянного тока; 19 — трансформаторная подстанция 35,6 кВ

высокая степень механизации технологических операций при работе со свечами в процессе СПО;

применение вышки башенной пилотной конструкции с вертикальными колоннами;

простота и удобство управления агрегатами установки, их обслуживания и ремонта;

применение большого комплекса контрольно-измерительной аппаратуры и приборов, обеспечивающих контроль за технологическим процессом бурения и за работой всего комплекса установки.

Оборудование буровой установки «Уралмаш-15000» расположено в четырех блоках (рис. III.12): вышечно-лебедочном, энергетическом, насосном (№ 1) и дополнительном насосном (№ 2). Вышечно-лебедочный и насосный блоки расположены в едином продольном помещении и связаны между собой. Энергетический блок находится на некотором удалении от вышечно-лебедочного и насосного.

Конструкция вышки наиболее полно отвечает условиям установки бурильных свечей для бурения на глубину до 15 000 м. Пол основания поднят на 6 м от нулевой отметки. Монтаж вышки проводился методом сверху вниз специальным подъемником ПВ-750 грузоподъемностью 7500 кН. Буровая вышка полностью укрыта металлическими рифлеными листами.

Схема вышечно-лебедочного блока приведена на рис. III.13. На специальном фундаменте в вышечно-лебедочном блоке установлен спуско-подъемный агрегат, состоящий из буровой лебедки ЛБУ-3000 18 и регулятора подачи долота 10. На основании этого блока с правой

и левой сторон находятся подсвечники 16, позволяющие с помощью комплекса механизмов АСП-6 разместить до 30 тыс. м бурильных труб свечами по 37 м. На нулевой отметке блока установлены четыре компрессора 12 КСЭ-5М и ВШ-6/10, соединенных через агрегаты воздухоосушки 8 с воздухохранилищами 12.

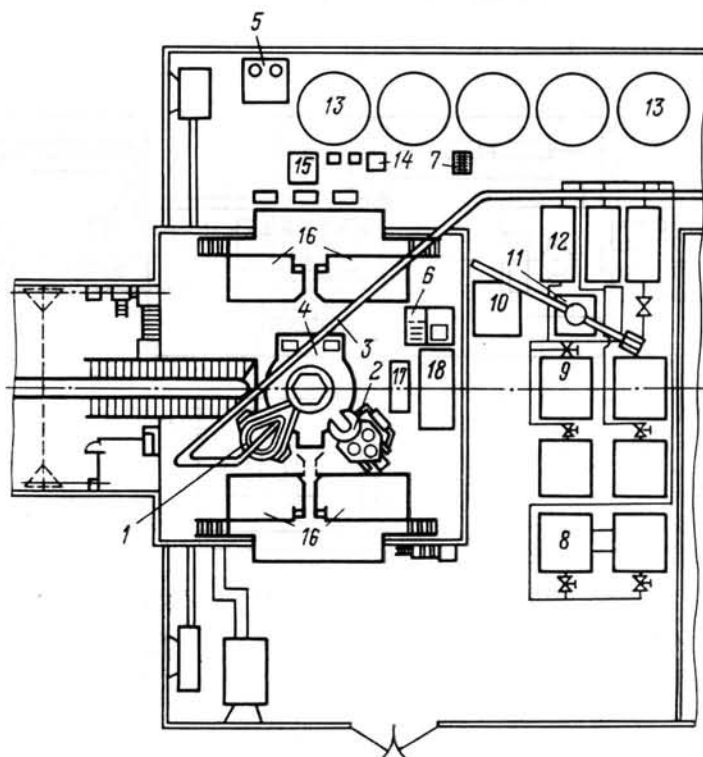


Рис. III.13. Схема расположения оборудования вышечно-лебедочного блока

1 — вертлюг УВ-450; 2 — ключ АКБ; 3 — manifold; 4 — ротор УР-760 с пневматическими клиньями; 5 — насос ВШН-150; 6 — пульт бурильщика; 7 — иллотделитель ИГ-45; 8 — агрегаты воздухоосушки; 9 — компрессорные станции; 10 — регулятор подачи долота; 11 — консольно-поворотный кран; 12 — воздухохранилища; 13 — запасные емкости для раствора; 14 — гидроциклон; 15 — вибростол; 16 — подсвечники; 17 — вспомогательная лебедка; 18 — лебедка ЛБУ-3000

Пневматическая система обслуживает ключ АКБ, пневмораскрепитель, шинно-пневматические муфты и блокировки буровой лебедки. Свинчивание, развинчивание и подача свечи от центра скважины на подсвечник и наоборот осуществляются комплексом механизмов АСП-6 и ключом АКБ-3М-300 с удлиненным ходом каретки и строго зафиксированным по высоте положением челюстей. Привод ротора 4 смонтирован на специальных балках под полом основания.

Два насоса УНБ-1250 имеют двухстороннюю клиноременную трансмиссию от двух электродвигателей постоянного тока мощностью по 800 кВт каждый. Теоретические подача и давление, развиваемые насосом при числе двойных ходов в минуту, равном 60, приведены ниже.

Диаметр цилиндровой втулки, мм	150	160	170	180	190	200
Подача насоса, л/с	26,7	31,7	38,7	40,7	45,9	51,4
Максимальное давление, МПа	40,0	35,0	30,5	26,5	23,5	21,0

Возможна одновременная работа двух насосов УНБ-1250 и трех насосов У8-7М. Зарядка компенсаторов насосов осуществляется двумя компрессорами высокого давления АК2-150М.

Общая магистраль нагнетательного трубопровода обвязки насосов имеет проходное отверстие диаметром 125 мм и рассчитана на давление 40 МПа; участки нагнетательного трубопровода, соединяющие нагнетательные коробки насосов с общей магистралью, имеют проходное отверстие диаметром 100 мм.

ТАБЛИЦА III.9

Очистное устройство	Марка	Давление, МПа	Пропускная способность, л/с	Размер зерна удаляемого шлама, мм
Вибросито	ВС-1	—	38	160—200
Пескоотделитель	ГЦ-350	0,25	44	200—250
Пескоотделитель	ГЦ-250	0,34	40	100—150
Илоотделитель	ИГ-45	0,25	45	40—50

Основное оборудование полностью размещено в закрытых помещениях. Обслуживание мостков буровой проводится мостовым краном, подкрановые пути которого уложены в крытой галерее, соединяющей буровую с производственно-техническим комплексом.

В табл. III.9 приведена характеристика оборудования для очистки раствора, а на рис. III.14 показана схема расположения этого оборудования.

Общий объем установленных емкостей для раствора — 350 м³. Эвакуация шлама производится следующим образом. Жидкая фракция выбрасывается центробежными насосами в земляные амбары, а твердая собирается и используется для благоустройства территории вокруг буровой. Объем шламowego приемка — 15 м³; он оборудован двумя шламовыми центробежными насосами ВШН-150. Рядом с очистным отделением расположен блок из пяти запасных емкостей для специальных реагентов и долива скважины. Каждая из них связана с хозяйственным манифолдом.

На буровой имеется теплый склад для хранения сыпучих материалов и механизированный блок приготовления растворов 2БПР.

Структурная схема главных электроприводов, приведенная на рис. III.15, надежно обеспечивает все режимы работы установки при бурении, проработке и СПО. Схема переключений главных силовых цепей дана в табл. III.10.

Схемы главных электроприводов характеризуются наличием трех систем шин для главных генераторов и двигателей насосов и лебедки. Схема построена таким образом, что в цепи каждой из электрических машин (главные и вспомогательные генераторы и двигатели насосов) имеется один переключатель, который обеспечивает не только подключение машин к системе шин, но и при неисправности машины или профилактическом осмотре обеспечивает отключение ее с видимым разрывом в главной цепи.

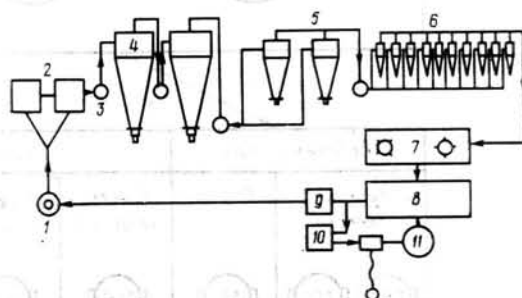


Рис. III.14. Схема системы очистки бурового раствора:

1 — скважина; 2 — вибросито ВС-1; 3 — центробежный насос; 4 — пескоотделитель ГЦ-350; 5 — пескоотделитель ГЦ-250; 6 — илоотделитель ИГ-45; 7 — емкость с механическими мешалками; 8 — приемная емкость; 9 — буровой насос; 10 — вспомогательный буровой насос; 11 — агрегат для добавок бентонита

Структурная схема электроснабжения площадки буровой показана на рис. III.16. Предусмотрено автоматическое включение резерва (АВР) при отключении одного из трансформаторов или любой из линий напряжением 35 кВ. Принятая схема обеспечивает бесперебойное энергоснабжение всего комплекса.

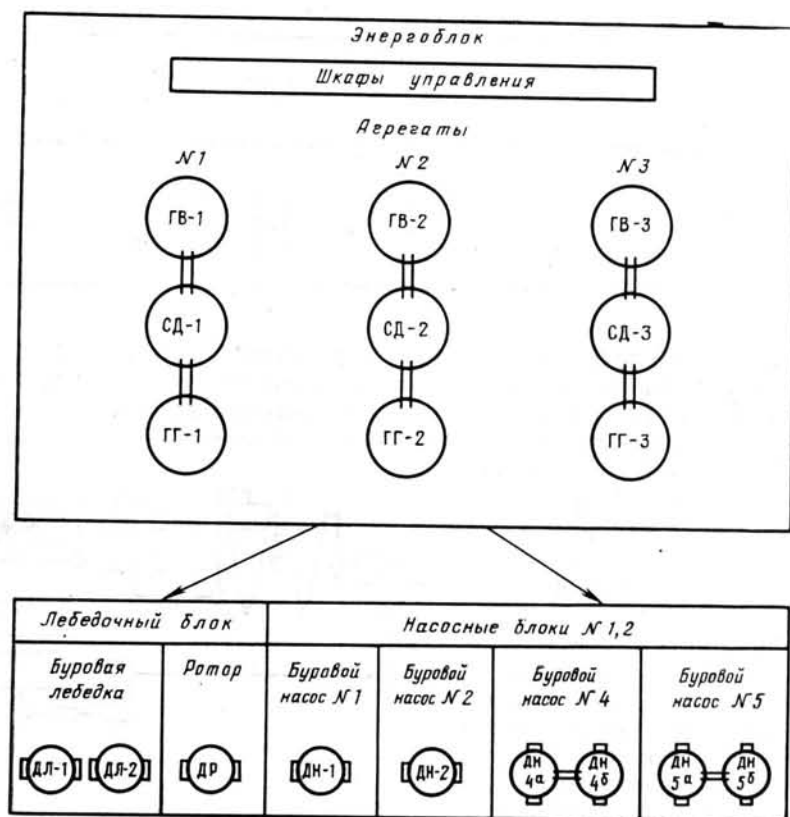


Рис. III.15. Структурная схема главных электроприводов:

СД-1, СД-2, СД-3 — приводные синхронные двигатели СДЭЗ-15-64-6 (1900 кВт, 6000 В, 1000 об/мин); ГГ-1, ГГ-2, ГГ-3 — главные генераторы постоянного тока ГПЭ-1700—1000 (1700 кВт, 900 В, 1000 об/мин); ГВ-1, ГВ-2, ГВ-3 — вспомогательные генераторы постоянного тока МПЭ-800-800 (400 кВт, 230 В, 1000 об/мин); ДЛ-1, ДЛ-2 — электродвигатели постоянного тока ПС-179-9К (1150 кВт, 660 В, 220/440 об/мин); ДР, ДН-1, ДН-2, ДН-4а, ДН-4б, ДН-5а, ДН-5б — электродвигатели постоянного тока МПЭ-800-800 (800 кВт, 450 В, 800/1000 об/мин)

ТАБЛИЦА III.10

Режим работы	Главные генераторы	Вспомогательные генераторы
I. Бурение	1. Три главных генератора работают на двигатели любых трех насосов 2. Два любых главных генератора работают на двигатели любых двух насосов	Один или два вспомогательных генератора работают на двигатель лебедки или ротора
II. Подъем, спуск буровой колонны	Два любых главных генератора работают на два двигателя лебедки	Один или два вспомогательных генератора работают на двигатель ротора
III. Проработка скважины	Работают одновременно насосы, ротор, лебедка	

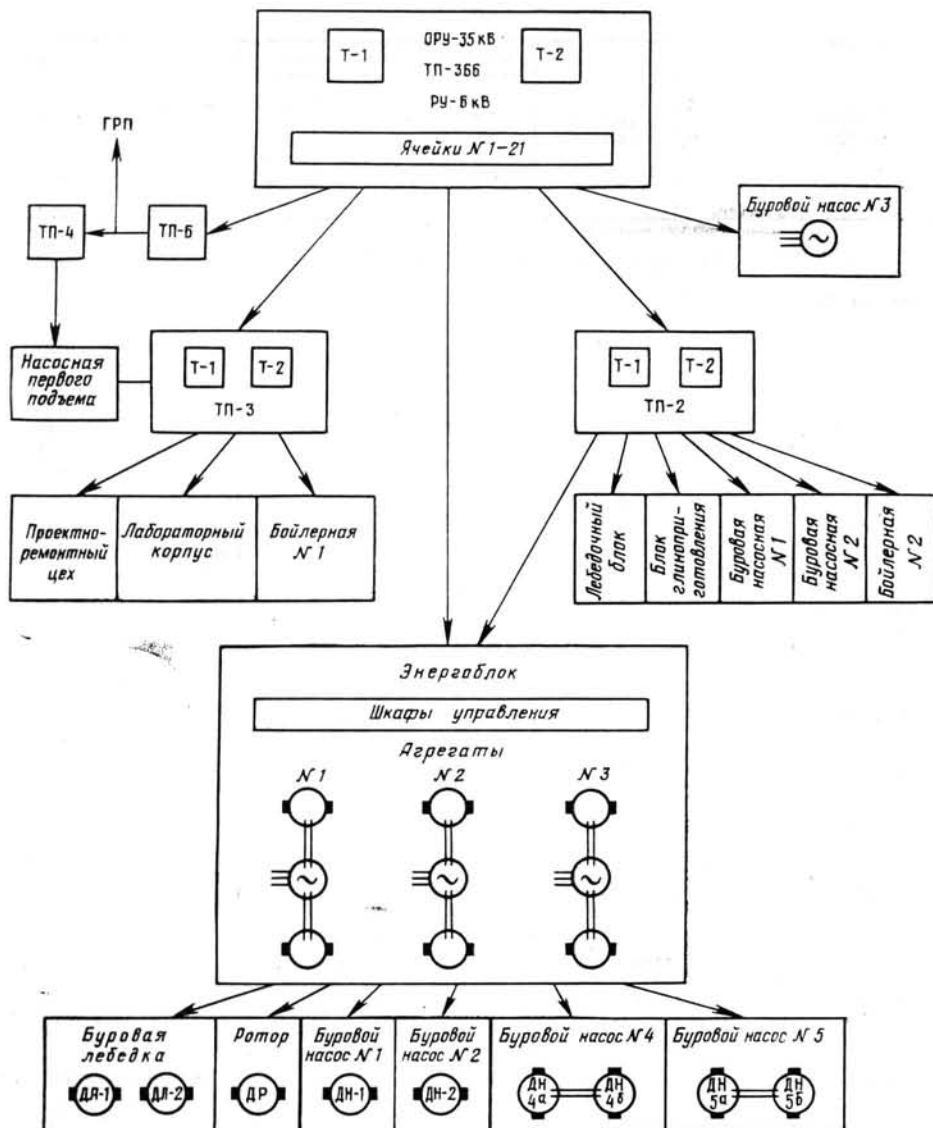


Рис. III.16. Структурная схема электроснабжения СГ-3:

ТП-366 — трансформаторная подстанция, Т-1, Т-2 — трансформаторы ТМ-6300/35 (6300 кВа, 35/6 кВ); ТП-2 — трансформаторная подстанция, Т-1, Т-2, трансформаторы ТМ-1000/6 (1000 кВа, 6/0,4 кВ); ТП-3 — трансформаторная подстанция, Т-1, Т-2 — трансформаторы ТМ-1000/6 (1000 кВа, 6/0,4 кВ); ТП-6 — трансформаторная подстанция с трансформатором ТМ-180/6 (180 кВа, 6/0,4 кВ); ТП-4 — трансформаторная подстанция с трансформатором ТМ-63/6 (63 кВа, 6/0,4 кВ)

КОНТРОЛЬНО-ИЗМЕРИТЕЛЬНАЯ АППАРАТУРА ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО НАЗНАЧЕНИЯ

При проходке Кольской сверхглубокой скважины для контроля основных технологических параметров с глубины 8000 м использовалась информационно-измерительная система. В табл. III.11 приведены состав, пределы измерения, вид вторичной информации и управляющего воздействия этой системы.

По технологическому принципу информационно-измерительная система разбита на подсистемы контроля механического бурения, спуско-подъемных операций, промывки скважины и контроля за работой основных узлов буровой установки. Система построена по агрегатному

ТАБЛИЦА III.11

Контролируемый технологический параметр	Предел измерения	Вид вторичной информации				Вид управляющего воздействия
		указатель на пульте буровщика	указатель в технологической диспетчерской	указатель выносной	регистратор аналоговый	
Подсистема контроля механического бурения						
Нагрузка на крюке, кН	0—4000	+	+	+	+	Отключение двигателей лебедки и включение тормоза при превышении допустимой нагрузки
Нагрузка на долото (верньер нагрузки на крюке), кН	0—200	+	+	—	+	Сигнал об отклонении нагрузки на долото от заданной
Крутящий момент на столе ротора, кН·м	0—60; 0—6	+	+	—	+	Отключение двигателя ротора при превышении допустимого момента
Частота вращения забойного двигателя, об/мин	0—1200	+	+	—	+	—
Частота вращения стола ротора, об/мин	0—300; 0—10	+	+	—	+	Автоматическое переключение пределов измерения
Механическая скорость бурения, м/ч	0—50; 0—5	+	+	—	—	То же
Проходка при бурении, м	Нет ограничений	—	—	—	+	—
Заход ведущей трубы в отверстие стола ротора, м	0—20	—	+	—	—	—
Подсистема контроля процесса СПО						
Скорость СПО, м/с	1—0—1; 3—0—3	+	+	—	+	Автоматическое переключение пределов измерения
Число свечей в скважине	0—400	+	+	—	—	Сигнализация прохождения опасных зон и интервалов по стволу скважины
Высота расположения талевого блока, м	0—50	+	+	—	—	—
Длина сматываемого талевого каната при перетяжках, м	0—2000	—	—	+	—	—
Крутящий момент на машинных ключах, кН·м	0—60	+	+	—	—	—
Подсистема контроля процесса промывки скважины						
Давление бурового раствора, МПа	0—40; 0—40	+	+	+	+	Отключение двигателей буровых насосов при превышении допустимого давления
Расход бурового раствора на входе в скважину, л/с	0—100	+	+	+	+	Сигнал об отклонении установившегося значения расхода

ОКОНЧАНИЕ ТАБЛ. III.11

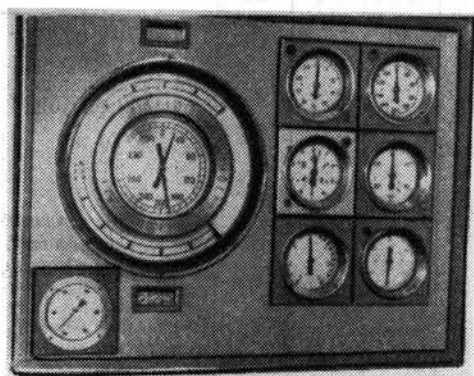
Контролируемый технологический параметр	Предел измерения	Вид вторичной информации				Вид управляющего воздействия
		указатель на пульте бурильщика	указатель в технологической диспетчерской	указатель выносной	регистратор аналоговый	
Расход бурового раствора на выходе из скважины, л/с	0—100	—	+	—	—	Сигнал об отклонении установившегося значения расхода
Температура бурового раствора на выходе из скважины, °С	0—100	—	+	—	+	То же
Плотность бурового раствора на выходе из скважины, г/см ³	0,8—2,6	+	+	—	—	Сигнал об отклонении установившегося значения плотности
Давление бурового раствора в затрубном пространстве, МПа	0—6	+	+	—	—	Сигнал об отклонении установившегося значения давления
Уровень жидкости в приемных емкостях, м	0—2,5	—	+	+	—	Сигнал об отклонении установившегося значения уровня
Уровень жидкости в емкостях хранения, м	0—3	—	—	—	—	То же

Подсистема контроля работы основных узлов буровой установки

Измеритель работы та- левого каната и подъем- ной части буровой уста- новки, кН·км	0—99 999	—	+	—	—	—	—
Измеритель работы вертлюга, кН·(об/мин)	0—99 999	—	+	—	—	—	—
Измеритель работы ро- тора, (кН·м)·(об/мин)	0—99 999	—	+	—	—	—	—
Измеритель работы бу- ровых насосов, МПа× ×число двойных ходов в 1 мин	0—99 999	—	+	—	—	—	—
Расход бурового раство- ра при испытаниях за- бойного двигателя на устье, л/с	0—50	—	+	—	+	—	Сигнал об отклоне- нии установившегося значения уровня
Давление бурового рас- твора при испытаниях забойного двигателя на устье, МПа	0—20	—	+	—	+	—	То же
Реактивный момент на корпусе забойного дви- гателя при его испыта- нии на устье, кН·м	0—10	—	+	—	+	—	То же
Частота вращения за- бойного двигателя при его испытании на устье, об/мин	0—1200	—	+	—	+	—	—

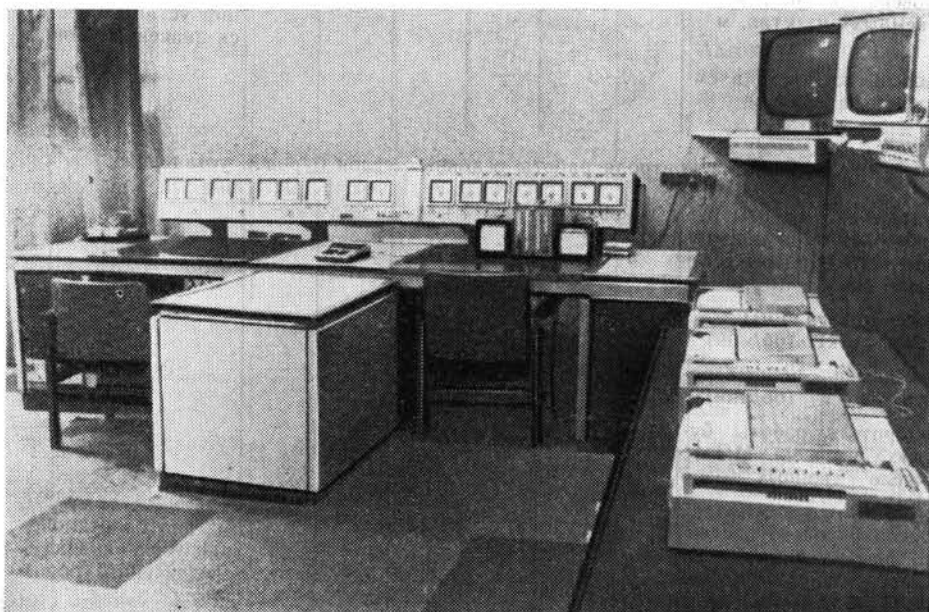
Примечание: «+» — информация есть; «—» — информации нет.

принципу, т. е. отдельные измерительные каналы выполнены из унифицированных элементов и блоков и имеют аналоговую регистрацию и стандартный выход для возможного присоединения к вычислительной машине с целью сбора и обработки технологической информации. Система содержит блок указывающих приборов на пульте бурильщика



← Рис. III.17. Блок указывающих приборов на пульте бурильщика

↓ Рис. III.18. Технологическая диспетчерская



(рис. III.17), отдельные выносные указатели в насосном помещении, блок аварийной сигнализации для выдачи управляющего воздействия при отклонении контролируемого параметра и технологическую диспетчерскую (рис. III.18), где сосредоточены все указывающие и регистрирующие приборы для обеспечения инженерного контроля и оперативного управления за процессом проходки скважины.

ОБЪЕКТЫ ОБУСТРОЙСТВА

Обустройство буровой по составу и назначению подразделяется на два самостоятельных комплекса, один из которых предназначен обеспечивать основное производственно-технологическое обслуживание бурения, второй — вспомогательные службы для организации бурового

процесса. Комплекс объектов производственно-технологического назначения расположен на площадке буровой и является как бы естественным продолжением вышечно-лебедочного блока, с которым он связан специальной крытой галереей. Это позволяет вне зависимости от метеорологических условий беспрепятственно доставлять в вышечно-лебедочный блок бурильные трубы, долота, компоновки и др.

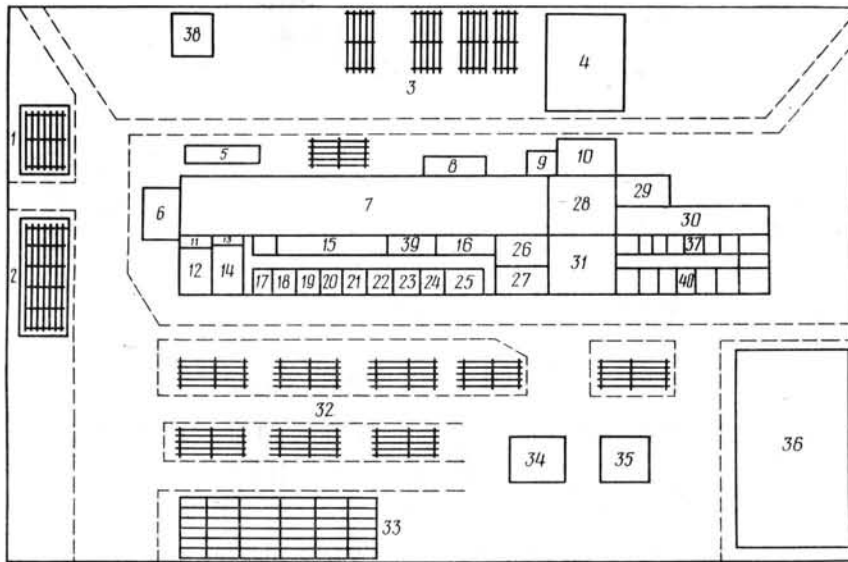


Рис. III.19. Схема расположения объектов производственно-технологического назначения:

1—3, 32, 33 — стеллажи для бурильных труб; 4—6, 9 — закрытые склады текущего резерва; 7 — трубо-турбинный участок; 8, 13, 16—19 — лаборатории дефектоскопии, КИП и автоматики; 14 — электроремонтный участок; 10 — кузнечно-сварочный участок и отделение термообработки; 11, 12 — калибровочное отделение; 15 — электробойлерная; 20—22 — геологическая служба первичной обработки керна материала; 23, 24 — механическая служба бурения; 25 — пульт управления буровой (щитовая); 26 — лаборатория испытаний прочностных свойств металлов; 27 — участок инструментальной подготовки; 28 — слесарный участок; 29 — трансформаторная подстанция комплекса; 30 — галерея готовой продукции для буровой; 31 — участок металлообработки; 34 — склад ГСМ; 35 — склад химических реагентов; 36 — энергоблок; 37, 38 — опытно-методическая партия геофизических исследований; 39 — приемное кернаохранилище; 40 — опытно-методическая партия по обработке геолого-геофизических материалов бурения; лаборатория промывочных растворов

Схема расположения объектов производственно-технологического назначения приведена на рис. III.19. В двухэтажном здании размещены участки по подготовке комплектов бурильных труб, турбобуров и компоновок низа бурильной колонны 7, кузнечно-сварочных работ и термообработки 10, дефектоскопии, КИП и автоматики 8, 13, 16—19, металлообработки 31 и испытаний свойств металлов 26, электроремонтных и наладочных работ 14, инструментальной подготовки 27, 28 и др. Здесь же расположен пульт управления буровой (щитовая) 25, оборудованный промышленным телевидением.

Помимо технико-технологической подготовки бурового процесса с этого комплекса обеспечивается все энергоснабжение буровой 36, проведение геофизических исследований в стволе скважины 37, 38, первичная обработка керна материала 20—22 и опытно-методические работы по комплексной обработке геолого-геофизических материалов бурения 40, ведутся исследовательские работы по подготовке рецептов промывочных растворов 40, технике и технологии бурения.

Нормальные бытовые условия работы производственного персонала обеспечиваются специальными гардеробными и душевыми помещениями, медпунктом, круглосуточной работающей столовой, залом заседаний для проведения общественных мероприятий и помещениями врачебной профилактики. Здание снабжено системой промышленной вентиля-

ции, канализации, отопления, горячего и холодного водоснабжения. По значимости и многоплановости решаемых задач комплекс является компактным производственным и исследовательским подразделением, от четкой и производительной работы которого практически зависит эффективность бурового процесса.

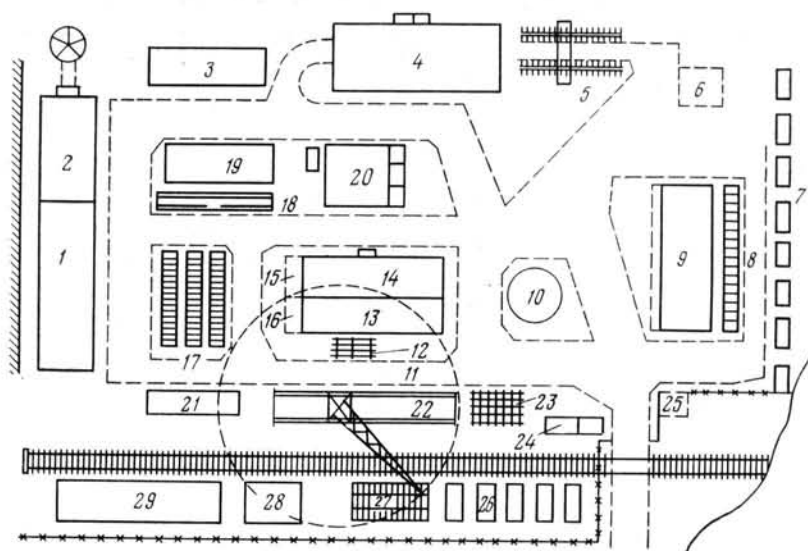


Рис. III.20. Схема расположения объектов вспомогательного назначения:

1 — ремонтные боксы; 2 — гараж-стоянка; 3, 15, 16 — открытые стоянки; 4, 5 — участок комплектовки бурового инструмента; 6, 12, 17, 23 — площадки открытого хранения; 7 — вагон-склады стройматериалов; 8, 26, 27 — площадки-эстакады; 9 — базовое хранилище; 10 — пожарный резервуар; 11, 22 — зона действия башенного крана, подкрановые пути; 13, 14 — центральный склад экспедиционно-комплектовочной базы; 18 — моечная эстакада; 19 — площадка резерва; 20 — склад ГСМ; 21 — погрузочно-разгрузочная эстакада; 24 — погрузочно-разгрузочный участок; 25 — проходная; 28, 29 — закрытые эстакады

Задачей комплекса являются обеспечение переработки грузов, комплектовка, транспорт и хранение материальных ценностей, содержание дорог и подъездных путей к буровой, проведение ремонтно-строительных работ в производственных и жилых помещениях, ремонт транспортных и грузоподъемных средств. На территории комплекса расположено здание базового хранилища.

Схема расположения объектов вспомогательного назначения приведена на рис. III.20. Площади закрытых и открытых складских помещений позволяют обеспечить сохранность материально-технических средств. Погрузочно-разгрузочные средства и площадки позволяют практически исключить простои вагонов, а следовательно, и организационные простои буровой.

Бытовые условия производственного персонала этого комплекса обеспечиваются по такой же схеме, что и в комплексе при буровой: специальными гардеробными и душевыми помещениями, залом для общественных и спортивных мероприятий и др. Здание снабжено системой промышленной вентиляции, канализации, отопления, горячего и холодного водоснабжения.

ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА БУРЕНИЯ

В ходе подготовительных работ к бурению Кольской скважины и непосредственно в процессе ее проходки ВНИИБТ и ВНИИТнефть совместно с коллективом экспедиции непрерывно разрабатывали и совер-

шенствовали различным бурильный инструмент. Опытные образцы этих изделий отрабатывали в натурной скважине на стенде УкргипроНИИ-нефти, затем в скважине-спутнике СГ-3 и непосредственно в сверхглубокой скважине.

Ниже кратко изложены техническое описание и некоторые характеристики основного инструмента, созданного и использованного при бурении СГ-3.

ПОРОДОРАЗРУШАЮЩИЙ ИНСТРУМЕНТ

Так как основная цель бурения Кольской скважины — изучение кернового материала, то особое внимание уделено описанию бурильных головок как главному типу породоразрушающего инструмента. Кроме того, приведены некоторые типы расширителей и калибраторов.

Бурильная головка КС-212,7/60ТКЗ (2В-К212,7/60ТКЗ) предназначена для высокооборотного бурения скважин диаметром 212,7 мм с отбором керна диаметром 60 мм в твердых породах с пропластками крепких (рис. III.21). Бурильная головка четырехшарошечная, дробящего действия, состоит из четырех лап, сваренных между собой и образующих корпус. На цапфе каждой лапы смонтирована шарошка на двух шариковых подшипниках и двух подшипниках скольжения. Один из шариковых подшипников — замковый — удерживает шарошку от осевого перемещения. Все четыре шарошки участвуют одновременно в образовании ствола скважины и керна. Вооружение шарошек — твердосплавные зубки с клиновидной породоразрушающей поверхностью. Вооружение закреплено методом запрессовки взамен применявшегося ранее метода пайки латуною.

Во внутренней полости бурильной головки помещена специальная втулка, приближающая керноприем к забою и защищающая керн от воздействия промывочной жидкости.

Бурильная головка разработана взамен серийно выпускаемой бурильной головки 2В-К214/60ТКЗ. Особенностью ее являются ужесточенные допуски по наружному и внутреннему диаметрам, а также по разновысотности и биению шарошек.

Бурильная головка 21Н-К212,7/80ТКЗ предназначена для бурения скважин в твердых абразивных породах с пропластками крепких при роторном способе бурения либо при низкооборотном бурении забойными двигателями с частотой вращения не более 350 об/мин (рис. III.22).

Бурильная головка шестишарошечная. Три шарошки (наружные) разрушают периферийную часть забоя и формируют ствол скважины, три другие (внутренние) образуют керн и разрушают прикernовую часть забоя. Бурильная головка представляет собой сварную конструкцию, состоящую из приставки, внутренней секции с тремя цапфами под внутренние шарошки, трех накладок и трех наружных секций с цапфами под наружные шарошки.

Шарошки бурильной головки смонтированы на цилиндрических опорах скольжения, выполненных на твердосплавной основе. Вооружение шарошек представлено твердосплавными зубками с клиновидной породоразрушающей поверхностью.

Бурильная головка КС-212,7/60ТКЗ-Н (25Н-К212,7/60ТКЗ) отличается от существующих конструкций головок к керноприемным устройствам со сменным керноприемником шестишарошечным исполнением, бесконсольным креплением шарошек и наличием опор скольжения (рис. III.23). Она предназначена для бурения скважин в твердых абразивных породах с пропластками крепких при роторном способе либо при бурении забойными двигателями с частотой вращения не более 350 об/мин.

Шарошки бурильной головки смонтированы на опорах скольжения, выполненных на твердосплавной основе. Наружные шарошки имеют конусно-цилиндрические, а внутренние — цилиндрические бесконсольные опоры, наплавленные твердым сплавом.

Вооружение шарошек представлено твердосплавными зубками и выполнено в двух вариантах. При этом основные венцы армированы

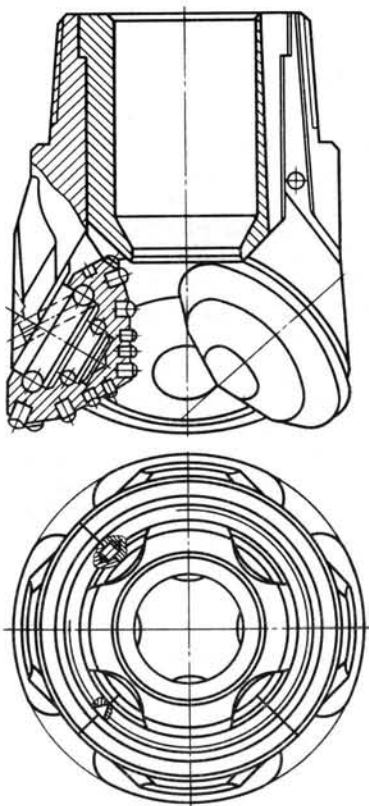


Рис. III.21. Бурильная головка КС-212, 7/60ТКЗ (2В-К212,7/60ТКЗ)

зубками с клиновидной породоразрушающей поверхностью, а кернообразующие и скважинообразующие венцы — зубками со сферической породоразрушающей поверхностью. В новой конструкции максимально использовано кольцевое пространство, что позволило вписать крупные шарошки с мощным вооружением и опорой. Предусмотрено также охлаждение опор с помощью системы отверстий, подводящих промывочную жидкость к поверхностям скольжения.

Бурильная головка КС-212,7/60ТКЗ-НУ предназначена для низкооборотного бурения скважин в твердых породах с пропластками крепких. Она состоит из четырех лап, на консольных цапфах которых с помощью одного замкового шарикового подшипника и двух подшипников скольжения смонтированы шарошки. Все четыре шарошки участвуют одновременно в образовании скважины и керна (рис. III.24).

Внутренняя полость шарошек герметизирована манжетой. Лапы сварены между собой и образуют корпус, внутри которого помещена втулка. На наружной поверхности последней выполнены продольные пазы, по которым промывочная жидкость подается на забой скважины. Вооружение шарошек представлено твердосплавными зубками типа Т. Гермети-

зирующее устройство и система компенсации давления в опорах бурильной головки выполнены аналогично применяемым в серийных шарошечных долотах серии ГАУ.

Бурильная головка 15Н-К214/60КЗ предназначена для бурения в крепких породах. Это шестишарошечная головка с шарошками в виде усеченных конусов чистого качения (рис. III.25). Четыре наружные шарошки обустраивают периферийную часть забоя, а две внутренние, расположенные диаметрально, — прикernовую часть. Наружные шарошки смонтированы на лапах, цапфы которых направлены от периферии к центру, а внутренние — на вставных цапфах. Наружные шарошки смонтированы на двухрядной шариковой опоре, внутренние — на одной шариковой с двумя концевыми радиальными подшипниками скольжения. Вооружение шарошек твердосплавное. Внутри бурильной головки установлена центральная втулка, обеспечивающая низкий кернаприем. Промывка осуществляется через каналы, расположенные в корпусе бурильной головки. Жидкость подается на забой между шарошками.

Бурильная головка 1Н-К214/60ТЗ предназначена для бурения в абразивных породах с пропластками крепких. Она создана на базе бурильных головок для кернаприемных устройств со съемным кернаприемником типа 1В-К. Бурильная головка (рис. III.26) состоит из четырех ко-

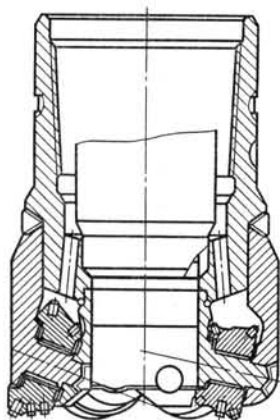


Рис. III.22. Бурильная головка
21H-D212,7/80TK3

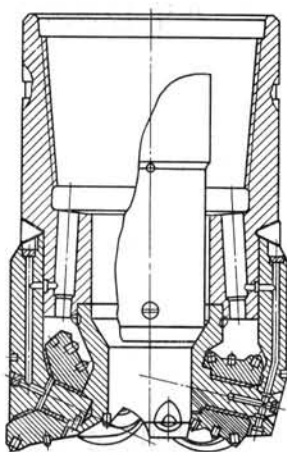
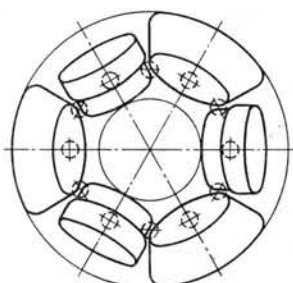
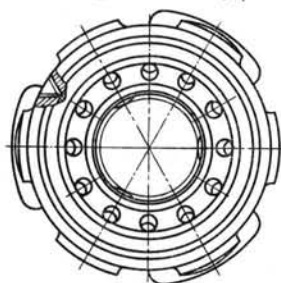
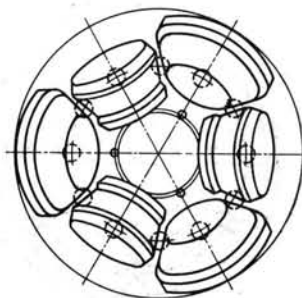
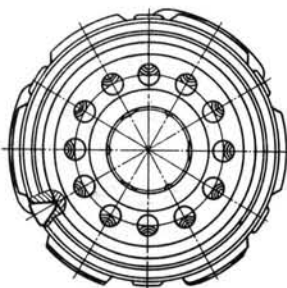


Рис. III.23. Бурильная головка
КС-212,7/60TK3-Н (25Н-К212,7/60TK3)



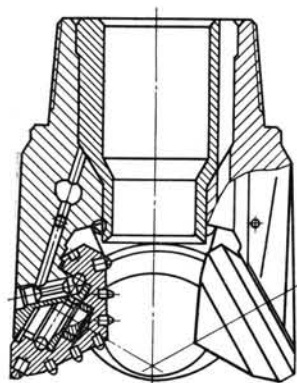


Рис. III.24. Бурильная головка
КС-212,7/60ТКЗ-НУ

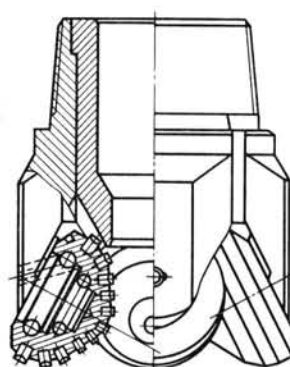
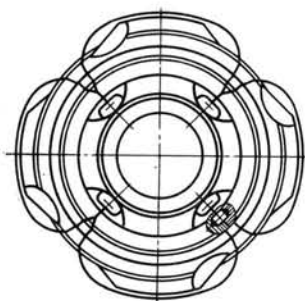


Рис. III.26. Бурильная головка
1Н-К214/60ТЗ

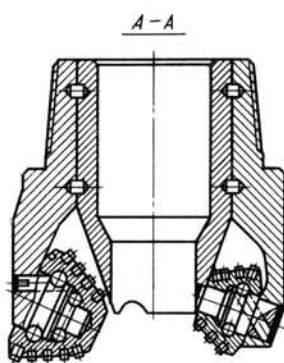
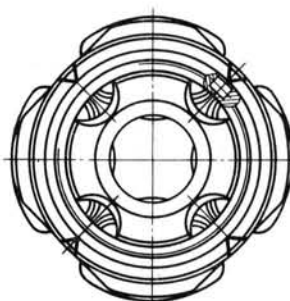
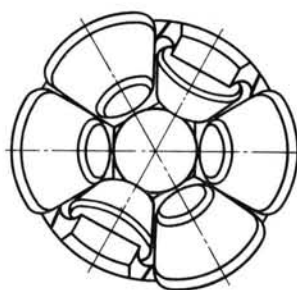
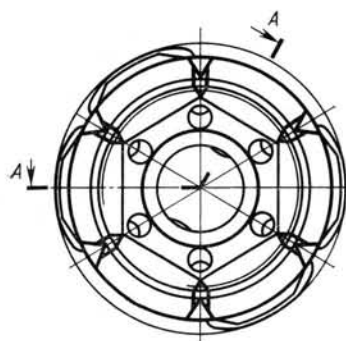


Рис. III.25. Бурильная головка
15Н-К214/60КЗ



нических шарошек, смонтированных на цапфах четырех секций на подшипниках качения. Сваренные секции образуют корпус бурильной головки, верхняя часть которого представляет собой ниппель с замковой резьбой 3-161. Опора шарошек выполнена двухрядной шариковой с двумя концевыми радиальными подшипниками скольжения. Во внутренней

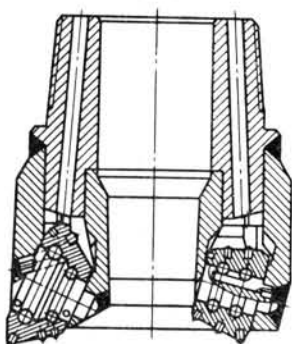
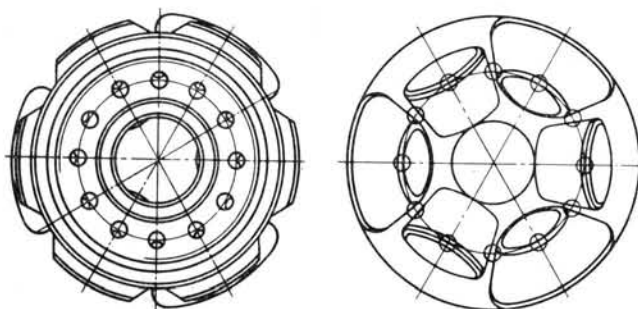


Рис. III.27. Бурильная головка 20H-K214/60K



полости бурильной головки помещена специальная втулка, приближающая керноприем к поверхности забоя.

Цапфы лап наклонены к оси бурильной головки под углом 63° . Все четыре шарошки участвуют одновременно в образовании ствола скважины и керна. Вооружение шарошек выполнено твердосплавными клиновидными зубками из карбидвольфрамовых сплавов.

Бурильная головка 20H-K214/60K предназначена для бурения скважин в крепких абразивных породах с применением керноприемных устройств со сменным керноприемником (рис. III.27). Основное отличие от существующих конструкций — бесконсольное крепление шарошек. Бурильная головка шестишарошечная: три шарошки участвуют в образовании ствола скважины, три других — в образовании керна.

Корпус ее состоит из внутренней секции с цапфами для кернообразующих шарошек, трех наружных секций с цапфами для скважинообразующих шарошек и накладок. Опора каждой скважинообразующей шарошки состоит из одного радиально-упорного, одного радиального подшипников качения и двух концевых радиальных подшипников скольжения; опора каждой кернообразующей шарошки состоит из двухрядного радиально-упорного подшипника качения и концевых подшипников скольжения.

Подача промывочной жидкости на забой осуществляется через двенадцать каналов круглого сечения. Вооружение шарошек представлено твердосплавными зубками со сферической породоразрушающей поверхностью.

Бурильная головка ИСМ-214,3/60Т предназначена для бурения скважин в твердых, крепких, высокоабразивных породах турбинным

способом (рис. III.28). Она состоит из корпуса и вставного кернаобразующего центра. Рабочая часть головки имеет шесть секторов, оснащенных породоразрушающими элементами, закрепленными методом пайки. Породоразрушающие элементы на режущей части выполняются с коэффициентом перекрытия, равным 0,35. Высота бурильной головки 300 мм, диаметр 214,3 мм, диаметр кернаприемной части 60 мм.

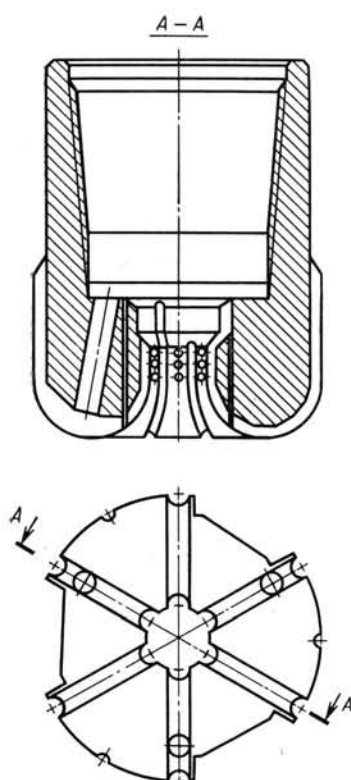


Рис. III.28. Бурильная головка ИСМ-214,3/60Т

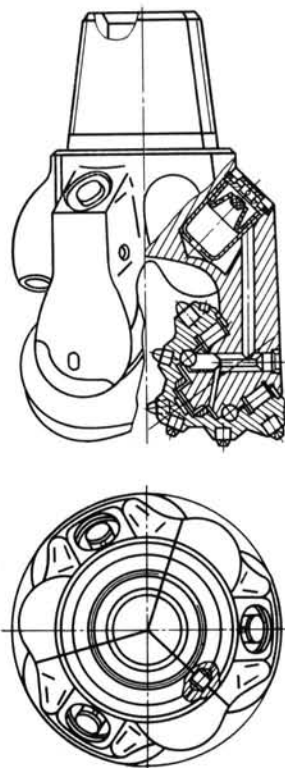


Рис. III.29. Трехшарошечное долото III-215,9ТКЗ-ГНУ

Торцовая часть головки оснащается породоразрушающими элементами сферической формы, выступающими из корпуса на 3 мм, калибрующая часть — породоразрушающими элементами плоской формы, выполненными заподлицо с корпусом. Породоразрушающие элементы изготовлены из сверхтвердого композиционного алмазосодержащего материала славутич.

Осевая нагрузка на бурильную головку составляет 80—100 кН при расходе промывочной жидкости 25—30 л/с. Забой от выбуренного шлама очищается буровым раствором, выходящим из трех промывочных отверстий диаметром 14 мм.

Трехшарошечное долото III-215,9ТКЗ-ГНУ предназначено для бурения в абразивных твердых и крепких породах. Оно состоит из трех сваренных между собой секций — лап с установленными на их цапфах шарошками, уплотнений опор шарошек, компенсационных устройств и гидромониторных узлов со сменными насадками (рис. III.29). Долото комплектуется тремя сменными металлокерамическими насадками с диаметрами выходных отверстий 8,1; 9,5 или 11,1 и 12,7 мм или в необходимом их сочетании, а также уплотнительными и запорными элементами.

Три секции — лапы с установленными на их цапфах посредством подшипников шарошками, соединенные между собой в сварной корпус присоединительной резьбой, образуют шарошечное долото, представляющее собой неразборное и неремонтируемое изделие. Для разрушения породы шарошки долота на наружной поверхности имеют твердосплавные зубки, запрессованные в отверстия в корпусах. Опора долота, на которой шарошки установлены и могут свободно вращаться, состоит из двух подшипников качения (радиального и радиально-упорного), расположенных у основания и в середине цапфы, одного радиального подшипника скольжения и двух упорных подшипников скольжения.

Герметизация опоры, заполненной пластичным смазочным материалом, осуществлена резинометаллической манжетой. Выравнивание давления в полости опоры по отношению к давлению окружающей среды на забое скважины обеспечивается эластичной диафрагмой — рабочим органом компенсационного устройства.

Рекомендуемый режим отработки долота: осевая нагрузка до 310 кН при частоте вращения до 60 об/мин и до 220 кН при частоте вращения более 60 об/мин. Перепад давления в насадках не должен превышать 15 МПа.

Расширитель 4РШ-295,3/215,9ТКЗ состоит из ствола и приваренных к нему разъемных втулки и опорной пяты, в которую монтируются пять породоразрушающих узлов (рис. III.30). Последние состоят из лап и шарошек. Хвостовиками лап узлы вставляются в пазы опорной втулки и сверху по наружной конической поверхности хвостовиков лап поджимаются обоймой. Концы цапф вставляются в отверстия пяты. Осевая нагрузка на лапу от корпуса передается через промежуточные полукольца, расположенные между корпусом и торцами лап, а также через обойму, привариваемую к лапам и корпусу. Крутящий момент на лапы передается звездообразными выступами опорной втулки.

Шарошки вращаются на одном замковом шариковом и одном роликовом подшипниках. Вооружение шарошек — твердосплавные зубки с клиновидной и полусферической рабочей поверхностью, установленные поочередно. В нижней части пяты для предохранения корпуса от абразивного износа прикрепляются с помощью сварки пяты лопастей, армированных твердосплавными зубками. Для замены изношенных породоразрушающих узлов снимаются сварочные швы на обойме и промежуточных полукольцах, последовательно удаляются обойма и полукольца, после чего породоразрушающие узлы, которые крепятся обоймой, привариваются к корпусу и между собой.

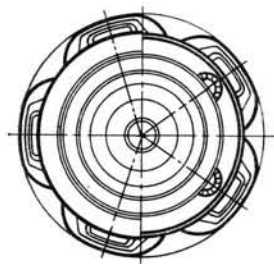
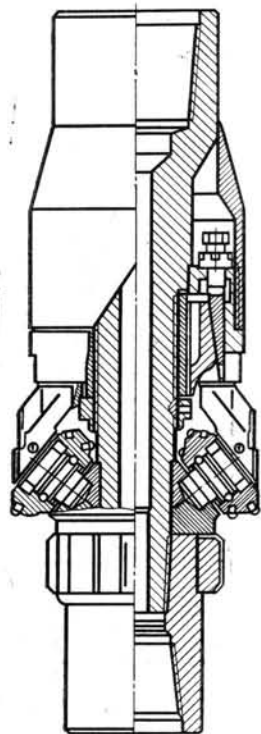


Рис. III.30. Расширитель 4РШ-295,3/215,9ТКЗ

Техническая характеристика

Диаметр расширителя, мм	295,3
Наименьший допустимый диаметр расширяемой скважины, мм	215,9
Высота расширителя, мм, не более	740
Разновысотность шарошек, мм, не более	1,0

Биение шарошек относительно оси резьбы, мм, не более	1,5
Присоединительная резьба (ГОСТ 5286—75):	
верхняя	3-171
нижняя	3-147
Диаметр центрального отверстия, мм	50
Допустимая осевая нагрузка, кН	300
Масса, кг, не более	170

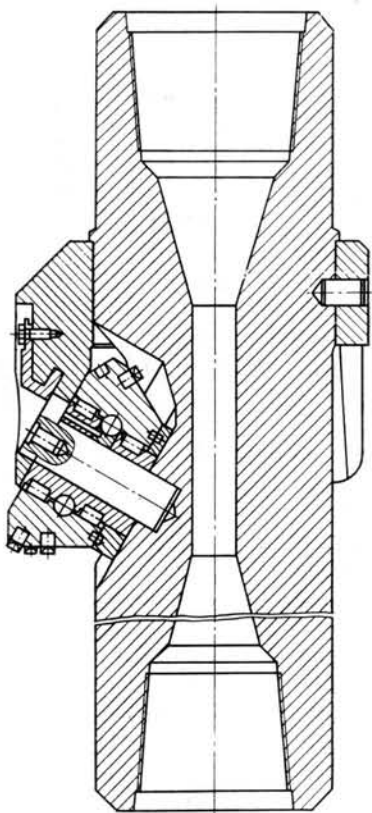


Рис. III.31. Расширитель РДУ-394

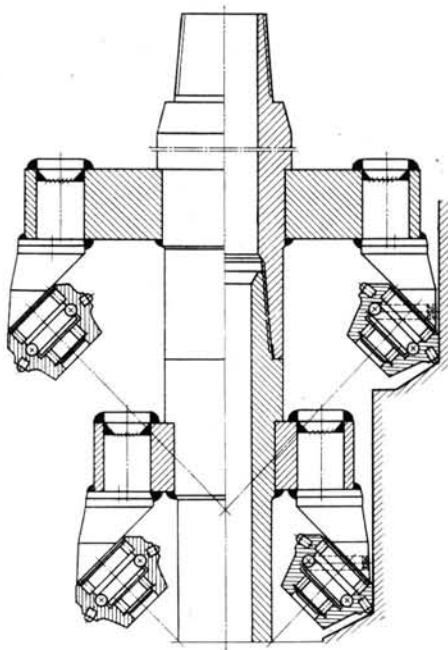


Рис. III.32. Расширитель РД-445/640

Дисковый расширитель РД (РДУ) предназначен для расширения ствола скважины в крепких абразивных породах роторным способом. Он обеспечивает последовательное расширение ствола от диаметра 295 до 394 мм (рис. III.31), с 394 — до 445 мм, с 445 до 640 мм (рис. III.32) и с 640 до 920 мм (рис. III.33). Возможно одновременное расширение ствола набором нескольких секций РД с различным сочетанием диаметров.

К особенностям конструкции относятся: наличие резьбы присоединения для пилотного долота или расширителя; соблюдение принципа чистого качения (дробления) породоразрушающих элементов расширителей; сменность шарошек в конструкции РДУ-394; унификация породоразрушающих узлов в секциях расширителей РД-445 и РД-920. При применении расширителей обеспечиваются хорошие результаты при расширении ствола в крепких абразивных породах. т. е. там, где метод реактивно-турбинного бурения стволов большого диаметра оказывается

неэффективным вследствие интенсивного износа вооружения долот, вызываемого его скольжением при взаимодействии с забоем.

Дисковый расширитель разработан применительно к условиям бурения СГ-3 в ее верхней части под удлиненное направление, а также под колонну диаметром 325 мм (РДУ-394).

Одношарошечный пилотный расширитель РОП-9В создан специально для использования при турбинном бурении (рис. III.34). Длительность работы шарошечных расширителей обычного типа ограничена высокой частотой вращения шарошек. Это приводит к быстрому выходу опоры из строя, что связано с возможным выпадением шарошек и авариями.

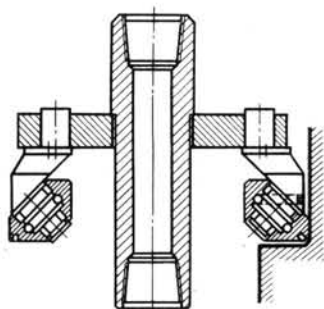


Рис. III.33. Расширитель РД-920 ↑

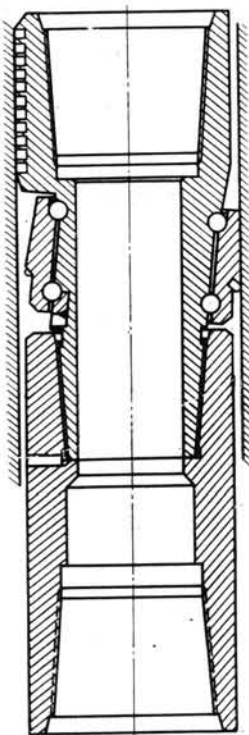


Рис. III.34. Расширитель РОП-9В →

Одношарошечный расширитель РОП-9В лишен этих недостатков. Он имеет одну шарошку большого диаметра, ось которой наклонена к оси корпуса расширителя на 5° . Эксцентриситет шарошки относительно оси скважины и угол наклона оси выбирают так, чтобы при расширении ствола шарошка разрушала породу при чистом качении.

С помощью РОП-9В можно расширять скважины, пробуренные долотами диаметром 190—215 мм, но в практике бурения он применяется главным образом как калибратор. Центрация относительно оси скважины у РОП-9В осуществляется вставкой с твердосплавными штырями, расположенной на корпусе со стороны, противоположной максимальной смещению шарошки. Вследствие большого диаметра шарошки частота ее вращения относительно своей оси небольшая. Это создает хорошие условия работы опоры шарошки и обеспечивает высокий срок работы расширителя на отказ.

Центратор ЦС-212,7 СТ используется в компоновках для бурения с отбором керна в сверхглубоких скважинах в породах средней твердости с пропластками твердых (рис. III.35). Он состоит из муфты с тремя

спиральными лопастями, армированными твердосплавными зубками. Концевые части лопастей в продольном сечении скруглены (радиус 106 мм), что приближает форму концов лопастей к форме естественно-го их износа и увеличивает общий срок службы инструмента.

Техническая характеристика

Присоединительная муфтовая резьба	3-147
Длина центратора, мм	690
Диаметр проходного отверстия, мм	110

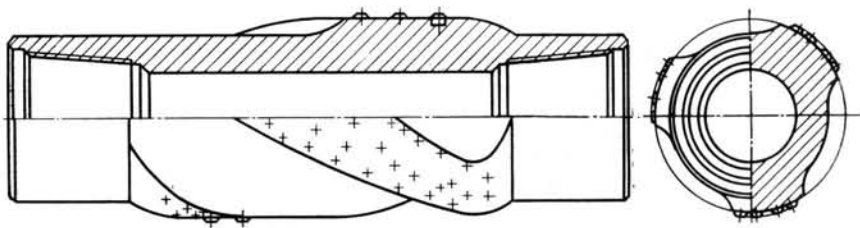


Рис. III.35. Центратор ЦС-212,7СТ

КЕРНООТБОРНЫЕ УСТРОЙСТВА

Для бурения Кольской скважины созданы и применены в основном керноотборные устройства трех типов и их модификации: секционное турбодолото КТД4С-195-214/60-80, керноотборный снаряд КДМ-195-214/60 и керноотборный снаряд с гидротранспортом керна МАГ-195-214/60. Эти устройства отличаются принципом действия и условиями их использования.

Секционное турбодолото КТД4С-195-214/60-80 представляет собой забойный двигатель турбинного типа, особенностью которого является выполнение вала полым по всей длине. Кроме основного назначения (передачи вращающего момента от турбины и осевой нагрузки на породоразрушающий инструмент) вал служит для размещения специального керноприемника. Последний состоит из керноврателя, керноприемной трубы, дренажного клапана, удлинителя и регулировочной головки. Для обеспечения неподвижности керноприемника, размещенного во внутренней полости вращающегося вала турбины, в корпусе турбодолота применена специальная опора, на которой при помощи регулировочной головки подвешивается керноприемник. Он может быть выполнен съемным или несъемным.

Трехсекционное шпиндельное керноприемное турбодолото КТД4С-195-214/60-80 (рис. III.36) по конструктивной схеме аналогично трехсекционному шпиндельному турбобуру ЗТСШ-195. В конструкции этого турбодолота предусмотрено применение несъемного керноприемника для отбора керна диаметром 80 мм или съемного керноприемника для отбора керна диаметром 60 мм. Все три секции турбодолота одинаковы, и каждая содержит пакет из 105 ступеней осевых турбин с профилированными лопатками. Проточная резинометаллическая или шарикоподшипниковая радиально-осевая опора размещена в отдельном шпинделе, присоединенном к нижней турбинной секции при помощи конусно-шлицевых муфт и переводника. Аналогично соединяются и турбинные секции. Опора керноприемника размещена в верхнем переводнике, предназначенном для присоединения турбодолота к бурильным трубам. Съемный керноприемник выполнен по схеме, приведенной на рис. III.36.

Несъемный керноприемник состоит из полых валов турбинных секций, шпинделя и специального патрубка, ввернутого в наставку шпинделя. Снизу к патрубку присоединен пружинный регулировочный узел, в который свободно вставлена компоновка цангового и рычажкового кернорвателей. На полом валу верхней секции установлен эжекционный клапан, служащий для предотвращения попадания прямого потока промывочной жидкости на керн и очистки керноприемной полости от шлама.

Для работы с турбодолотом, оснащенным съемным керноприемником, используют серийно выпускаемые бурильные головки КС212,7/60СТ и ТКЗ, при работе с несъемным керноприемником — бурильные головки 6В-К214/80СЗ, 21В-К214/80ТКЗ и их модификации.

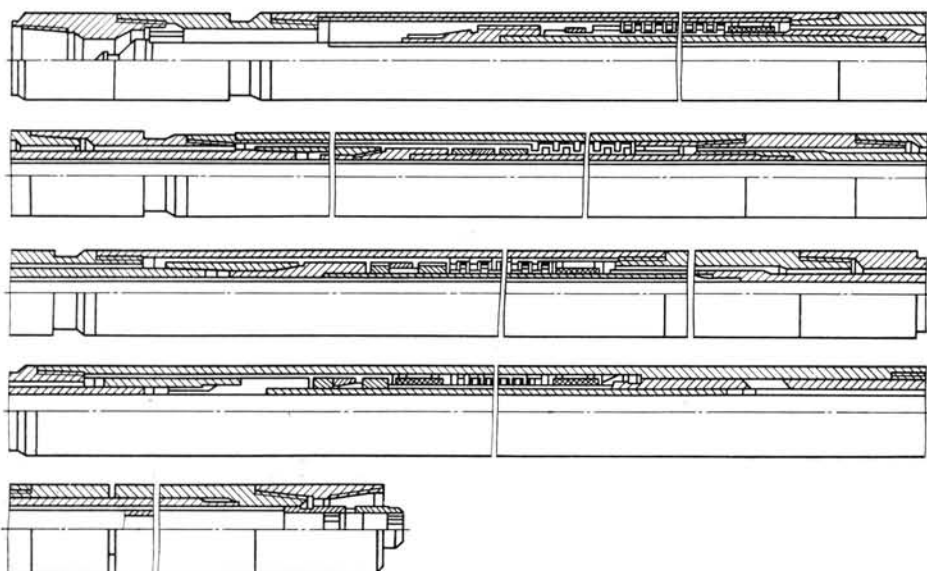


Рис. III.36. Турбодолото КТД4С-195-214/60-80

Техническая характеристика КТД4С-195-214/60-80

Длина, м	25,92
Число турбинных секций	3
Длина секции, м	7,955
Длина шпинделя, м	4,415 (4,922)
Число ступеней турбины	315
В том числе в одной секции	105
Число ступеней пяты	30
Число средних опор	11
В том числе:	
в одной секции	3
в шпинделе	2
Диаметр корпуса, мм:	
наружный	195
внутренний	165
Длина керноприемника, м	25,835
Наружный диаметр керноприемной трубы, мм:	
съемной	83
несъемной	105

Внутренний диаметр керноприемной трубы, мм:

съёмной	70
несъёмной	86

Присоединительные резьбы:

к бурильным трубам	3-147
к бурильной головке с 60-мм керном	3-161
к бурильной головке с 80-мм керном	МК150×6×1:8
Масса керноприемного турбодолота, кг	4450

Рабочая характеристика турбодолота

Расход жидкости, л/с	28—36
Мощность, кВт	84—178
Частота вращения, об/мин	480—600
Крутящий момент на валу, Н·м	1450—2380
Перепад давления, МПа	6,6—10,8

Керноотборный снаряд КДМ-195-214/60 представляет собой комплекс инструментов, собранных в одну компоновку, для бурения вертикальных скважин с отбором керна в твердых абразивных породах. Он

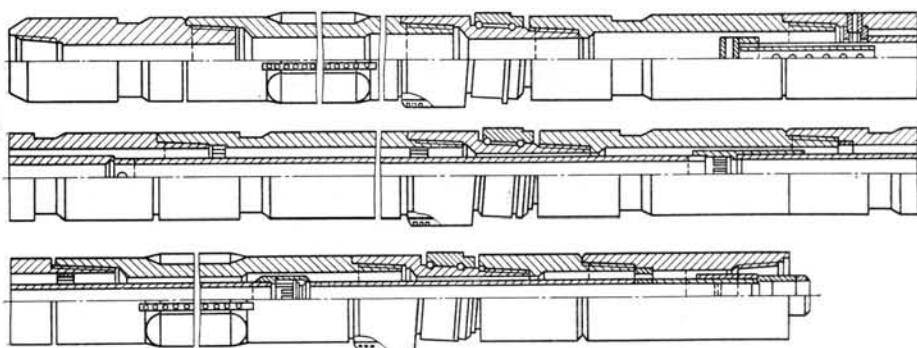


Рис. III.37. Керноотборный снаряд КДМ-195-214/60

универсален, предназначен для роторного бурения и бурения с забойными двигателями (рис. III.37). При турбинном бурении используется как подвеска, присоединяемая к валу забойного двигателя.

Снаряд может быть собран в одно-, двухсекционном и более исполнении. Длина керноприемной части одной секции 5,8 м. Секции соединяются между собой при помощи резьб 3-171 на конусах. Грунтоноски соединяются по типу телескопа, что исключает необходимость регулировки их при сборке секций. Между верхним переводником и секцией устанавливается компоновка калибраторов-центраторов РОП-9В и ТРС-9. Каждая секция состоит из корпуса диаметром 195 или 203 мм, расположенной внутри его грунтоноски диаметром 83 мм, подвешенной на верхнем торце корпуса, и калибратора-центратора РОП-9В или ТРС-9 в нижней части корпуса.

Грунтоноски центрируются в корпусе при помощи кольца и снабжена в нижней части рычажковым (собачковым) кернодержателем. Для присоединения к бурильной головке предусмотрена специальная укороченная секция, состоящая из переводника ПМ-3-171/3-161 и калибратора-центратора РОП-9В с встроенной внутри ее укороченной грунтоноской, которая снабжена компоновкой кернорвателей на шаровой опоре. В верхней части керноприемной полости снаряда (грунтоноски) может

быть установлен либо дренажный клапан, либо переводник, гидравлически соединяющий внутреннюю полость грунтоноски с затрубным пространством.

Таким образом, керноотборный снаряд КДМ-195-214/60 отличается от обычных керноприемных устройств, применяемых в глубоком бурении, наличием в сборке полноразмерных центрирующих устройств РОП-9В и ТРС-9, плавающим кернодержателем на шаровой опоре, который отделен от вращающегося керноотборника, наличием узла для принудительного дренажа керноприемной камеры за счет частичной обратной или прямой промывки. Кроме того, комплектно со снарядом могут поставляться керноприемные трубы с пониженным коэффициентом трения на контакте керн — труба.

Техническая характеристика КДМ-195-214/60

Расход жидкости, л/с	20—40
Допустимая нагрузка, кН	160—200
Частота вращения, об/мин	60—600
Присоединительные резьбы:	
верхняя	3-117
нижняя	3-161
Диаметр, мм:	
бурильной головки	212—214
центратора-калибратора	212—214
корпуса секции	195
керн	60
Длина снаряда в двухсекционном исполнении, м	18,58
Керновместимость в двухсекционном исполнении, м	15,5

ЗАБОЙНЫЕ ДВИГАТЕЛИ

Обоснованный и принятый для бурения Кольской сверхглубокой скважины турбинный способ с отбором керн потребовал выполнения значительного объема исследовательских и конструкторских работ для создания соответствующих забойных двигателей. Главные направления совершенствования известных технических средств в основном сводились к снижению частоты вращения вала двигателя при сохранении высокой моментной характеристики, повышению термостойкости опорных и уплотнительных элементов двигателей, увеличению безотказности, моторесурса и надежности.

В решении указанных задач достигнуты существенные успехи, которые подтверждаются проходкой скважины на рекордную глубину с помощью отечественных забойных двигателей при температуре до 200 °С.

Кольскую сверхглубокую скважину до глубины 8000 м бурили высокомоментными турбобурами А7Н4С с наклонной линией давления в бесшпиндельном исполнении и аналогичными турбобурами А7Ш в шпиндельном исполнении. В интервале 8028—8914 м были испытаны низкооборотные высокомоментные турбобуры А7ГТШ и ТРМ-195, комплектуемые турбинными и шпиндельными секциями турбобура А7Ш.

Турбобур А7Ш (рис. III.38) имеет многоступенчатую турбину, расположенную в турбинных секциях, и многорядный упорно-радиальный подшипник, размещенный в шпиндельной секции. В каждой турбинной секции турбобура А7Ш установлены 118 ступеней турбин и пять радиальных шариковых подшипников. При необходимости вместо шариковых подшипников можно использовать стандартные радиальные резинометаллические опоры скольжения. Многорядный упорно-ради-

альный шарикоподшипник воспринимает осевое усилие, а радиальные резинометаллические опоры и сальник воспринимают перепад давлений в керноприемном снаряде, расположенном на валу турбобура.

Для снижения частоты вращения и увеличения крутящего момента турбобуры А7Н4С и А7Ш можно секционировать. Турбобур А7Ш в трехсекционном исполнении (3А7Ш) имеет пониженную рабочую частоту

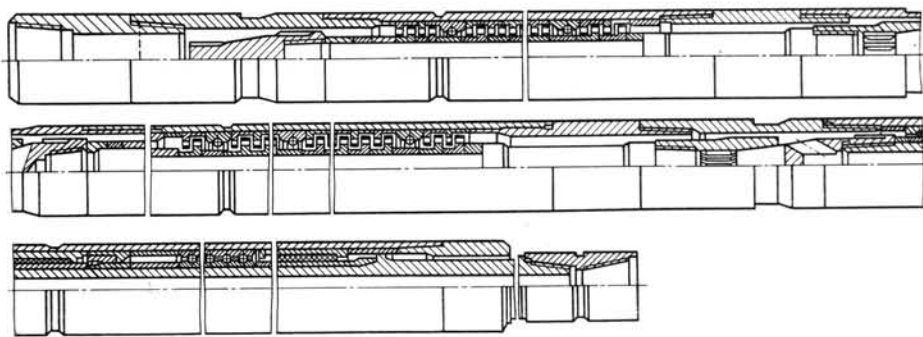


Рис. III.38. Турбобур А7Ш

вращения (500—600 об/мин), однако это не позволяет использовать долота и бурильные головки с герметизированными опорами, а также снижает показатели отбора керна. Для исключения указанного недостатка можно применить систему гидродинамического торможения вала турбобура. Это турбобуры А7ГТШ.

Трехсекционные турбобуры А7ГТШ конструктивно не отличаются от турбобуров А7Ш. В них вместо части турбин установлено определенное число ступеней гидроторможения. При прохождении потока промывочной жидкости через вращающиеся ступени гидротормоза в них создается противодействующий момент тем больший, чем выше частота вращения. При этом значительно снижаются разгонная и рабочая частоты вращения, что увеличивает крутизну линии моментов. Величины тормозного и рабочего моментов определяются числом ступеней турбины турбобура. За счет большей крутизны линии моментов нагрузочная способность турбобура увеличивается.

Для получения рабочей характеристики турбобура с гидроторможением, требуемой при бурении в конкретных геолого-технических условиях, необходимо соблюдать соответствующее соотношение числа ступеней турбины и числа ступеней гидротормоза. Частота вращения турбобура в рабочем режиме определяется выражением

$$n_2 = 0,9, n \frac{z_r}{z_r + z_{г.т}},$$

где n_1 — частота вращения в рабочем режиме турбобура серии А; z_r — число ступеней турбин; $z_{г.т}$ — число ступеней гидротормоза.

Конструктивные особенности турбобура А7ГТШ-1 позволяют помимо уменьшения частоты вращения значительно снизить уровень осевых вибраций, генерируемых породоразрушающим инструментом, что увеличивает часовую стойкость долота и проходку за рейс.

Турбобур А7ГТШ-1 (рис. III.39) предназначен для бурения при частотах вращения 250—300 об/мин.

Особенностями его являются: использование высокомоментных малолитражных низкооборотных турбин с перепускными каналами; наличие двух систем гидродинамического торможения: проточной, устанавли-

ваемой последовательно с турбинами на потоке промывочной жидкости, и непроточной, устанавливаемой под осевым подшипником секции; наличие систем подавления осевых вибраций путем применения гидравлических демпферов, конструктивно совмещенных с муфтами квадратного сечения, которые соединяют между собой турбинные и шпиндельную секции; наличие многоступенчатой системы лабиринтных уплотнений,

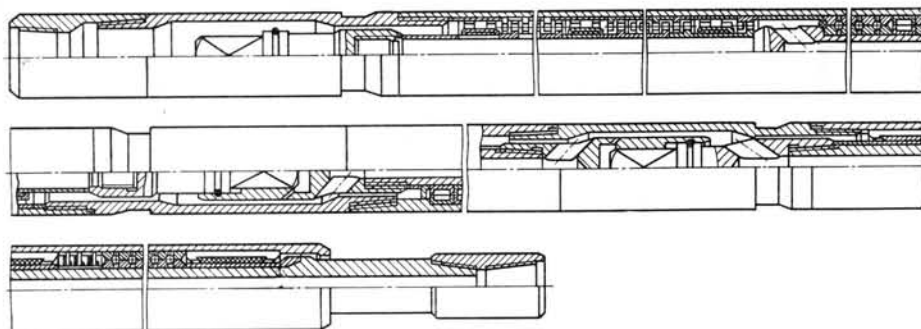


Рис. III.39. Турбобур А7ГТШ-1

позволяющей срабатывать в керноприемных снарядах и долотах высокие перепады давлений; независимая подвеска валов турбинных секций на шариковых подшипниках, существенно увеличивающая межремонтный период турбобура.

Рабочие характеристики турбобуров в трехсекционном исполнении

Шифр турбобура	ЗА7Ш	ЗА7ГТШ
Число турбин	354	135
Число гидротормозов	—	270
Расход жидкости, л/с	30	30
Частота вращения, об/мин, в режиме:		
рабочем	520	200
разгонном	1200	400
Крутящий момент, Н·м, в режиме:		
рабочем	2850	1700
тормозном	5700	3400
Перепад давлений, МПа, в режиме:		
тормозном	7,9	6,5
рабочем	12,2	7,0
разгонном	18,8	7,5

Примечания. 1. Рабочие характеристики сняты при работе с промывкой водой.

2. Рабочая характеристика турбобура ЗА7ГТШ снята на стенде Кольской ГРЭ. Турбобур укомплектован турбиной А7ПЗ.

По рабочим и эксплуатационным характеристикам эти турбобуры отвечают требованиям сверхглубокого бурения. Подшипники качения обеспечивают легкий запуск и безотказную работу при промывках, проработках и бурении, чего в условиях высоких забойных температур и высокой абразивности бурового раствора невозможно достичь, используя турбобуры с резинометаллическими опорами скольжения. Турбобуры типа А и АГТ можно успешно использовать при температурах промывочной жидкости до 200 °С, а также при работе с промывкой растворами с повышенным содержанием нефти и других углеводородов.

Турбина турбобуров типа А имеет повышенный крутящий момент и, что особенно важно для сверхглубокого бурения, наклонную линию давления: перепад давления, срабатываемый в турбине, максимален в разгонном режиме и постепенно уменьшается к тормозному. Такое изменение

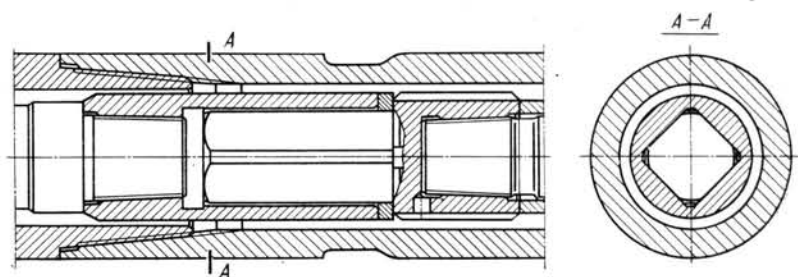


Рис. III.40. Соединение валов турбобура и шпинделя

ние давления в зависимости от частоты вращения вала турбобура позволяет контролировать режим работы двигателя, что является важным технологическим преимуществом. Вместо серийных конусно-шлицевых муфт турбобуры оснащены муфтами квадратного сечения, допускающими относительно осевое смещение валов секций и шпинделя (рис. III.40).

Эта замена позволяет получить ряд важных преимуществ. Турбинные секции и шпиндели можно заменять непосредственно на буровой. Секция, требующая ремонта или подлежащая замене вследствие необходимого изменения частоты вращения турбобура, может быть снята над ротором и заменена без разборки всего турбобура. Увеличивается межремонтный период турбобура. По достижении предельного осевого люфта подшипника шпинделя между валами нижней турбинной секции и шпинделя устанавливается регулировочное кольцо высотой, равной величине осевого износа подшипника. При этом роторы занимают первоначальное положение относительно статоров и подшипник шпинделя может отработаться вторично.

Снижается трудоемкость ремонта турбобуров при регулировке секций. Регулировка достигается установкой в полумуфты колец, размер которых определяется замером вылетов и утопания полумуфт относительно торцов корпусных деталей. Увеличивается работоспособность корпусов и переводников турбобуров вследствие уменьшения числа свинчиваний вдвое обусловленного отсутствием регулировки турбинных секций и шпинделей.

В связи со спецификой требований к турбобуру, работающему в сочетании с длинномерными керноприемными устройствами и повышенными вследствие этого нагрузками, присоединительная резьба 3-117 вала шпинделя А7Ш заменена резьбой 3-147. Некоторое усложнение сборки шпинделя полностью компенсируется повышением надежности аварийно-опасного соединения.

Винтовой забойный двигатель Д2-172М относится к машинам объемного (гидростатического) действия. По сравнению с другими забойными гидравлическими двигателями для привода долота винтовые двигатели имеют ряд преимуществ: низкая частота вращения при высоком крутящем моменте на валу, что позволяет получить увеличенные проходки за рейс; низкий перепад давления в двигателе, что создает возможность применять гидромониторные долота; контроль за работой двигателя и нагрузкой на долото по давлению на стояке насосов; простота

и малодетальность конструкции двигателя, что упрощает его ремонт и эксплуатацию. Все это позволяет успешно использовать винтовые забойные двигатели при бурении глубоких скважин, особенно с низкооборотными долотами с маслonaполненными опорами, а также с гидромониторными долотами.

По принципу действия винтовой забойный двигатель представляет собой планетарно-роторную гидромашину объемного типа с внутренним косозубым зацеплением рабочих органов. Основные детали двигателя — ротор и статор (рис. III.41). Статор 1 выполнен в виде стального корпуса с концевыми резьбами, к расточке которого привулканизована резиновая обкладка, имеющая на внутренней поверхности винтовые зубья левого направления. Стальной ротор 2 имеет наружные винтовые зубья также левого направления, число которых на единицу меньше, чем у статора. Ось ротора смещена относительно оси статора на величину эксцентриситета, равную половине высоты зуба. Шаги винтовых поверхностей ротора и статора пропорциональны числу зубьев этих деталей. Специальный профиль зубьев ротора и статора обеспечивает их непрерывный контакт и образование замыкающихся на длине шага статора единичных рабочих камер.

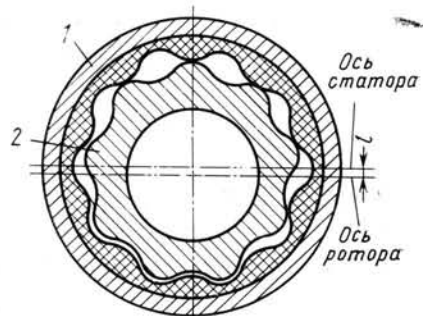


Рис. III.41. Поперечное сечение винтового двигателя

Жидкость, поступающая в двигатель от насосов установки, может пройти к долоту только в том случае, если ротор двигателя проворачивается внутри обкладки статора, обкатываясь по его зубьям под действием неуравновешенных гидравлических сил. При этом ротор совершает планетарное движение: геометрическая ось ротора вращается относительно оси статора против часовой стрелки (переносное вращение), а сам ротор поворачивается по часовой стрелке (абсолютное вращение). За счет разности в числах зубьев ротора и статора переносное вращение редуцируется в абсолютное с передаточным отношением, равным числу зубьев ротора, что обеспечивает сниженную частоту вращения и высокий крутящий момент двигателя.

Планетарное движение ротора преобразуется в соосное вращение вала шпинделя при помощи карданного вала, передающего крутящий момент и осевую нагрузку от ротора. Карданный вал состоит из двух двойных зубчатых шарниров, заполненных консистентной смазкой, и промежуточной трубы. Соединения шарниров с трубой в двигателе осуществляются посредством конических сопряжений, а шарниров с втулкой ротора и муфтой шпинделя — посредством конусно-шлицевых соединений. Шпиндель двигателя включает осевой многоступенчатый подшипник качения и радиальные резинометаллические опоры.

Устройство двигателя Д2-172М показано на рис. III.42. Двигатель выполнен по общей конструктивной схеме и включает: секцию рабочих органов (секцию двигателя) 1 и шпиндельную секцию (шпиндель) 2. В двигателе Д2-172М установлен шпиндель ШШО1-172 с шаровой многоступенчатой амортизированной опорой на базе двойного упорно-радиального шарикоподшипника. Двигатель комплектуется переливным клапаном для заполнения и опорожнения бурильной колонны при спуско-подъемных операциях.

Техническая характеристика винтового забойного двигателя

Рабочий объем двигателя, л	9
Расход жидкости, л/с	23—36
Частота вращения вала при максимальной мощности, об/мин	115—220

Крутящий момент при максимальной мощности, Н·м	2900—4150
Максимальная мощность, кВт	33—92
Перепад давления при максимальной мощности, МПа	4,5—6,0
Наружный диаметр, мм	172
Длина, мм	6875
Масса, кг	878

Примечание. Характеристика дана на основании стендовых испытаний в режиме максимальной мощности при работе с промывкой водой.

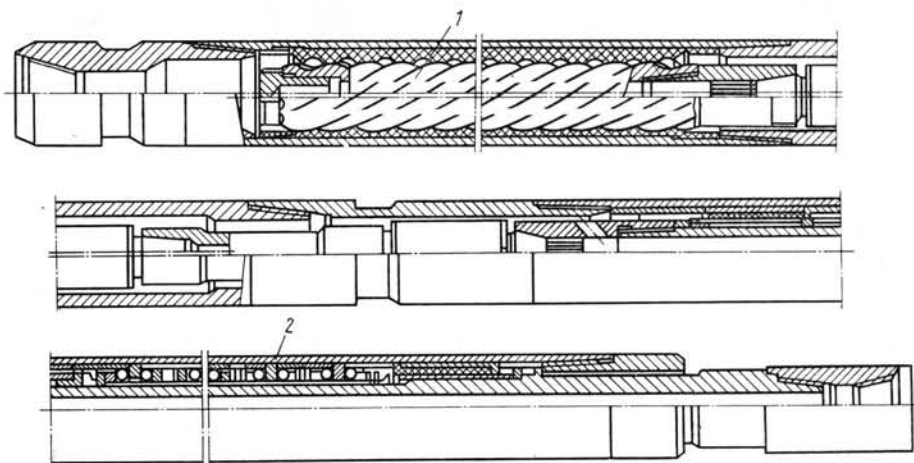


Рис. III.42. Винтовой забойный двигатель Д2-172М

Зависимости показателей характеристики в функции крутящего момента на валу приведены на рис. III.43. Следует отметить, что по мере износа рабочих органов и образования в них зазоров характеристика

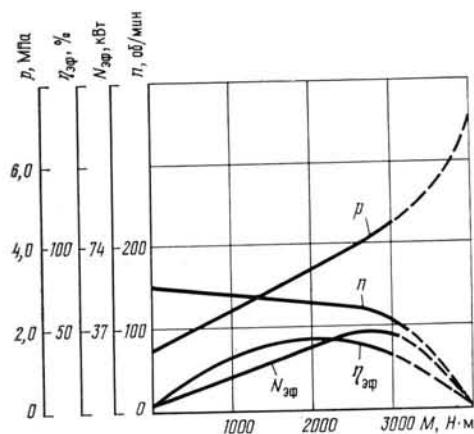


Рис. III.43. Характеристика винтового забойного двигателя Д2-172М:

p — давление; n — частота вращения; $N_{эф}$ — мощность; $\eta_{эф}$ — к. п. д. (промывочная жидкость — вода, расход $Q=23$ л/с)

винтового двигателя становится более «мягкой», т. е. зависимость n от M приближается к линейной, уменьшаются N и M . Двигатель сохраняет работоспособность до тех пор, пока величина развиваемого им момента превышает момент, необходимый для вращения долота при заданной осевой нагрузке. При изменении расхода жидкости для пересчета паспортных характеристик можно использовать приближенные соотношения: в режиме максимальной мощности двигателя частота вращения, крутящий момент и перепад давления изменяются пропорционально величине расхода, а мощность двигателя — пропорционально квадрату расхода.

Винтовой забойный двигатель Д2-172М предназначен для бурения вертикальных и наклонно-направленных скважин долотами диаметром 190—215,9 мм (предпочтительно низкооборотными долотами с герметизированной опорой, а также гидромониторными долотами), для бурения с отбором керна в сочетании с колонковым снарядом и использованием

в качестве промывочной жидкости воды, глинистого раствора, аэрированных жидкостей. В исключительных случаях допускается применение долот диаметром до 269 мм.

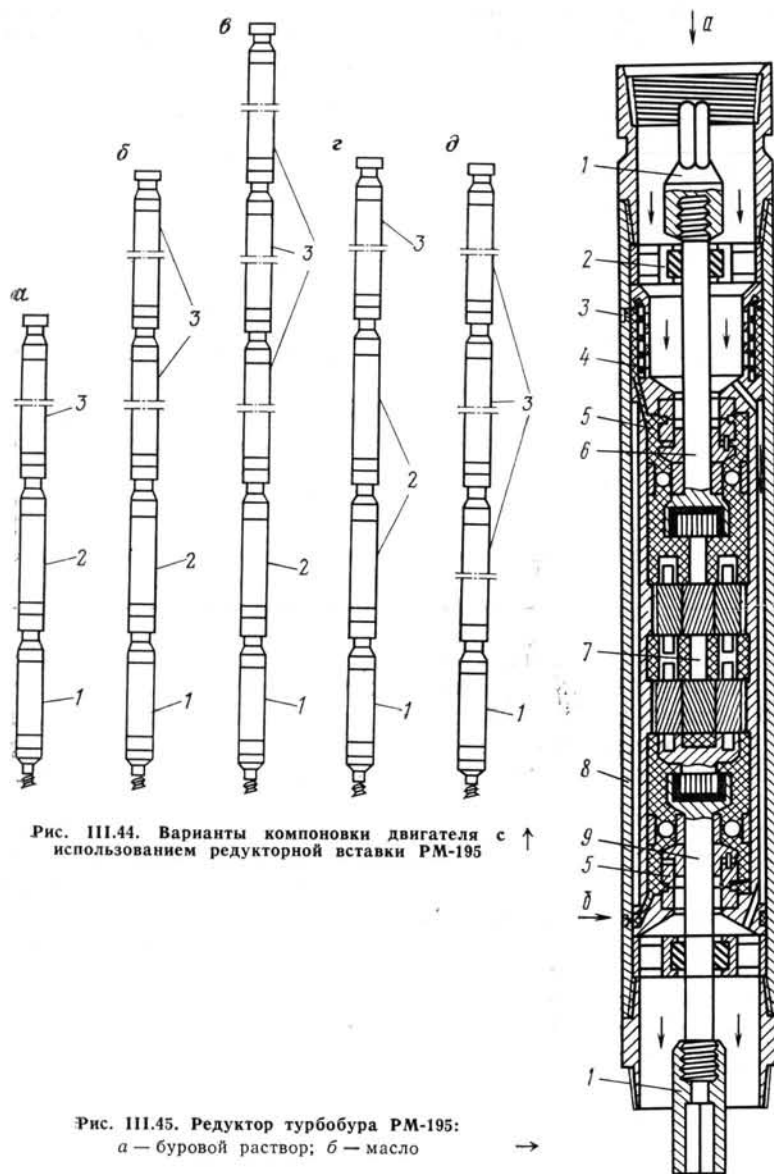


Рис. III.44. Варианты компоновки двигателя с ↑ использованием редукторной вставки РМ-195

Рис. III.45. Редуктор турбобура РМ-195:
а — буровой раствор; б — масло →

Редукторный турбобур ТРМ-195 обеспечивает частоту вращения породоразрушающего инструмента в пределах 80—250 об/мин. Это возможно вследствие агрегатного метода компоновки двигателя с использованием редукторной вставки РМ-195. Необходимую характеристику турбобура получают сочетанием только трех основных узлов: секций турбобура 3, редуктора 2 и шпинделя 1 (рис. III.44). Турбобур собирают непосредственно на буровой, используя для соединения замковые резьбы 3-171. В зависимости от условий бурения двигатель комплектуется одной или несколькими секциями, одним или двумя редукторами. Если же редуктор не требуется, например при бурении алмазными долотами,

турбобур собирают только из секций турбины и шпинделя, имеющих стандартную конструкцию.

Редуктор турбобура (рис. III.45) представляет собой сменный узел, размещенный в корпусе 8 диаметром 195 мм. Он состоит из планетарной механической передачи 7, входного 6 и выходного 9 валов, радиальных опор 2, системы маслозащиты и перепускного клапана 3. Двухряд-

ТАБЛИЦА III.12

Вариант компоновки двигателя (см. рис. III.45)	Число			Длина компоновки, м	Масса компоновки, кг	Передаточное отношение	Расход жидкости, л/с	Частота вращения, об/мин	Крутящий момент, Н·м	Максимальная мощность, кВт	Перепад давления, МПа	Коэффициент полезного действия, %
	секций турбобура	ступеней турбины	редукторов									
<i>a</i>	1	109	1	13,7	2600	3,69	24—28	150—175	2200—3020	35—55	2,2—2,9	64
<i>b</i>	2	218	1	21,2	4000	3,69	20—28	125—175	3080—6040	41—110	3,1—6,1	64
<i>в</i>	3	327	1	28,6	5400	3,69	18—20	115—125	3740—4620	45—61	3,7—4,6	64
<i>г</i>	1	109	2	17,2	3260	11,76	20—28	35—48	5230—10 250	20—52	1,6—3,2	59
<i>д</i>	3	327	—	25,9	4740	—	24—30	560—700	1960—3060	115—225	6,5—10,0	70

Примечание. Энергетические данные турбобура соответствуют жидкости плотностью 1 г/см³.

ная зубчатая планетарная передача с косозубым зацеплением Новикова, способная передавать крутящий момент более 10 000 Н·м, отличается износостойкостью и прочностью при ограниченных радиальных размерах редуктора. Важное значение имеет предусмотренная конструкцией предохранение передачи от перегрузок и колебаний нагрузки на долото.

Установленные на опорах входной и выходной валы соединяют передачу с валами турбинной секции и шпинделя полумуфтами 1. Система маслозащиты включает уплотнение 5 торцового типа и лубрикатор 4. Лубрикатор предназначен для компенсации утечек масла в процессе эксплуатации и стабилизации давления в маслonaполненной полости редуктора. Конструкция и технология изготовления уплотнений обеспечивают их надежную работу в абразивной и химически активной средах, при интенсивных осевых и радиальных вибрациях, в условиях пульсации давления бурового раствора. Термостойкость редуктора доведена до 250 °С.

Основные характеристики турбинных компоновок с редукторной вставкой приведены в табл. III. 12. Рекомендуемый диаметр долот 212—270 мм.

ВЫСОКОПРОЧНЫЕ БУРИЛЬНЫЕ ТРУБЫ

Легкосплавные бурильные трубы с внутренними законцовками и коническими стабилизирующими поясками ЛБТВК-147 и стальные замки ЗЛК-178 к ним предназначены для бурения глубоких и сверхглубоких скважин турбинным и роторным способами. Соединение труба — замок, состоящее из конической трапецеидальной резьбы ТТ-138 в сочетании с гладкими коническими стабилизирующими поверхностями, исключает срез резьбы и усталостное разрушение, что значительно увеличивает надежность и долговечность легкосплавных бурильных труб. Наличие в соединении труба — замок конических поверхностей, сопря-

женных с натягом, а также внутренних упорных поверхностей обеспечивает высокую герметичность этого соединения.

В соединении применена разработанная ВНИИБТ трапецеидальная резьба с конусностью 1:32, шагом 5,08 и углом профиля 30°. Применение резьбы с сопряжением по внутреннему диаметру и одной стороне

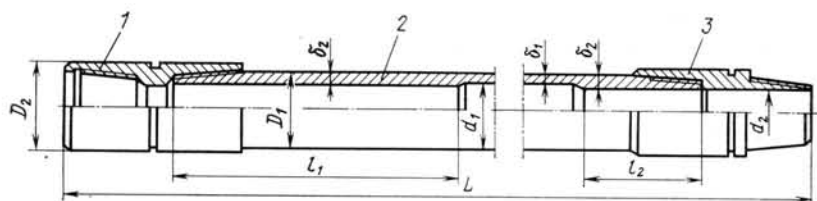


Рис. III.46. Буровая труба ЛБТВК-147 с замками ЗЛК-178:

1 — муфта; 2 — труба; 3 — ниппель

профиля позволяет точно выдержать заданную посадку по резьбе у свинченного соединения. Стабилизирующий пояс выполнен с конусностью также 1:32. Предел выносливости труб ЛБТВК значительно выше стандартных труб ЛБТ.

Сборка труб ЛБТВК-147 с замками ЗЛК-178 может проводиться как «холодным», так и «горячим» способом. При «горячей» сборке необходимо принять меры по ограничению разогрева трубы в контакте с замком (внутреннее охлаждение трубы) для сохранения исходных показателей механических свойств алюминиевых сплавов. Конструкция трубы ЛБТВК-147 с замком ЗЛК-178 приведена на рис. III.46.

Основные размеры и характеристика ЛБТВК-147

Толщина стенки δ_1	11	13	15	17
Диаметр трубы, мм:				
наружный D_1	147	147	147	147
внутренний d_1	125	121	117	113
Толщина стенки утолщенных концов δ_2 , мм	17	20	22	24
Номинальная длина трубы, м:				
без замка	12	12	12	12
с замком L	12,4	12,4	12,4	12,4
Длина утолщенных концов, мм:				
со стороны муфты l_1	1750	1750	1750	1750
со стороны ниппеля l_2	250	250	250	250
Площадь сечения, см ² :				
тела трубы	47,0	54,7	62,2	69,4
канала в теле трубы	122,7	144,9	107,4	100,2
канала в утолщенных концах	100,2	89,8	83,3	76,9
Масса 1 м трубы, кг:				
с учетом утолщений	13,9	16,1	18,2	20,1
с учетом утолщений и массы замка	18,8	21,0	23,1	25,0

Основные размеры буровых замков ЗЛК-178

Диаметр, мм:		
наружный D_2		178
внутренний d_2		101
Длина замка в сборе, мм		573
Резьба:		
замковая		З-147
трубная		ТТ-138×5,08×1:32
Масса замка, кг		61

При бурении скважины СГ-3 в интервале до 8000 м применяли легкосплавные бурильные трубы стандартной конструкции с облегченными замками ЗЛ-172.

При бурении СГ-3 на больших глубинах использовали легкосплавные бурильные трубы ЛБТВК-147 из различных алюминиевых сплавов (Д16Т; 01953 и АК4-1) со стальными замками ЗЛК-178 (ранее ЗЛК-172) из стали 40ХН и 40ХМ1ФА. Применение различных алюминиевых сплавов для изготовления бурильных труб обусловлено различием условий работы труб по интервалам скважины, определяемым главным образом действующими напряжениями и температурой среды.

На основе проведенных ранее исследований для указанных условий были выбраны и специально разработаны сплавы: 1) Д16Т — сплав системы Al—Cu—Mg, хорошо освоенный промышленностью, упрочняемый термообработкой, имеет среднюю прочность, обладает коррозионной стойкостью и теплоустойчивостью до 150 °С, допустимая глубина спуска труб 9500 м; 2) 01953 — высокопрочный сплав системы Al—Zn—Mg—Cu, специально разработанный для изготовления бурильных труб и освоенный промышленностью, упрочняется термообработкой, обладает средней коррозионной стойкостью, теплоустойчивостью до 100 °С, допустимая глубина спуска труб 6000 м; 3) АК4-1 — сплав системы Al—Cu—Mg—Fe—Ni, широко применяемый для прессованных изделий, упрочняемый термообработкой, обладает средней коррозионной стойкостью, прочностью и теплоустойчивостью до 200 °С, допустимая глубина спуска труб 13000 м.

Основные физико-механические свойства материала бурильных труб

Сплав	Д16Т	01953 *	АК4-1 **
Предел текучести σ_T , МПа, не менее	330	490	280
Предел прочности при растяжении σ_B , МПа, не менее	450	540	400
Относительное удлинение δ_0 , %	11	7	12
Относительное сужение ψ , %	20	15	26
Твердость НВ	120	150	130
Плотность ρ , г/см ³	2,8	2,8	2,8
Модуль упругости, МПа:			
I рода Е	$0,72 \times 10^5$	$0,70 \times 10^5$	$0,73 \times 10^5$
II рода G	$0,26 \times 10^5$	$0,275 \times 10^5$	$0,275 \times 10^5$
Коэффициент Пуассона μ	0,33	0,31	0,31
Коэффициент линейного теплового расширения α , 1/°С	$22,5 \times 10^{-6}$	$23,8 \times 10^{-6}$	$23,8 \times 10^{-6}$

* Физико-механические свойства сплава 01953 указаны согласно СТУ-94-4-68;

** Физико-механические свойства сплава АК4-1 указаны согласно данным, взятым из раб-оты: Алюминиевые сплавы. Справочное руководство. М., Металлургия, 1972.

Механические свойства материала бурильных замков ЗЛК-178

Марка стали	40ХН	40ХМ1ФА
Предел текучести σ_T , МПа, не менее	750	800
Предел прочности σ_B , МПа, не менее	900	900
Относительное удлинение δ_0 , %, не менее	10	14
Относительное сужение ψ , %, не менее	45	50
Ударная вязкость 10^5 Дж/м ²	7	8
Твердость НВ	285—341	285—363

Стальные бурильные трубы ТБВК-140 с внутренней высадкой концов и коническими стабилизирующими поясками с замками ЗШК-178 предназначены для бурения глубоких и сверхглубоких скважин в тяжелых и осложненных условиях роторным и турбинным способами. Соединение трубы с замком, состоящее из конической трапецеидальной резьбы в сочетании с гладкими коническими поверхностями, исключает его усталостные поломки; наличие в соединении внутренних упорных поверхностей, а также сопряжение с натягом гладких конических поверхностей обеспечивают его высокую герметичность.

Замки крепят на бурильных трубах в «горячем» состоянии при нагреве до 400—450 °С. В соединении применена разработанная ВНИИБТ трапецеидальная резьба с конусностью 1:32, шагом 5,08 и углом профиля 30°. Применение резьбы с сопряжением по внутреннему диаметру и одной стороне профиля позволяет точно выдержать заданную посадку по резьбе у свинченного соединения. Стабилизирующий поясok вы-

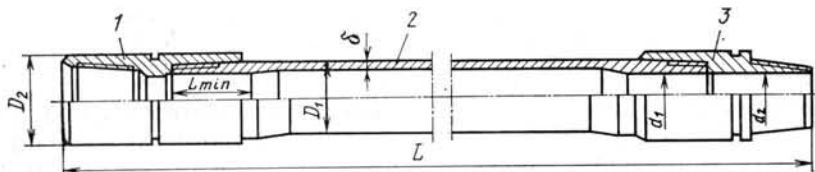


Рис. III.47. Бурильная труба ТБВК-140 с замком ЗШК-178:
1 — муфта; 2 — труба; 3 — nipple

полнен с конусностью 1:32. Предел выносливости ТБВК значительно выше стандартных труб.

Конструкция трубы ТБВК-140 с замком ЗШК-178 приведена на рис. III.47.

Основные размеры бурильной трубы ТБВК-140 *

Толщина стенки δ , мм	10	11	12	13,5
Внутренний диаметр в высадке d_1 , мм	100	100	100	98
Длина высадки L_{min} , мм	155	155	160	160
ТУ, ГОСТ	ГОСТ 631—75		ТУ 14-3-1002—81	

* Т — труба; Б — бурильная; В — с высаженными внутрь концами; К — с коническими стабилизирующими поясами; 140 — диаметр.

Основные размеры бурильного замка ЗШК-178

Диаметр, мм:

наружный D_2	178
внутренний d_2	101
Длина в сборе, мм	573

Резьба:

замковая	3-147
трубная	ТТ-132×5,08×1:32
Масса, кг	61

При бурении СГ-3 использовали высокопрочные бурильные трубы ТБВК-140 из стали 30ХГСНМ (ТУ 14-3-1002—81) и высокопрочные бурильные замки ЗШК-178 из сталей 40ХН (ГОСТ 4543—71) и 40ХМІФА (ТУ 14-1-2634—78).

Механические свойства стали марки 30ХГСНМ

Предел текучести σ_T , МПа, не менее	900
Предел прочности σ_B , МПа, не менее	1000
Относительное удлинение δ_5 , %, не менее	12
Относительное сужение ψ , %, не менее	40
Ударная вязкость, 10^5 Дж/м ² , не менее	3
Твердость НВ	—

В настоящее время при углублении СГ-3 успешно используются бурильные трубы ТБВК-140 группы прочности Р с толщинами стенок 13,5; 12 и 11 мм, собранные с замками ЗШК-178 из стали 40ХМІФА.

ПРОМЫВочНЫЕ РАСТВОРЫ

В интервале 0—81 м СГ-3 бурили с промывкой глинистым раствором, обработанным КМЦ-350 и кальцинированной содой. Раствор содержал 10—15 % бентонитового порошка и имел следующие показатели:

Плотность, г/см ³	1,14—1,20
Условная вязкость по СПВ-5, с	30—60
Фильтрация за 30 мин, см ³	15—40
Толщина глинистой корки, мм	2—3

Интервал 81—1875 м бурили согласно техническому проекту с использованием технической воды. Однако неудовлетворительный вынос выбуренной породы, частые профилактические промывки вызвали необходимость применения глинистого раствора. К раствору, применявшемуся при бурении интервала 0—81 м, добавили 0,2—1,0 % мас. углещелочного реагента. Показатели раствора при этом были следующие.

Плотность, г/см ³	1,08—1,14
Условная вязкость по СПВ-5, с	20—30
Фильтрация за 30 мин, см ³	10—15
Толщина глинистой корки, мм	1,5—3
Содержание песка, %	0,5—1,5
СНС _{1/10} , Па	2/5—10/14
pH	7—9

Этот раствор применяли с глубины 1875 до 5295 м, а затем перешли на промывку малоглинистым эмульсионным раствором. Благодаря использованию модифицированного бентонита высшего сорта содержание глинистой фазы было снижено до 5 %, а в рецептуре дополнительно появилась смазочная добавка смад-1 (1—3 % об). Полученная эмульсия хорошо предохраняла бурильную колонну от коррозии. Она имела следующие показатели.

Плотность, г/см ³	1,04—1,06
Условная вязкость по СПВ-5, с	25—50
Фильтрация за 30 мин, см ³	20—40
Толщина глинистой корки, мм	1—2
СНС _{1/10} , Па	2/3—12/14
pH	8,5—9,0

Дальнейшее совершенствование рецептуры привело к замене КМЦ и УШР метасом. Таким образом, в интервале 7065—7952 м для химической обработки применяли метас (0,25—0,3 % мас.) и смад-1 (1—3 % об.). Причем метас не только хорошо стабилизировал глинистую фазу, но и действовал как селективный флокулянт тонких фракций выбуренной породы. При этом снизились гидравлические сопротивления.

Раствор имел следующие показатели.

Плотность, г/см ³	1,03—1,04
Условная вязкость по СПВ-5, с	50—100
Фильтрация за 30 мин, см ³	8—12
Толщина глинистой корки, мм	1,0—3
СНС _{1/10} , Па	0,5/3—14/16
pH	8,5—9,8
Содержание твердой фазы, %	7—10

Однако низкая эффективность работы очистных устройств, большая чувствительность бентонитового раствора к загрязнению выбуренной породой, сложность поддержания в 400—500 м³ глинистого раствора оптимальной концентрации метаса приводили к значительному колебанию практически всех свойств раствора, что затрудняло бурение скважины. Кроме того, в связи с недостаточной вязкостью данного раствора в призабойной зоне, обусловленной природой полимербентонитового раствора, призабойная зона зашламлялась, образовывались шламовые пробки. Значительный эффект давали периодические промывки скважины. Необходимость в них по мере углубления скважины

стала резко возрастать. Для ликвидации этих отрицательных явлений, а также с целью некоторого повышения плотности раствора с глубины 7952 м перешли на промывку глинистым раствором на основе дружковского глинопорошка. Соотношение компонентов данного раствора следующее (в %).

Глина каолинитовая	25—30
КМЦ-400 (500)	0,3—0,5
Нитролигнин	0,2—0,3
Хромпик	0,05—0,1
Смад-1	2—4
Графит	1,5—2

Показатели раствора

Плотность, г/см ³	1,15—1,20
Условная вязкость по СВП-5, с	40—60
Фильтрация за 30 мин, см ³	3—7
Толщина глинистой корки, мм	0,5—1,5
pH	8,5—9,2

Применение такого раствора улучшило очистку ствола скважины и уменьшило диапазон колебаний гидродинамического давления, но тем не менее до глубины 8800 м силы сопротивления движению бурильной колонны продолжали расти. Повышенный расход КМЦ-500 (600), предположительно связанный с термодеструкцией реагента, предопределил использование метаса в качестве основного стабилизатора, а оптимизация соотношения между количеством и составом твердой фазы позволила полностью отказаться и от применения реагента-разжижителя — нитролигнина.

Так как бурильная колонна на 80 % состоит из легкосплавных труб, понижение щелочности раствора до $pH=7,5\div 7,9$ улучшало условия ее работы в скважине. Это было осуществлено в основном введением порошкообразного метаса. Крутящий момент снизился на 15—20 %. Для лучшего эмульгирования смад в экстремальных условиях начали применять анионоактивные ПАВ — сульфонол, НП-3. В результате интервал 8900—9600 м был пройден при пониженных значениях сил сопротивления и с хорошими показателями механического бурения.

Интервал 9350—9750 м бурили с промывкой утяжеленным эмульсионным раствором.

Состав раствора (в %):

Глина каолинитовая	15—18
Барит	15—30
Метас	0,2—0,3
Нитролигнин	0,2—0,3
Хромпик	0,02—0,05
Смад-1	3—4
Графит	2—2,5

Применение в качестве утяжелителя барита создало условия для гидрофобной флокуляции твердой фазы, что с учетом высокого рабочего давления при бурении и турбулентного потока промывочной жидкости привело к интенсивному гидроабразивному износу внутренней поверхности суженных зон легкосплавных бурильных труб. Несмотря на высокую седиментационную устойчивость раствора, в процессе циркуляции часто происходили колебания давления в пределах 2—4 МПа. Показатели раствора были следующие.

Плотность, г/см ³	1,30—1,43
Условная вязкость по СВП-5, с	40—120
Фильтрация за 30 мин, см ³	4—8
Толщина глинистой корки, мм	1—2
СНС _{1/10} , Па	6/8—16/20
pH	8,2—8,8
Содержание твердой фазы, %	32—45

С глубины 9910 м вернулись к рецептуре неутяжеленного эмульсионного раствора. Для предупреждения и ликвидации высокотемпературной флокуляции глинистых частиц, а также для улучшения химического состава водной фазы в раствор дополнительно ввели триполифосфат натрия (0,01—0,05 %). Концентрация каолининовой глины была уменьшена до 15—22 %, а метаса до 0,15—0,2 %. Получили раствор со следующими показателями.

Плотность, г/см ³	1,12—1,15
Вязкость по СПВ-5, с	30—100
Фильтрация за 30 мин, см ³	5—8
Толщина глинистой корки, мм	2—3
СНС _{1/10} , Па	2/4—14/16
pH	7,2—7,6
Содержание твердой фазы, %	20—25

Несмотря на высокую забойную температуру, вследствие оптимизации соотношения между реагентами и твердой фазой, комплексного подхода к смазочным свойствам был резко понижен расход реагентов (особенно смада, метаса, хромпика, графита) на 1 м проходки. Термостойкость данного раствора превышала 200 °С, хотя по смазочным свойствам его показатели значительно ухудшались при температуре выше 160 °С.

ТЕЛЕМЕТРИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ИНДИКАЦИИ ЧАСТОТЫ ВРАЩЕНИЯ ЗАБОЙНОГО ДВИГАТЕЛЯ

Основываясь на опыте, накопленном при создании и эксплуатации забойных телеметрических систем типа ГТН, использование которых ограничено глубиной скважин 5000 м, специалистами Кольской геологоразведочной экспедиции была разработана и внедрена при проходке СГ-3 с глубины 9745 м телеметрическая система контроля частоты вращения турбобура с забойным генератором импульсов ГИЗ.03 и наземной приемной аппаратурой УНП-1. Наиболее ответственный узел телесистемы, требующий повышенной надежности — передающее устройство — забойный генератор, работающий в призабойной зоне в условиях повышенных температур, больших гидростатических давлений, химически активной среды и значительных вибраций.

Конструкция забойного индикатора ГИЗ.03 (рис. III.48) включает маслonaполненный планетарный редуктор 2, входной вал которого через хвостовик 1 связан с валом забойного двигателя, а выходной — с кулачковым механизмом 3, преобразующим вращательное движение забойного двигателя в возвратно-поступательное движение штока клапана 5. Седло клапана 6 установлено в подвижном относительно корпуса «плавающем» поршне 7, который при спуске инструмента восходящим потоком поднимается вверх, обеспечивая переток раствора, а при работе генератора садится в гнездо, создавая регламентируемый зазор между клапаном и седлом. В случае попадания в зазор между клапаном и седлом крупных частиц шлама поршень 7, поднимаясь, увеличивает зазор и тем самым предохраняет редуктор и кулачковый механизм от перегрузок.

Полость редуктора заполняется тяжелой жидкостью, плотность которой (1,9 г/см³) выше плотности бурового раствора, и изолируется от прямого контакта с раствором резиновым подвижным элементом 4. Такая конструкция обеспечивает защиту редуктора от попадания бурового раствора и выравнивает давление сред.

Кинематическая схема генератора импульсов выполнена так, что через каждые 100 оборотов забойного двигателя уменьшается зазор в

паре клапан—седло до регламентируемого и в гидравлическую линию связи поступает импульс давления, который принимается и обрабатывается низкочастотным приемным устройством УНП-1, блок-схема которого приведена на рис. III.49. Блоки I и II расположены соответственно на буровой и в комплекте диспетчерского пульта.

Датчик давления приемника I типа МЭД-600 снабжен широтно-импульсным преобразователем 2. Модулированный сигнал от него по кабелю передается в диспетчерскую на демодулятор 3. Инфранизкочастотный фильтр 4 позволяет выделить полезный сигнал, компаратор 5 формирует последовательность импульсов, длительность периода которых обратно пропорциональна частоте вращения вала турбобура. Импульсный преобразователь 6 преобразует время длительности импульса в пропорциональное напряжение, а линейаризатор 7 осуществляет кусочно-линейное обратное преобразование функции $1/x$ в напряжение, прямо пропорциональное частоте вращения вала турбобура. Блок масштабных усилителей 8 позволяет подключить на выход устройства аналоговый регистратор 9, щитовой указатель 10 и указатель на пульте бурильщика 11. Для контроля линии связи и характеристики забойных генераторов сигнал с демодулятора 3 через фильтр 12 подается на регистратор 13, позволяющий определить амплитуду полезного сигнала и уровень помех в линии связи.

Телеметрическая система обеспечила надежную индикацию частоты вращения забойного двигателя по гидравлической линии связи.

ОБОРУДОВАНИЕ УСТЬЯ СКВАЖИНЫ

Кольская скважина бурится в кристаллических породах, где не ожидается проявлений пластовых флюидов, давление превышает гидростатическое, оборудование устья выполнено по упрощенной схеме (рис. III.50), в которой учитывается специфика бурения опережающим стволом и обеспечиваются возможность обратной промывки, проворот и смена съемной колонны, а также ряд вспомогательных операций, связанных с экспериментальным характером работ.

На устьевую трубу 10 (см. рис. III.50) обсадной колонны диаметром 325 мм (спущена и зацементирована до глубины 2000 м), навернут специальный переводник — пьедестал 9, на котором свободно подвешена съемная колонна 8 диаметром 245 мм (спущена на глубину 1995 м и предназначена для предохранения 325-мм колонны от износа и обеспечения однородности сечения скважины). В муфту 7 съемной колонны ввернуто два-три укороченных патрубка 4, использующихся при расхаживании и проворотах колонны и предохраняющих резьбу муфты 7 от возможного износа при проведении упомянутых операций.

На верхнем патрубке 4 смонтирован экспериментальный универсальный вращающийся превентор УВП-230×210 3 машиностроительного завода им. л-та Шмидта (г. Баку).

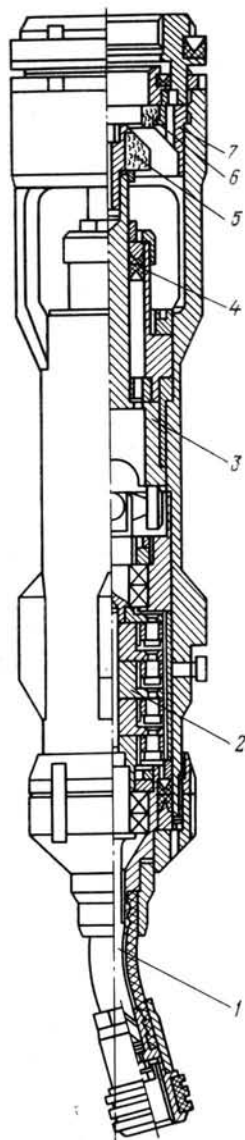


Рис. III.48. Гидравлический индикатор частоты вращения вала забойного двигателя

Техническая характеристика превентора

Диаметр проходного отверстия, мм	230
Рабочее давление, МПа:	
без вращения	21
допускаемое при частоте вращения 10 об/мин	10,0
максимальное гидросистемы	6,5
Максимальная частота вращения, об/мин	100
Максимальный наружный диаметр уплотняемых элементов колонны, мм	225
Наибольший диаметр, мм	990
Высота, мм	1465
Масса, кг	492

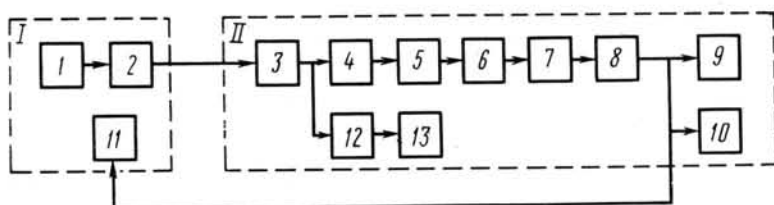


Рис. III.49. Блок-схема УНП-1

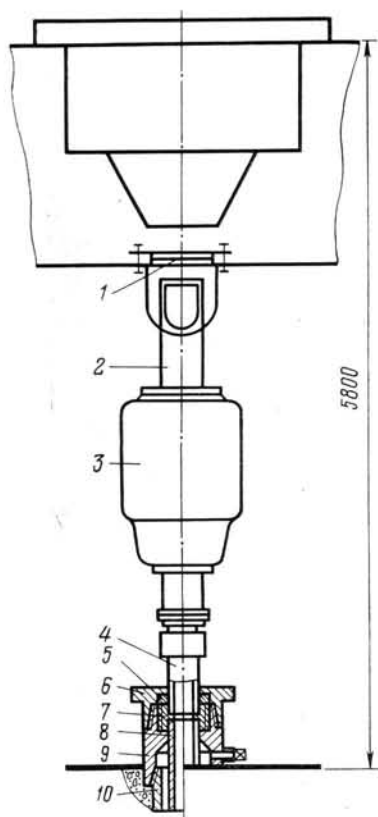
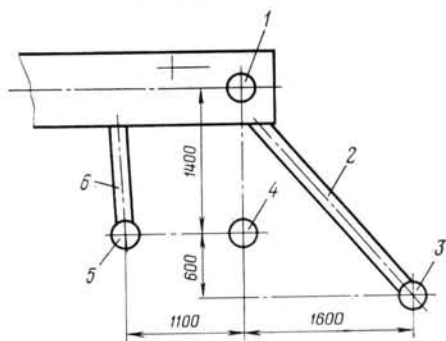


Рис. III.50. Схема оборудования устья скважины

Рис. III.51. Схема размещения технологических шурфов в буровой



Превентор предназначен для герметизации устья скважины, а также для вращения и расхаживания буровой колонны при герметизированном устье. Уплотнитель обеспечивает герметизацию вокруг любой части буровой колонны, а также при отсутствии в скважине инструмента. Усилие обжатия буровой колонны уплотнителем регулируется. Управление превентором дистанционное гидравлическое.

На сливном патрубке 2 в специальной ванне смонтировано устройство 1 УПП-324 конструкции Полтавского отделения УкрНИГРИ для

предупреждения попадания посторонних предметов в скважину. Межколонное пространство герметизируется поджатием уплотнительного набора 5 специальной резьбовой гайкой 6. Схема подвески и герметизации устья позволяет вести обратную промывку при давлении 15 МПа, которое регламентировано прочностными свойствами обсадной 325-мм колонны. Межколонная полость оснащена манометром и нагнетательным трубопроводом, соединенным с центробежным насосом, с помощью которого промывается полость после каждого рейса, а также доливаеся скважина при подъеме бурильной колонны.

Оборудование устья обеспечивает возможность беспрепятственной смены съемной колонны, а также периодический ее проворот, что значительно увеличивает срок службы колонны.

На рис. III.51 показано размещение вспомогательных технологических шурфов 4 и 5 и шурфа 3 под ведущую трубу с привязкой их к оси скважины 1. Шурфы 3 и 5 обвязаны с желобной системой линиями 2 и 6. Глубина технологических шурфов соразмерна с длиной используемых при бурении УБТ, а также компоновок низа бурильной колонны. Шурфы могут оказаться полезными как для проведения различных экспериментальных работ, так и для контрольной поверки геофизических приборов.

КОМПОНОВКИ НИЗА БУРИЛЬНОЙ КОЛОННЫ

При бурении скважины в зависимости от конкретных задач и геолого-технических условий применяли различные компоновки низа бурильной колонны (КНБК). По мере углубления ствола и накопления опыта компоновки совершенствовались. Наиболее важными были требования обеспечения максимального отбора керна и сохранения вертикальности ствола.

Компоновки для отбора керна

Для отбора керна использовали в основном снаряды трех типов: а) керноотборный снаряд КДМ-195-214/60, конструкция которого приведена на рис. III.37; б) керноотборный снаряд МАГ-195-214/60; в) керноприемная надставка КН-2 к турбобуру. Для отбора керна в осложненных зонах экспедицией была разработана керноприемная надставка КН-2. Корпус ее соединяется с корпусом шпинделя, а полый вал надставки — с валом шпинделя.

Керноприемная надставка (рис. III.52) состоит из следующих основных узлов: переводника корпуса 1, корпуса 2, верхней 3, средней 4 и нижней 5 секций вала, упорного кольца 6, втулки опоры 7, ниппеля 8, переводника вала 9, керноприемной трубы 10.

Нижняя секция вала с помощью переводника соединяется с бурильной головкой 2В-К214/60ТКЗ. Длина вращающейся части менее 1 м.

Компоновки для борьбы с кривизной ствола

При бурении скважины до глубины 5340 м для борьбы с кривизной применяли КНБК, включающие либо кривой переводник, либо турбобур с накладкой на шпинделе, либо турбинный отклонитель (ОТ). Принципиальная схема компоновки активного типа для борьбы с кривизной ствола скважины приведена на рис. III.53.

Плоскость действия отклонителя против кривизны ориентировали с помощью забойной телеметрической системы СТТ, которая состоит из глубинного передающего устройства, проводного канала связи, ка-

бельного переводника, кабельной лебедки и наземной аппаратуры. В общей сложности в СГ-3 проведено более 100 рейсов с использованием СТТ, задача которого — плавное выправление искривленного ствола.

Наибольший эффект снижения кривизны был получен в интервале 3125—3150 м (1° на 10 м) с использованием ОТ-195. При глубине сква-

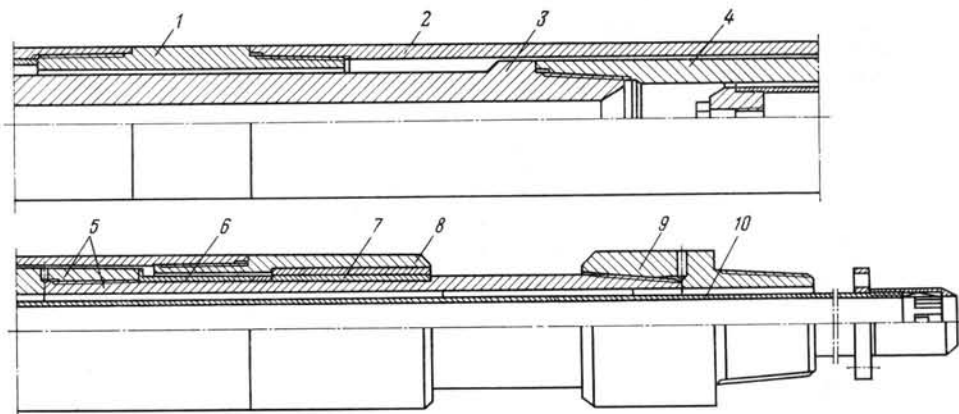


Рис. III.52. Кernoприемная наставка КН-2 к турбобуру

жины более 5340 м применение указанной активной компоновки оказалось неэффективным в связи с усложнением операций по ориентированию отклонителя и значительным повышением затрат времени на их осуществление. При дальнейшем углублении скважины в качестве средства борьбы с кривизной была применена компоновка маятникового ти-

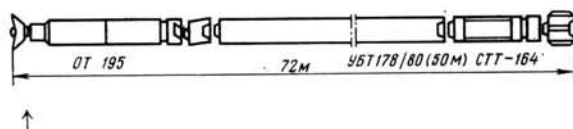
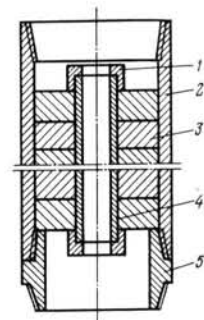


Рис. III.53. Компоновка для борьбы с кривизной ствола скважины активного типа

Рис. III.54. Конструкция маятниковой компоновки:

1 — поджимная гайка; 2 — корпус; 3 — свинцовый диск; 4 — циркуляционная труба; 5 — нижний переводник



па. Конструкция этой компоновки показана на рис. III.54. Основные направления повышения эффективности компоновки — максимальное увеличение массы «маятника», повышение боковой фрезерующей способности долота, ограничение механической скорости проходки в интервалах, способствующих интенсивному росту зенитного угла.

Компоновки для бурения в прихватоопасных зонах

Для снижения вероятности заклинивания КНБК в осложненных, прихватоопасных зонах применяли компоновки с минимальной подвеской инструментов под валом турбобура в следующих сочетаниях: трехшарошечное долото — РОП-9В—ТРС; трехшарошечное долото — ТРС; трехшарошечное долото — РОП-9В; трехшарошечное долото.

Бурили с ограничением механической скорости при наблюдении за изменением частоты вращения турбобура и периодическом отрыве долота от забоя.

Компоновки для забуривания нового ствола

Для забуривания второго ствола с ориентированием отклонителя применение известных компоновок оказалось невозможным на больших глубинах. Забуривание с цементного моста очень сложно, так как цемент, попадающий при этом в глинистый раствор, сильно ухудшает его свойства (силы сопротивления возрастают на 200—300 кН, крутящий момент на 13—15 кН·м и более).

Для забуривания нового ствола без ориентирования отклонителя и установки цементного моста была разработана компоновка, работающая по принципу отвеса (рис. III.55). Зарезка нового ствола начинается с наработки уступа в течение четырех — шести рейсов в зависимости от величины зенитного угла в интервале зарезки. Бурильная колонна подбирается так, чтобы при полном заходе ведущей трубы долото находилось на глубине нарабатываемого уступа. Нарботка производится снизу вверх. Общая длина получаемого желоба над уступом составляет 30—35 м. Механическая скорость наработки снижается сверху вниз. Наличие уступа проверяется разгрузкой бурильной колонны с неработающим долотом.

После наработки уступа из компоновки убирают кривой переводник и углубление ведут с ограниченной механической скоростью в интервале 80—100 м ниже уступа, затем переходят к бурению на нормальном режиме. Такими компоновками по описанной технологии в СГ-3 проводили зарезки второго ствола при зенитном угле от 13 до 2°.

Компоновки для расширения скважины до диаметра 394 мм

Расширение скважины с 214 до 394 мм до глубины 2000 м проводили в два этапа. На первом этапе ствол расширяли до диаметра 295 мм долотами с твердосплавным вооружением типа К с использованием турбобуров А7Н4С. На втором этапе с диаметра 295 до 394 мм — долотами, изготовленными специально для СГ-3, и расширителями РШП-394 и РДУ-394 (рис. III.56).

ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА ДЛЯ ПРОФИЛАКТИКИ И БОРЬБЫ С ОСЛОЖНЕНИЯМИ И АВАРИЯМИ

Характерная особенность проходки сверхглубокой скважины — усложнение с ростом ее глубины оперативного выполнения профилактических мер по предупреждению и ликвидации аварийных ситуаций и осложнений. Стандартные средства оказываются либо малозффективны, либо непригодны вообще. Большой объем скважины затрудняет возможность регламентированной ее промывки после рейса.

Значительные сложности возникают при доведении до забоя лопастных средств, когда появляется опасность загрязнения скважины и прекращения циркуляции; проблемой остается очистка забоя от метал-

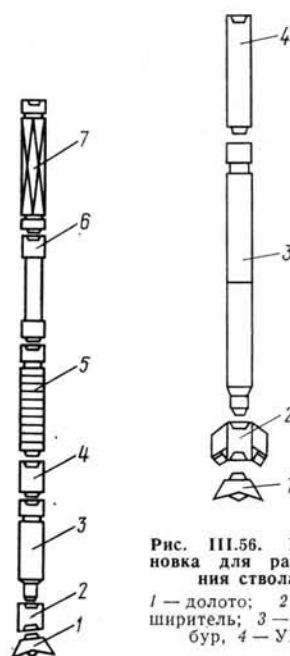


Рис. III.56. Компоновка для расширения ствола:

1 — долото; 2 — расширитель; 3 — турбобур, 4 — УБТ

Рис. III.55. Компоновка для забуривания нового ствола:

1 — трехшарошечное долото диаметром 215,9 мм; 2 — кривой переводник 5° 30'; 3 — турбобур А7Ш (одна секция); 4 — датчик турботактометра; 5 — свинцовый маятник длиной около 14 м; 6 — СБТ-114×10 (гибкое звено); 7 — УБТ квадратного сечения

ла. При заклинивании низа бурильной колонны наиболее частой и значительной аварийной ситуацией на больших глубинах является отсоединение колонны от прихваченной части. Эффективными в этих случаях оказались разработанные и внедренные специальные технические средства.

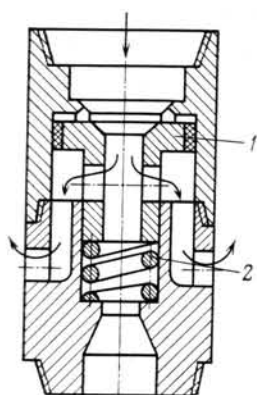


Рис. III.57. Перепускной клапан бурильной колонны

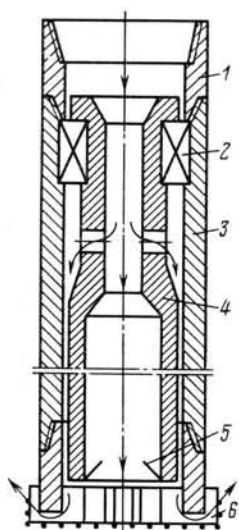


Рис. III.58. Механический забойный ловитель металла

Перепускной клапан предназначен для постоянного заполнения колонны буровым раствором при спуске в скважину без риска зашламования двигателя или ловильного инструмента. Этот клапан обеспечивает также возможность промывки скважины после рейса при неработающем забойном двигателе. Он устанавливается в бурильной колонне над забойным двигателем или над спускаемым

в скважину ловильным инструментом с небольшим проходным сечением (магнитный фрезер, метчик и т. д.).

Принцип работы клапана (рис. III.57) следующий. При спуске бурильная колонна заполняется раствором из затрубного пространства через сообщающиеся полости клапана. Кратковременно подача бурового раствора увеличивается на 4—6 л/с по сравнению с обычным рабочим расходом. Поршень 1, преодолевая упругое усилие тарированной пружины 2, перемещается в крайнее нижнее положение, изолируя гидравлический канал от затрубного пространства. Этот момент фиксируется ростом давления. Далее подача раствора может быть снижена до регламентированного уровня. По окончании бурения подача раствора кратковременно прекращается. Поршень 1 под действием пружины 2 перемещается в верхнее исходное положение, и промывка скважины может вестись вплоть до полной очистки раствора при регламентированном его расходе. Перепускной клапан приведенной конструкции особенно эффективен при работе с забойными винтовыми гидравлическими двигателями Д2-172.

Большая протяженность открытого высококавернозного ствола обуславливает скопление на забое крупных кусков обломочных пород, препятствующих доведению серийных магнитных ловителей до металла (шарошек и др.), оставленного на забое при бурении. Эти ловители не обеспечивают промывки с повышенным расходом бурового раствора, их эффективность также ограничена температурными условиями скважины. Проблема очистки забоя от мелкого металла в сверхглубоких скважинах была решена внедрением специальных ловителей.

Механический ловитель (рис. III.58) состоит из корпуса 3, соединенного через переводник 1 с валом забойного двигателя. Низ корпуса ловителя оборудован сменным кольцевым фрезером 6, армированным твердосплавными зубками. На опоре качения 2 в корпусе подвешен вал-воронка 4 ловителя. Воронка может быть цилиндрического сечения и оснащаться снизу лепестковыми держателями 5 или конического сечения без держателей. Внутренние диаметры кольцевого фрезера и воронки должны соответствовать размерам извлекаемого с забоя металла. Работа на забое ведется аналогично процессу бурения. В момент запрессовки в воронку породы в виде керна отмечается рост давления:

в нагнетательной линии насосов, что служит сигналом для прекращения дальнейшего углубления.

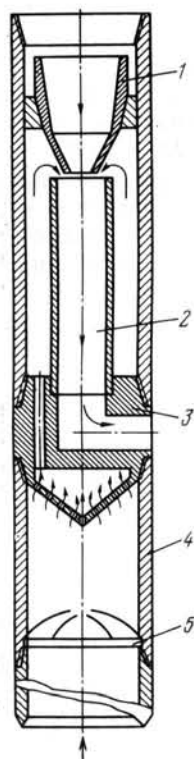


Рис. III.59. Гидравлический забойный ловитель металла

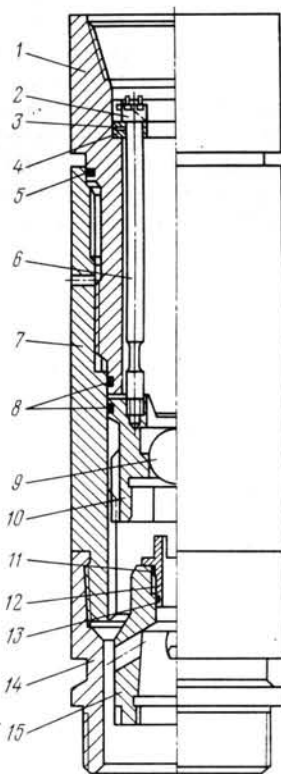


Рис. III.60. Разъединитель буровой колонны РБК-195

Гидравлический эжекторный металлошламоуловитель приведен на рис. III.59. Принцип его работы основан на обеспечении забойной обратной промывки. Металл и шлам с забоя забрасываются в бункер 4, оснащенный снизу проволоочным держателем 5. Значительная подъемная сила обеспечивается большой скоростью истечения жидкости

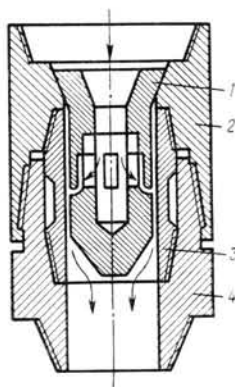


Рис. III.61. Гидравлический разъединитель буровой колонны ГРБК-195

в системе: насадка 1 — диффузор 2 в специальном переводнике 3. Эффективность гидроловителя в значительной степени зависит от качества изготовления, регулировки и сборки его составных элементов. Насадка 1 может быть как стационарной, так и бросового типа. При работе ловителем на забое необходимо постоянное вращение буровой колонны ротором.

Разъединитель буровой колонны РБК-195 устанавливается непосредственно над турбобуром ЗТСШ-195 или А7Ш и предназначен для разъединения буровой колонны в случае прихвата породоразрушающего инструмента или корпуса турбобура. Колонну разъединяют по команде с поверхности путем вращения ротора вправо. РБК-195 применяют в глубоких, сверхглубоких и наклонных скважинах, где вследствие большого числа перегибов ствола, в которых сосредоточены силы сопротивления, разъединение колонны при ее левом вращении после взрыва шнуровой торпеды или при применении безопасных переводников с правой резьбой может произойти в любом резьбовом соединении, что осложнит дальнейшие работы по ликвидации прихвата.

РБК-195 состоит из ниппеля 1 (рис. III.60), соединяемого с корпусом 7 левой резьбой МК 150×6×1: 32, переводника 14, соединяемого с корпусом турбобура навинченной на его вал муфтой 15. Верхний конец муфты выполнен в виде наружного шестигранника. Упор 12 ввинчен в муфту 15. Поводок 10 на нижнем конце имеет шестигранное отверстие и торцовыми кулачками соединяется с ниппелем 1, а шлицами — с корпусом 7, что предохраняет левую резьбу от развинчивания.

Две разрывные шпильки 6 с гайками 2 и опорой 4 удерживают поводок 10 в исходном положении. Гайки 2 стопорятся угольниками 3. Благодаря резиновым кольцам 8 между внутренней полостью РБК-195 и затрубным пространством удерживается перепад давления и уплотняется поводок 10; кольца 11 и 13 фиксируют резьбу упора 12, кольцо 5 удерживает консистентную смазку в зоне резьбы МК 170×6×1:32.

Для отсоединения бурильной колонны при прихвате долота или турбобура в трубы бросают шар 9, который, двигаясь с потоком бурового раствора, перекрывает канал в поводке 10. Возникшее высокое давление бурового раствора, действующее на поводок 10, уплотненный кольцом 8, создает силу, направленную вниз, которая разрушает шпильки 6 и перемещает поводок 10 вниз до упора. При этом снимается блокировка левой резьбы и после соединения поводка 10 с муфтой 15 по шестиграннику вал заклинивается в корпусе турбобура, а шар 9 садится на упор 12, освобождая проход для бурового раствора.

После разъединения колонны и извлечения неприхваченных труб опускают ловильную компоновку с ударным механизмом, соединяют ее с оставленным инструментом с помощью резьбы МК 170×6×1:32 и приступают к ликвидации прихвата.

Техническая характеристика РБК-195

Наружный диаметр, мм	195
Диаметр проходного канала (в поводке), мм	58
Диаметр сбрасываемого шара, мм	70
Длина по присоединительным местам, м	1,44
Присоединительные резьбы:	
верхняя	Муфта 3-171
нижняя	Ниппель
	РКТ177×5,08×1:16
Масса, кг	300
Осевое усилие, кН, не более	400
Крутящий момент, кН·м:	
при свинчивании, не более	40
при разъединении, не менее	4
Перепад давления для разрушения шпилек, МПа, не более	7,5
Температура окружающей среды, °С, не более	150

Гидравлический разъединитель бурильной колонны ГРБК-195 (рис. III.61) создан для работы на больших глубинах. Он применяется для отсоединения бурильной колонны от прихваченной КНБК, но при больших силах сопротивления вращению бурильной колонны РБК-195 малоэффективен. На алюминиевый патрубок 3 с нарезанной на концах трубной резьбой ТТ138×5,08×1:32 методом «горячей» сборки снизу навернут специальный переводник 4, оснащенный конической ловильной резьбой МК 150, а сверху — специальный переводник 2, защищающий ловильную резьбу и имеющий посадочное коническое гнездо под гидравлический резак 1 бросового типа.

При необходимости освобождения инструмента от прихваченной компоновки над забойным двигателем в бурильную колонну сбрасывается резак 1 и в работу включается насос для ускорения доведения его до посадочного гнезда в переводнике 2 разъединителя. Момент посадки резака в гнездо сопровождается ростом давления. Насос обеспечивает регламентированный режим подачи бурового раствора для эффективной работы гидравлической кольцевой струи через щель резака размером 0,7—1,0 мм. На период гидрорезки инструменту задается избыточное усилие натяжения 100—150 кН. По окончании операции инструмент из скважины поднимается вместе с верхним переводником 2 и гидравлическим резаком 1. Остающаяся в скважине компоновка подготовлена для последующих работ по извлечению путем спуска ударного устройства и соединения его с резьбой ГРБК-195.

КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕХНИКО-ЭКОНОМИЧЕСКИХ РЕЗУЛЬТАТОВ БУРЕНИЯ

В данном разделе изложены основные закономерности процесса бурения в зависимости от глубины скважины — интегрального показателя, определяющего естественное изменение геологических и технических условий проходки. Приведены также данные, характеризующие влияние новых технико-технологических средств на эффективность процесса углубления скважины. Анализ результатов бурения скважины позволяет выявить количественную взаимосвязь основных показателей процесса бурения с геолого-техническими глубинными условиями, уточнить аналитические представления о моделях процесса бурения на сверхглубинах, обоснованно наметить пути совершенствования технологии и технических средств для дальнейшего углубления СГ-3 и бурения новых скважин в аналогичных условиях.

ТЕХНИКО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПРОЦЕССА БУРЕНИЯ

Некоторая сложность технико-экономического анализа процесса бурения СГ-3 связана с нетрадиционным подходом к формированию конструкции скважины, с использованием буровых установок двух типов, с технологическими ограничениями, вызванными большой глубиной.

Первый этап бурения скважины в интервале до 7263 м осуществлен буровой установкой «Уралмаш-4Э». Общие затраты времени на эти работы составили 51,5 ст.-мес. В этот период проведены корректирование конструкции скважины методом расширения открытого опережающего ствола до глубины 2000 м и крепление его колонной диаметром 325 мм с последующим спуском съёмной колонны диаметром 245 мм на эту же глубину. Общие затраты времени на эти работы составили 8,1 ст.-мес. Следующий этап начат с глубины 7263 м с использованием буровой установки «Уралмаш-15000». С учетом проведения комплекса геофизических исследований этого интервала общее время работ составило 68,3 ст.-мес.

До начала второго этапа бурения провели комплекс строительно-монтажных работ по демонтажу установки «Уралмаш-4Э», возведению установки «Уралмаш-15000» и строительству объектов производствен-

ТАБЛИЦА III.13

Показатели	Всего в интервале 0—11 500 м	Буровая установка „Уралмаш-4Э“				Буровая установка „Уралмаш-15 000“		
		0—2000 м	2000—4000 м	4000—6000 м	6000—7263 м	7263—9000 м	9000—10 000 м	10 000—11 500 м
Проходка, м	11 500	2000	2000	2000	1263	1737	1000	1500
Коммерческая скорость бурения, м/ст.-мес	96	313	175	103	99	62	69	55
Механическая скорость бурения, м/ч	1,8	2,0	1,4	1,3	2,0	2,0	2,5	2,5
Проходка за рейс, м	7,2	7,9	5,8	6,8	7,2	6,9	8,6	9,7
Продолжительность одного спуско-подъема, ч	10	2	6	9	14	14	15	17
Коммерческая скорость спуско-подъема буровой колонны, м/с	0,32	0,24	0,29	0,29	0,28	0,33	0,34	0,34

ного и научно-исследовательского назначения для обеспечения бурения до проектной глубины.

Основные технико-экономические показатели бурения СГ-3 по интервалам приведены в табл. III.13.

Выделение интервалов глубины обуславливалось спецификой решения технологических задач, различием геологической характеристики пород разреза, типом буровой установки и т. д. Такой подход, хотя и несколько условно, позволил дифференцировать разрез на следующие интервалы:

0—2000 м	— интенсивная профилактика искривления ствола, его расширение и крепление
2000—4000 м	— продуктивные зоны и проектное окончание печенгской серии (не подтверждено)
4000—6000 м	— резкая перемежаемость прочностных характеристик пород, в интервале представлены четыре геологические свиты из восьми, характеризующих весь разрез, и двенадцать геолого-геофизических пачек из двадцати четырех, выделенных в доархейских отложениях
6000—7263 м	— переход в архейские образования и окончание работы буровой установки «Уралмаш-4Э»
7263—9000 м	— зоны интенсивного формирования эллипсообразного сечения опережающего ствола, наладки и внедрения буровой установки «Уралмаш-15000»
9000—10 000 м	— зоны крупных тектонических разрывов, внедрения низкооборотных турбобуров и измерителей частоты вращения долота
10 000—11 500 м	— зоны крупных тектонических нарушений, приводящих к осложненным условиям проходки скважины и требующих специальных технологических решений для борьбы с осложнениями при бурении

Основными технико-экономическими показателями процесса, формирующими производительное время в бурении, являются механическая скорость, проходка за рейс, коммерческая скорость спуско-подъемных операций и время вспомогательных работ.

Затраты времени на механическое бурение (табл. III.14) занимают в общем балансе времени от 21,7 % в интервале 0—2000 м и до 3,1 % в интервале 10 000—11 500 м. По интервалам глубины скважины механическая скорость бурения изменяется от 1,3 до 2,5 м/ч (см. табл. III.13). Такая небольшая механическая скорость в основной части разреза (до 7263 м) обусловлена технологическими условиями проходки, связанными с обеспечением вертикальности ствола в зонах частой перемежаемости прочностных характеристик пород. Ниже 7263 м помимо этой задачи возникла необходимость ограничения скорости подачи инструмента для улучшения выноса выбуренной породы как одного из мероприятий, направленных на профилактику прихватоопасных ситуаций.

Затраты времени на механическое бурение в общем балансе, как известно, существенно не влияют на эффективность процесса при глубинах 1500—2000 м, и, как установлено, механическая скорость 2,5 м/ч является минимальной для сверхглубоких скважин. Поэтому достигнутый уровень механической скорости при бурении Кольской скважины может быть признан удовлетворительным.

Спуско-подъемные работы в общем балансе времени бурения с использованием установки «Уралмаш-4Э» занимают до 27,4 % (см. табл. III.14) при средней коммерческой скорости СПО 0,24—0,29 м/с (см. табл. III.13). При использовании установки «Уралмаш-1500» с глубины 7263 м затраты времени на эти работы в балансе сократились до 13,7—17,3 % за счет увеличения коммерческой скорости СПО до 0,34 м/с. Показательно, что при углублении ствола до 11 500 м коммерческая скорость СПО практически осталась на одном уровне (0,33—0,34 м/с).

Ограничение скорости подъема и спуска инструмента на этих глу-

ТАБЛИЦА III.14

Показатели (на 1 м проходки)	Всего-в интервале 0—11 500 м	Буровая установка „Уралмаш-4Э“				Буровая установка „Уралмаш-15 000“		
		0— 2000 м	2000— 4000 м	4000— 6000 м	6000— 7263 м	7263— 9000 м	9000— 10 000 м	10 000— 11 500 м
Всего календарно- го времени бурения								
ч	7,5	2,3	4,1	7,0	7,3	11,7	10,4	13,1
%	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
В том числе Работы по проходке								
ч	2,0	0,8	1,7	2,2	2,5	2,5	2,2	2,2
%	26,7	34,8	41,5	31,4	34,3	21,4	21,2	16,8
Из них:								
механическое бурение								
ч	0,6	0,5	0,7	0,8	0,5	0,5	0,4	0,4
%	8,0	21,7	17,1	11,4	6,9	4,3	3,9	3,1
спуско-подъем инструмента								
ч	1,4	0,3	1,0	1,4	2,0	2,0	1,8	1,8
%	18,7	13,1	24,4	20,0	27,4	17,1	17,1	13,7
вспомогательные работы								
ч	3,1	1,0	2,0	3,1	2,5	5,4	3,5	5,1
%	41,3	43,5	48,8	44,3	34,3	46,1	33,6	38,9
ремонтные работы								
ч	0,6	0,1	0,2	0,6	0,5	0,5	1,0	1,5
%	8,0	4,3	4,9	8,6	6,8	4,3	9,6	11,5
работы по ликвидации осложнений								
ч	1,0	—	0,1	0,3	1,3	2,2	1,3	2,9
%	13,3	—	2,4	4,3	17,8	18,8	12,5	22,1
Итого времени, затраченного на бурение,								
ч	6,7	1,9	4,0	6,2	6,8	10,6	8,0	11,7
%	89,3	82,6	97,6	88,6	93,2	90,6	76,9	89,3
Непроизводительные затраты времени								
ч	0,8	0,4	0,1	0,8	0,5	1,1	2,4	1,4
%	10,7	17,4	2,4	11,4	6,8	9,4	23,1	10,7
В том числе Работы по ликвидации аварий								
ч	0,5	—	0,1	0,5	0,2	0,9	2,3	0,8
%	6,7	—	2,4	7,2	2,6	7,7	22,1	6,1
Оргтехпростои								
ч	0,3	0,4	—	0,3	0,3	0,2	0,1	0,6
%	4,0	17,4	—	4,2	4,2	1,7	1,0	4,6
Из них:								
задержка поступления новых технических средств								
ч	0,1	0,4	—	0,1	0,1	0,1	—	0,6
%	1,3	17,4	—	1,4	1,4	0,8	—	4,6
задержка поступления геофизической аппаратуры								
ч	0,2	—	—	0,2	0,2	0,1	0,1	—
%	2,7	—	—	2,8	2,8	0,9	1,0	—

бинах вводилось искусственно с целью снижения гидродинамических импульсов в открытом стволе и снижения уровня растягивающих нагрузок на бурильный инструмент, возникающих при повышении сил трения при СПО. Поэтому данная скорость СПО не определяет технических возможностей установки «Уралмаш-15000», которая по проектным характеристикам могла бы обеспечить коммерческую скорость СПО до 0,55 м/с. Вероятно, подобная эксплуатация установки возможна только при проведении СПО в обсаженной скважине. Считается, что уровень скорости СПО по СГ-3 довольно высок, хотя и не достиг расчетного условно-границного значения.

Снижение затрат времени на СПО при проходке сверхглубоких скважин методом опережающего ствола, очевидно, возможно только за счет увеличения проходки за рейс. С учетом имеющейся горно-геологической характеристики разреза и технических возможностей при проектировании Кольской скважины планировалась средняя проходка за рейс 6 м. Фактически в интервале бурения доархейских отложений (до 6840 м) проходка за рейс составила 5,8—7,2 м. Это свидетельствует о том, что прогнозная оценка физико-механических характеристик пород ожидаемого разреза и подготовленных технических средств в основном подтвердили правильность проектных предпосылок. При входе ствола в архейские отложения проходка за рейс увеличилась до 9,7 м.

Не останавливаясь подробно на горно-геологической оценке состояния пород околоствольного массива по глубине, отметим лишь, что по ряду объективных показателей можно констатировать, что буримость пород с углублением улучшилась. Поэтому, учитывая, что отработка долот практически во всем интервале бурения проходила не в оптимальных режимах вследствие технологических ограничений, связанных с возможным отклонением ствола от вертикали, прихватоопасностью при работе в осложненных условиях и т. д., оценивать полученные показатели проходки за рейс как максимально возможные нельзя. Это подтверждается результатами бурения в интервале 9500—11500 м с использованием низкооборотных забойных двигателей при наличии забойной информации о частоте вращения долота. Здесь проходка за рейс достигла 9,7 м. Можно предположить, что дальнейшее снижение частоты вращения долота до 80—90 об/мин при лимитированных осевых нагрузках обеспечит повышение проходки за рейс до 12—20 м при использовании бурильных головок с герметизированными опорами.

Вспомогательные работы как вид затрат занимают более 40 % в общем балансе времени. Они в значительной степени определяют экономичность процесса бурения. В табл. III.15 приведена подробная расшифровка этих затрат по видам работ и назначению. Их условно можно дифференцировать на специфичные для сверхглубокого бурения и традиционные для бурения вообще.

При обычном разведочном бурении вспомогательные работы, как правило, не превышают 16—18 % в общем балансе времени. Здесь отсутствуют экспериментальные работы, снижающие темп углубления скважины; в очень небольших размерах задалживается время на профилактику ствола, которая, как правило, бывает только при работе в осложненных зонах; геофизические работы занимают обычно не более 5—7 % времени в общем балансе, а работы с бурильными трубами и их дефектоскопия занимают минимум времени.

Вспомогательные работы, которые типичны для сверхглубокой скважины, занимают много времени. Так, в интервале 0—2000 м сборка и разборка КНБК заняли в общем балансе времени до 8,6 % (см. табл. III.15). В Кольской сверхглубокой скважине для отбора керна впервые начали использовать колонковые снаряды КДМ-195 в виде подвесок под валом турбобура. Подготовка и сборка этого инструмента осуществлялись на буровой. Затраты времени на эти работы посте-

ТАБЛИЦА III.15

Показатели (на 1 м проходки)	Всего в интервале 0—11 500 м	Буровая установка „Уралмаш-4Э“				Буровая установка „Уралмаш-15 000“		
		0— 2000 м	2000— 4000 м	4000— 6000 м	6000— 7263 м	7263— 9000 м	9000— 10 000 м	10 000— 11 500 м
Вспомогательные работы ч %	3,1 41,3	1,0 43,5	2,0 48,8	3,1 44,3	2,5 34,3	5,4 46,1	3,5 33,6	5,1 38,9
В том числе Сборка и разборка КНБК ч %	0,3 4,0	0,2 8,6	0,2 4,8	0,2 2,9	0,3 4,1	0,4 3,4	0,2 1,9	0,3 2,3
Эксперименталь- ные работы ч %	0,3 4,0	— —	0,3 7,2	0,1 1,4	— —	0,8 6,8	0,1 1,0	0,6 4,6
Профилактика ствола (промывка ствола, выравнива- ние параметров раствора, восста- новление циркуля- ции, СПО при про- филактике) ч %	0,7 9,3	0,2 8,8	0,2 5,0	0,6 8,6	0,3 4,1	1,6 13,6	1,0 9,6	0,2 9,1
Проработка ч %	0,2 2,7	— —	0,1 2,5	0,2 2,9	0,2 2,7	0,3 2,6	0,3 2,9	0,4 3,1
Геофизические ра- боты ч %	0,9 12,0	0,4 17,3	0,6 14,6	1,2 17,1	1,2 16,5	0,9 7,7	1,1 10,6	1,6 12,2
Смена отдельных узлов оборудова- ния, перетяжка талевого каната, профилактика обо- рудования и т. д. ч %	0,1 1,3	— —	0,1 2,5	0,1 1,4	0,1 1,4	0,5 4,3	0,2 1,9	0,2 1,5
Смена и опрессов- ка турбобуров ч %	0,1 1,3	— —	0,1 2,5	0,1 1,4	0,1 1,4	0,1 0,9	0,1 1,0	0,1 0,8
Сборка, разборка и дефектоскопия бу- рильных труб ч %	0,2 2,7	0,1 4,4	0,1 2,5	0,2 2,9	0,1 1,4	0,3 2,6	0,3 2,8	0,5 3,8
Прочие работы ч %	0,3 4,0	0,1 4,4	0,3 7,2	0,4 5,7	0,2 2,7	0,5 4,2	0,2 1,9	0,2 1,5

ленно уменьшались и в интервале 4000—6000 м в результате унификации наборов КНБК достигли 2,9 %.

На глубине 6800—7263 м ствол вскрыл зону архейских образований, и компоновки типа КДМ постепенно исчерпали свои возможности по отбору кернового материала. Рост затрат времени на этот вид работ до 4,1 % в данном интервале связан с новым циклом испытаний и подбором элементов КНБК. В интервале 7263—9000 м внедрялись новые колонковые снаряды магазинного типа, конструктивно менее сложные, чем КДМ-195, и затраты времени на их сборку в интервале 9000—11500 м снизились до 2,3 % от общего времени.

Затраты времени на экспериментальные работы в зависимости от их вида составляли максимально 6,8—7,2 % от общего баланса. В среднем по всему разрезу эти затраты определились в размере 4 %.

Затраты времени на профилактику ствола (промывку, выравнивание раствора, восстановление циркуляции) с учетом СПО для этих целей достаточно велики и на глубине 7263—9000 м достигли 13,6 %. Усредненная величина этих затрат по всему разрезу в балансе времени бурения оценивается в 9,3 %. Эти виды работ наиболее типичны для сверхглубокого бурения открытым опережающим стволом максимальной протяженности.

Затраты времени на проработку в основном интервалов предыдущего рейса сравнительно невелики и стабильны по всему разрезу.

Геофизические исследования в обычных скважинах занимают не более 5—6 % от общего времени бурения. При бурении СГ-3 затраты времени на этот вид работ достигли 12 %. Информацию, получаемую в результате геофизических исследований, трудно переоценить, и уровень затрат времени на проведение этих работ, очевидно, и дальше будет высок.

Сборка, разборка и дефектоскопия бурильных труб как виды вспомогательных работ занимают в среднем до 2,5—2,8 % времени по всем интервалам бурения. Это на 1,5—2 % больше, чем при бурении обычных скважин, и связано со сложностью компоновки бурильной колонны и повышенными требованиями к надежности бурильного инструмента при использовании его на таких больших глубинах.

Затраты времени на прочие работы, изменяющиеся в довольно широком пределе (1,5—7,2 %), в значительной степени обусловлены использованием несерийного бурового инструмента и превышают затраты при обычном бурении как минимум на 1,5—2 %.

Комплексная оценка затрат времени на вспомогательные работы без учета специфичных для сверхглубин работ (сборка КНБК, экспериментальные работы, профилактика ствола, геофизические исследования, сборка и дефектоскопия бурильных труб) показывает, что затраты времени на обычные вспомогательные работы не превышают 20 % в общем балансе времени бурения. Для скважин такого класса, как Кольская, этот уровень характеризует достаточно высокую организацию бурового процесса.

Вероятно, дальнейшее снижение затрат на вспомогательные работы может быть достигнуто путем оптимизации процессов сборки и разборки КНБК при унификации их элементов; сокращения времени на профилактику ствола; внедрения новых высокопроизводительных подъемников, кабелей и термобаростойкой геофизической аппаратуры; создания средств дефектоскопии бурильного инструмента в процессе СПО и т. д. Все это должно привести к снижению затрат времени на вспомогательные работы в пересчете на 1 м проходки с 40—45 до 20—25 %.

Ремонтные работы занимают в общем балансе времени бурения от 4,3 до 11,5 % в зависимости от интервала, вида ремонтных работ и типа буровой установки. В среднем по стволу затраты времени на этот вид работ составляют 8 %. Сравнительно невысокий уровень этих затрат в

сложных условиях эксплуатации бурового оборудования объясняется не только высокой надежностью установки «Уралмаш-15000», но и системной профилактики при эксплуатации оборудования.

Затраты времени на ликвидацию геологических осложнений занимают особое место в процессе проходки скважины на глубине ниже 6000 м. Эти затраты велики при бурении в кровле архейских отложений (6500—9000 м) и в интервале крупных тектонических нарушений (10 000—11 500 м). Здесь они достигают 18—22 %. Такой высокий уровень связан в основном с возникновением прихватоопасных ситуаций. При возникновении неликвидируемых прихватов инструмента в осложненных зонах осуществлялась, как правило, проходка обходного ствола. Отсюда и высокие затраты времени.

Наиболее эффективным направлением снижения затрат времени на ликвидацию подобных осложнений может явиться совершенствование технологии с учетом потери устойчивости приствольного массива, а также создание специальных технических средств ударного действия для ликвидации прихватов, входящих в состав компоновки буровой колонны. Работы в указанном направлении ведутся, и при удачном их завершении затраты времени на борьбу с этими негативными явлениями могут быть существенно снижены.

Производительное время на бурение в целом по стволу составляет 89,3 %, а в отдельных интервалах достигает 97,6 %. Это высокий показатель. Непроизводительные затраты времени на ликвидацию аварий сравнительно невелики (6,7 %). Основной удельный вес этих затрат приходится на интервал 9000—10 000 м, где произошла сложная авария, на ликвидацию которой затрачено 22,1 % времени бурения этого интервала. Простои по организационно-техническим причинам, достигающие в среднем 4 %, связаны в основном с задержкой поступления новой техники для бурения, новой геофизической аппаратуры и кабелей от заводов-изготовителей.

Анализ показывает, что коммерческая скорость бурения сверхглубокой скважины как интегральный показатель эффективности процесса проходки определяется затратами времени не только на работы по проходке (эти затраты с увеличением глубины снижаются), но и в значительной степени на вспомогательные работы и борьбу с осложнениями. Общая величина этих затрат составляет 54,6 % в балансе времени бурения. Поэтому дальнейшее увеличение коммерческой скорости бурения зависит не только от оптимизации показателей работы долота, но и от снижения затрат на вспомогательные работы и ликвидацию осложнений.

Технико-экономическая оценка бурового процесса на Кольской сверхглубокой скважине наглядно показывает, что решен ряд сложных технико-технологических проблем, обеспечивших достижение высокого уровня производительного времени бурения. Все это свидетельствует о значительных резервах в повышении эффективности геолого-разведочных работ в стране при бурении сверхглубоких скважин.

ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЕЙ БУРЕНИЯ С РОСТОМ ГЛУБИНЫ

Буримость пород

При бурении скважины в условиях искусственного снижения механической скорости и ограничения проходки при вскрытии осложненных зон оценить изменение буримости и влияние физико-механических свойств на показатели процесса очень сложно традиционными методами. Изменение буримости с ростом глубины оценивается по показателю углубления долота за один оборот при соблюдении практически постоянной нагрузки на долото для одного типа инструмента и пород

с приблизительно одинаковыми (± 300 МПа) значениями твердости по штампу ($p_{\text{ш}}$).

Среднее углубление за один оборот

$$\delta_i = h / Tn \cdot 60,$$

где h — проходка за рейс, мм; T — время бурения, ч; n — частота вращения долота, об/мин.

Для одного типа долота при постоянной нагрузке и неизменной твердости пород углубление долота за один оборот меняться не должно. Однако практика бурения Кольской скважины этого не подтвердила.

Изменение буримости с ростом глубины наглядно характеризуется коэффициентом $K_i = \delta_i / \delta_0$, где δ_i — углубление долота за один оборот на

ТАБЛИЦА III.16

Интервал бурения, м	Средняя твердость по штампу, МПа	Число рейсов	Средняя проходка за рейс, м	Среднее время бурения, ч	Частота вращения, об/мин	Углубление за оборот, мм		Коеф-фици-ент K_i
						расчетное	факти-ческое	
Р _д =80±20 кН								
0—1000	—	—	—	—	—	—	—	—
1000—2000	1800	7	7,6	2,44	350	0,31	0,149	1
2000—3000	1870	11	6,3	3,37	300—500	0,3	0,082	0,55
3000—4000	3260	17	4,0	2,62	300—500	0,179	0,083	0,55
4000—5000	2860	11	4,2	3,01	300—500	0,179	0,077	0,51
5000—6000	—	—	—	—	—	—	—	—
6000—7000	2000	24	8,0	2,34	350—450	0,283	0,163	1,09
7000—8000	2320	6	8,1	1,91	350—450	0,227	0,183	1,23
8000—9000	2370	11	6,0	1,71	300—400	0,227	0,203	1,36
9000—10 000	2300	3	15,0	3,2	300	0,227	0,262	1,76
Р _д =20±20 кН								
0—1000	2390	12	7,2	3,06	500—700	0,057	0,068	1
1000—2000	1710	19	7,5	3,75	600	0,07	0,056	0,82
2000—3000	2110	17	6	5,38	500—800	0,065	0,031	0,43
3000—4000	—	—	—	—	—	—	—	—
4000—5000	2250	10	3,6	2,92	650	0,060	0,032	0,47
5000—6000	2210	10	8,8	6,94	500	0,050	0,044	0,65
6000—7000	2000	13	8,4	4,01	500	0,065	0,078	1,15
7000—8000	1700	10	9,6	5,57	500	0,07	0,099	1,46
8000—9000	2510	8	6,8	2,99	500	0,057	0,08	1,18
9000—10 000	2410	6	8,1	2,38	600	0,057	0,094	1,4

рассматриваемой глубине скважины; δ_0 — углубление долота за один оборот в верхней части скважины. Для удобства анализа весь интервал 0—11 500 м разбит на участки по 1000 м. Углубление долота за один оборот для первого участка (δ_0) 0—1000 м является репером для вычисления K_i .

Изменение буримости с ростом глубины скважины прослежено только для бурильной головки 2В-К214/60ТКЗ как наиболее часто применяемой и забойных двигателей А7Ш и А7ГТШ для пород с $p_{\text{ш}} = 2000 \div 2500$ МПа и двух диапазонов нагрузки на долото. Сводные данные этих расчетов приведены в табл. III.16 и на рис. III.62.

Диапазон изменения частоты вращения вала в зависимости от режимных параметров принят как по теоретическим характеристикам двигателей, так и по результатам замеров в стендовых условиях и при применении турботахометра ГИЗ-03 непосредственно при бурении.

Из данных табл. III.16 следует, что в интервале бурения скважины от 0 до 5000 м наблюдалось ухудшение буримости с ростом глубины

(коэффициент буримости K_i снизился с 1 до 0,46). При переходе в зону архея (6000—11 000 м) коэффициент буримости возрос по сравнению с интервалом 0—6000 м в 1,5—2 раза. Увеличение буримости может быть объяснено, с одной стороны, изменением структуры пород без изменения прочностных характеристик, их разуплотнением вследствие метаморфизма, тектоническими воздействиями и релаксацией напряжений в течение геологических периодов, а с другой стороны, возможным увеличением напряжений на забое скважины с ростом глубины.

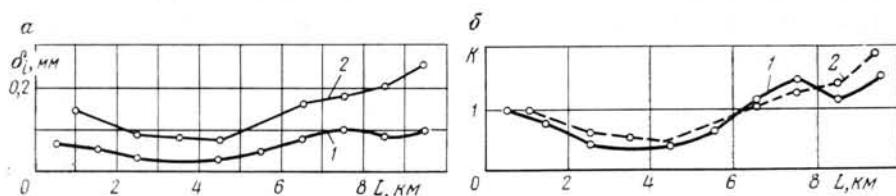


Рис. 111.62. Зависимость углубления за один оборот долота (буримости) a и коэффициента буримости b от глубины скважины:

1 — нагрузка 20 ± 20 кН при $n = 500 \div 700$ об/мин; 2 — нагрузка 80 ± 20 кН при $n = 300 \div 500$ об/мин

Кавернообразование в стволе скважины

Опыт бурения показал, что основная форма потери устойчивости скважины — локальное разрушение стенок на отдельных участках ствола с образованием каверн сразу после вскрытия неустойчивых интервалов разреза. Судя по данным повторной профилометрии и кавернометрии, дальнейшего роста каверн со временем практически не происходит (рис. 111.63). Это свидетельствует о хрупком характере разрушения пород при действии поля напряжений в окрестностной части массива, что подтверждается результатами экспериментальных исследований, выполненных в Грозненском нефтяном институте. В цилиндрических образцах, отобранных из керна Кольской скважины, высверливали отверстия диаметром 5—10 мм, служившие моделью скважины. Затем образцу создавали сложнапряженное состояние, соответствующее реальному перепаду давлений $(\gamma_p - \gamma_{ж}) \times H$ на заданной глубине.

Другой важный фактор, влияющий на устойчивость пород в стенках скважины, — блочно-трещиноватая структура кристаллического массива. Различного рода поверхности контактов между зернами минералов, макро- и микротрещиноватость, границы между пачками и слоями пород пересекают массив на отдельные блоки разных размеров. Степень влияния тех или иных контактных поверхностей на устойчивость стенок скважины определяется соотношением характерных размеров этих блоков, ограниченных ослабленными поверхностями. Так, для скважин диаметром до 250—300 мм наиболее существенными являются поверхности ослаблений, пересекающие массив на блоки размерами 10—100 мм, которые соизмеримы с диаметром ствола скважины. К таким поверхностям относятся контакты перемежающихся слоев пород разных типов, системы микро- и макротрещин, открытых или заполненных вторичными минералами с пониженной прочностью.

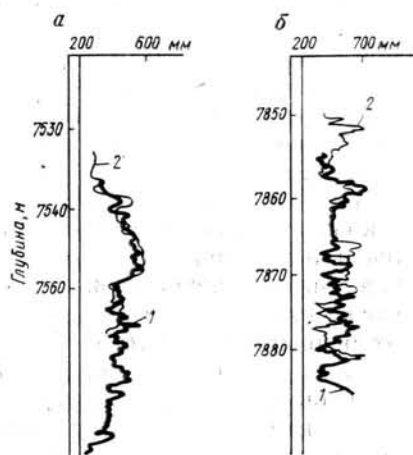


Рис. 111.63. Примеры динамики изменения каверн во времени:

a — для интервала 7530—7560 м; 1 — 8 мая; 2 — 14 августа; b — для интервала 7850—7880 м, 1 — 1 марта, 2 — 30 июля

Вскрытый СГ-3 разрез, как уже отмечалось, характеризуется густой сетью трещин и жильных образований. Минерализованные трещины развиты во всем изученном диапазоне глубин. В составе минералов, заполняющих трещины, наиболее распространены кальцит, кварц, хлорит, серпентин, тальк, эпидот, аксинит и полевые шпаты. Испытания показали, что прочность пород по трещинам, заполненным вторичными минералами, часто значительно меньше прочности тех же пород в монолите. При этом структурные блоки, как правило, представлены плотными телами, сложенными крепкими породоразрушающими минералами. В частности, для пород разреза СГ-3 прочность в монолите (блоке) составляет:

Порода	Гнейсы	Габбро	Песчаники	Амфиболиты
------------------	--------	--------	-----------	------------

Прочность σ , МПа:

при растяжении	5—23	10—30	17—30	7—43
при сдвиге	7—32	12—40	20—40	12—50

Прочность по минерализованным трещинам в тех же породах зависит от типа минерала-заполнителя.

Минерал	Гидрослюды, хлорит, милонит, тальк	Карбонаты, рудные минералы	Кварц, микроклин, эпидот
-------------------	------------------------------------	----------------------------	--------------------------

Прочность σ , МПа:

при растяжении	1—4	4—12	>12
при сдвиге	2—6	6—15	>15

Как видно из приведенных данных, прочность при растяжении и сдвиге по трещинам, заполненным гидрослюдами, тальком, хлоритом, на порядок меньше, чем в монолитной породе. В кристаллических массивах горных пород нередко также тектонические трещины со следами скольжения и пришлифованными поверхностями, сцепление по которым крайне мало.

Периодически проводимые кавернометрические и профилометрические замеры показали, что в верхней части до глубины 1750 м диаметр ствола был достаточно выдержан, имелись лишь небольшие локальные расширения, приуроченные, как правило, к контактам отдельных разновидностей пород (582—600, 1120—1130 м) и к зонам глубокометаморфизованных пород (1379—1416 м). Первые большие каверны, образовавшиеся в интервалах 1756—1790 и 1798—1812 м, появились в зонах тектонических нарушений на контакте ультраосновной интрузии и основных пород. После образования каверны начали быстро расти и в течение двух лет достигли более 70 см в диаметре. Обвалы пород со стенок скважины приводили к постоянным прихватам и заклиниваниям бурильной колонны. Дальнейшее углубление сопровождалось рядом осложнений, что заставило в дальнейшем принять решение о спуске промежуточной обсадной колонны диаметром 325 мм на глубину 2000 м. В интервале от 2000 до 4500 м диаметр ствола скважины также достаточно хорошо выдержан. Имеются лишь незначительные расширения на глубинах 2392, 2568, 2572 и 2806 м.

После пересечения границы третьей вулканогенной толщи (2805 м) резко уменьшилась трещиноватость массива пород. Это согласуется с почти полным отсутствием каверн в стволе скважины. Лишь на контакте с третьей осадочной толщей в интервале 4500—4670 м образовалась кавернозная зона значительной протяженности и больших размеров. Повторная профилометрия и детализационные работы прибором «Спрут» показали заметное увеличение каверн этой зоны.

С глубины 4800 м ствол скважины отличается усиленной кавернозностью, приуроченной к крупным тектоническим разломам, контактам осадочных и вулканогенных пород, зонам интрузий. В зоне интрузий

на глубине 6340—6470 м по данным исследований прибором «Спрут» ствол скважины осложнен кавернами неправильной формы. На участке 6424,5—6426 м каверна резко сужается и сечение скважины представляет собой узкую щель. Отмечено также интенсивное образование и увеличение каверны неправильной формы в интервалах 5150—5440, 5790—6000, 6150—6260, 6300—6320 м сильно тектонизированных пород.

С глубины 7200 м преобладает овальная форма сечения скважины с разными значениями максимальных расстояний от условной оси. Ориентация большей оси овала соответствует направлению слоистости пород. Средний диаметр скважины колеблется от 25 до 48 см. Расширение ствола во времени в этом интервале незначительно, прирост объема скважины на каждые 100 м колеблется от 0 до 2,97 м³. Общий прирост объема на глубине 7200—8700 м составляет 10 м³, т. е. меньше 10 % общего объема интервала, что можно отнести к погрешности измерения (табл. III.17). Таким образом, наибольшее расширение ствола скважины приходится на интервалы, сложенные малопрочными измененными породами, или на участки с повышенной трещиноватостью, что согласуется с результатами расчетов и экспериментов.

Анализ напряженного состояния и свойств массива пород, а также динамики ствола СГ-3 свидетельствует о том, что при дальнейшем углублении вследствие общего возрастания действующих статических напряжений на контуре скважины и вблизи от него интенсивность локального разрушения стенок и число образованных каверн могут увеличиваться. Это вызывает необходимость проведения дальнейших исследований механизма деформирования и разрушения горных пород при высоких давлениях и температурах.

Температура в стволе скважины

Процесс углубления скважины — это совокупность рейсов, каждый из которых состоит из спуско-подъемных операций, промежуточных промывок, бурения и простоев. Все операции вызывают изменение теплового режима в стволе. Увеличение температуры массива горных пород с глубиной, переменная величина теплоотдачи от массива к промывочной жидкости, а от промывочной жидкости к бурильной колонне вносят существенные коррективы в распределение теплового потока по скважине. Бурильная колонна в Кольской скважине состоит в основном из легкосплавных труб, прочностная характеристика которых находится в прямой зависимости от температурных условий. Динамическое изменение температуры в процессе рейса вызывает необходимость комплектования колонны с учетом не нарушения граничных условий применения того или иного сплава.

Для получения истинных значений температуры при бурении СГ-3 были проведены экспериментальные работы непосредственно в ходе циркуляции специально сконструированными автономными термометрами. Температуру замеряли в колонне бурильных труб на глубинах 6015, 6275, 6510, 6950 и 10 909 м.

В табл. III.18 и III.19 приведены данные замеров температур приборами соответственно ГСРТ-4 и конструкции ГН4. На рис. III.64—III.66 по этим данным построены графики.

Анализ данных термометрии показал, что разница температур восходящего и нисходящего потоков бурового раствора как при бурении, так и при промывке не превышает 40 °С; распределение теплового потока с глубиной с достаточной степенью достоверности подчиняется линейному закону; зона равновесия температурного градиента в столбе бурового раствора ($Q=30\div40$ л/с) находится на глубине 5000 м; время, достаточное для восстановления теплового режима в скважине, не превышает 50 ч; скорость восстановления теплового поля свидетель-

4200—4300	4.13	4.71	4.32	4.05	9 600—9 700	7,83	6,4	6,61	9,16	9,81
4300—4400	4.03	4.87	4.64	4.38	9 700—9 800		7,9	6,73	8,72	9,10
4400—4500	4.32	4.95	4.67	4.51	9 800—9 900		5,84	9,24	5,78	8,50
4500—4600	6.56	8.29	7.08	8.37	9 900—10 000		6,82	5,89	7,68	10,43
4600—4700	7.62	10.81	8.38	8.3	10 000—10 100		6,63	6,49	8,28	8,28
4700—4800	4.14	4.87	4.47	4.23	10 100—10 200		8,28	7,93	7,40	7,40
4800—4900	5.66	7.26	5.49	5.87	10 200—10 300			7,99	6,84	6,84
4900—5000	6.55	8.19	6.82	7.18	10 300—10 400			7,19	7,24	7,24
5000—5100	5.11	6.24	5.19	5.46	10 400—10 500			8,07	7,25	7,25
5100—5200	5.39	6.24	5.57	5.62	10 500—10 600					
5200—5300	6.14	8.76	6.63	6.29	10 600—10 700					
5300—5400	6.78	8.39	7.35	7.58	10 700—10 800					
5400—5500	5.02	5.85	6.01	5.69	10 800—10 900					
5500—5600	4.39	5.10	4.75	4.52	10 900—11 000					
5600—5700	4.48	5.35	4.74	4.6	11 000—11 100					
5700—5800	5.09	6.78	5.43	5.31	11 100—11 200					
5800—5900	6.72	10.40	8.74	6.14	11 200—11 300					
5900—6000	7.37	9.78	8.3		11 300—11 400					
6000—6100	4.98	6.15	5.47		11 400—11 500					
6100—6200	5.37	6.97	6.02							
6200—6300	6.39	9.56	7.59							
6300—6400	5.19	7.74	6.19							
6400—6500	6.48	8.91	8.03							
6500—6600	4.39	7.21	5.10							
6600—6700	5.18	7.54	5.99							
6700—6800	5.39	8.81	6.67							
6800—6900		7.74	11.16	9.61						
6900—7000		6.44	10.46	7.64						
7000—7100		7.54	10.57	8.63						
7100—7200		11.91	16.18	12.45						
7200—7300		9.59	10.72	9.28						

ствует о значительно меньшем радиусе теплового влияния в нижней части ствола по сравнению с верхними (до 5000 м) зонами, а температура, замеряемая в призабойной зоне, близка к рассчитываемой по геотермическому градиенту.

ТАБЛИЦА III.18

Глубина замера температуры, м	Температура, °C		Длина спущенной буровой колонны, м
	статическая	динамическая	
890	34,6	—	—
2990	45,1	—	—
3470	51,5	—	—
4000	58,6	—	—
4540	67,4	—	—
4850	75,0	—	—
6015	93,2	82,5 *	—
6275	97,5	90,6 *	10 600
6510	110,5	103,6 *	10 160
6950	116,6	109,5 *	10 160

* Расход промывочной жидкости 32—34 л/с.

ТАБЛИЦА III.19

Глубина замера температуры, м	Температура, °C	
	статическая	динамическая
3 960	56,8	43,0 *
6 350	98,2	89,0 *
7 800	123,0	—
8 230	131,0	123,0 *
10 425	167,8	161,0 *
10 909	181,0	147,6
10 909	181,0	146,6
10 909	185,4	—

После 42 ч остановки

10 909	185,4	150,6
10 100	132,0	—

* Температуру замеряли после промежуточных промывок (15—20 мин); расход промывочной жидкости — 34 л/с.

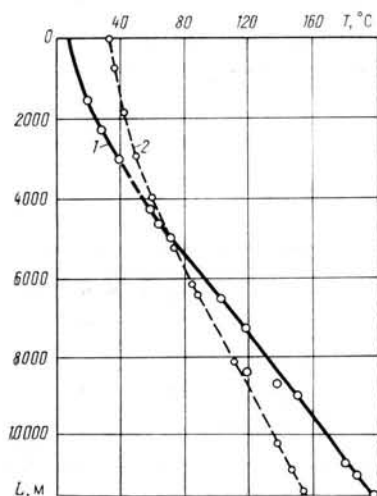
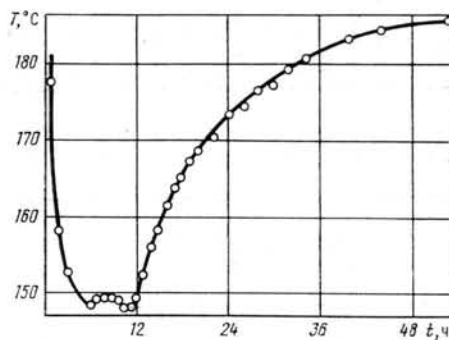


Рис. III.64. График распределения температуры в стволе скважины: 1 — статической; 2 — динамической, установившейся при $Q=32$ л/с

Рис. III.65. Восстановление температуры во времени



Изменение моторесурса забойных двигателей с ростом глубины

Основной объем бурения СГ-3 на первом этапе был проведен высокомоментными турбобурами А7Н4С с наклонной линией давления в бесшпиндельном исполнении и такими же турбобурами А7Ш в шпиндельном исполнении. Опорные узлы этих турбобуров работали в очень тяжелых условиях. Прежде всего следует отметить высокую частоту вращения вала двигателей (500—700 об/мин). Под валом турбобура

устанавливали длинные компоновки, включающие три секции КДМ общей длиной более 20 м, маятниковые компоновки с УБТ, свинцовые маятники и т. д.

В таких условиях радиально-упорные подшипники, изготовленные из стали марки 55СМ5ФА и термообработанные с целью получения максимальной ударной вязкости до твердости HRC 44—47, не могли обеспечить удовлетворительной стойкости. Часто наблюдались расколы рабочих и протавочных обойм и особенно шариков. Вследствие этого приходилось даже проводить дополнительный стпуск шариков, также изготовленных из стали марки 55СМ5ФА с твердостью HRC 50—62. Если не происходило расколов подшипника, то под большими нагрузками при работе в высокоабразивных промывочных средах быстро наступало «раскатывание» и абразивный износ беговых дорожек и шариков подшипника, т. е. турбобур необходимо было отправлять на ремонт вследствие максимально допустимого осевого люфта в его опоре. Эти два вида выхода из строя опорного узла турбобура определили большую разницу во времени межремонтного периода на первом этапе (от 7—10 до 25—30 ч) и малую величину средней наработки турбобура на отказ (16—18 ч).

Долговечность забойных двигателей была значительно увеличена на втором этапе бурения за счет внедрения принципиально новых за-

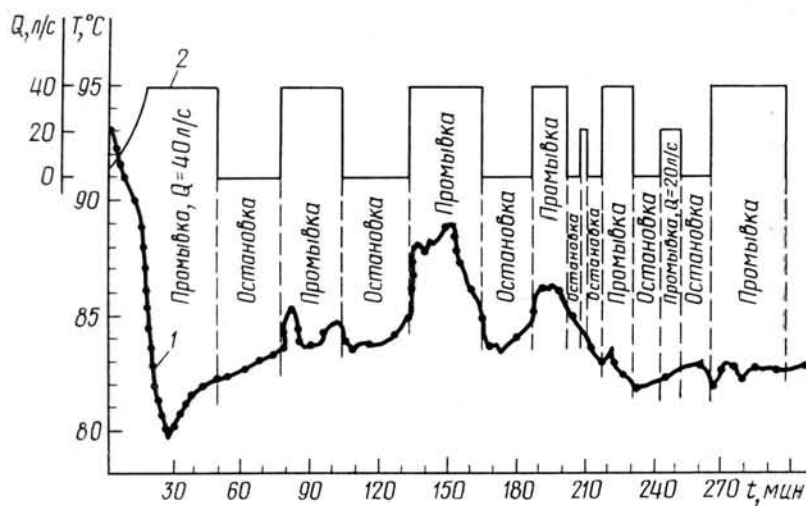


Рис. III.66. Динамика температуры в скважине при промывках (глубина 6015 м):

1 — температура; 2 — расход жидкости

бойных двигателей и их опорных узлов. В табл. III.20 приведены основные данные по отработке забойных двигателей различных типов.

Отработка турбобуров 3А7 и 3А7ГТ с торсионным шпинделем ШИП-2, который обеспечивает гашение осевых вибраций, генерируемых породоразрушающим инструментом, позволила увеличить время механического бурения и проходку за рейс, а также поднять межремонтный период турбобура. Два предварительно разгруженных осевых подшипника, установленных на шпинделе, позволяют увеличить время их работы в 2,5—3 раза без нарушения работы турбины, т. е. без посадки роторов на статоры.

Значительно возрос межремонтный период низкооборотных турбобуров 3А7ГТШ и 4А7ГТШ. Прежде всего это обусловлено снижением рабочей частоты вращения до 250—350 об/мин. Кроме того, перевод всего парка турбобуров на муфты квадратного сечения и использование комбинированной опоры качения — скольжения значительно улуч-

ТАБЛИЦА III.20

Двигатель	Интервал 7263—7460 м						Интервал 7460—8028 м						Интервал 8028—8914 м					
	Проходка, м	Число рейсов	На один рейс		Межремонтный период, ч	Проходка, м	Число рейсов	На один рейс		Межремонтный период, ч	Проходка, м	Число рейсов	На один рейс		Межремонтный период, ч			
			проходка, м	время механического бурения, ч				проходка, м	время механического бурения, ч				проходка, м	время механического бурения, ч				
3А7Н4С	—	15	10,5	4,9	—	113,7	15	7,6	2,1	20,0	—	—	—	—	—	—		
3А7Ш	168,0	—	—	—	27,7	308,3	50	6,2	2,8	21,9	293,3	54	5,5	2,7	23,4	—		
3А7+ШИП-2	—	—	—	—	—	80,8	11	7,4	4,7	35,1	48,3	7	6,9	2,8	33,6	—		
3А7ГТ+ШИП-2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	189,7	31	6,1	2,9	25,2	—		
3А7ГТШ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
3А7ГТШ-1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
4А7ГТШ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Д2-172М	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	101,1	14	7,2	6,7	15,0	—		
А7Ш-РМ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
А7ГТШ-РМ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	174,7	17	10,3	6,3	38,3	—		

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. III.20

Двигатель	Интервал 8914—9711 м						Интервал 9711—10 636 м					
	Проходка, м	Число рейсов	На один рейс		Межремонтный период, ч	Проходка, м	Число рейсов	На один рейс		Межремонтный период, ч		
			проходка, м	время механического бурения, ч				проходка, м	время механического бурения, ч			
ЗА7Н4С	—	7	—	5,9	—	3,5	—	23,7	—	—	—	
ЗА7Ш	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10,9	
ЗА7+ШИП-2	178,0	22	—	8,1	—	2,9	—	33,1	—	9	—	
ЗА7ГТ+ ШИП-2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	35,3	
ЗА7ГТШ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
ЗА7ГТШ-1	200,6	21	—	9,6	—	2,7	—	50,8	—	—	—	
4А7ГТШ	220,6	22	—	10,0	—	3,5	—	30,9	—	—	—	
Д2-172М	29,8	6	—	5,0	—	2,4	—	13,4	—	—	—	
А7Ш-РМ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	88	—	
А7ГТШ-РМ	114,8	14	—	8,2	—	4,2	—	25,7	—	—	22,4	
										—	—	

шили режим работы подшипников как по нагрузкам, так и по защите от абразивной среды. Независимая подвеска турбинных секций и установка между секциями и шпинделями гидродемпферов позволили бурить этим турбобуром более 50 ч.

С увеличением глубины все более жесткие требования к забойным двигателям предъявляли температурные условия скважины. Особенно наглядно это выявилось при бурении объемными двигателями Д2-172М, которые обеспечили значительный рост проходки за рейс вследствие снижения частоты вращения. При этом была получена удовлетворительная стойкость рабочей пары (низкий межремонтный период в табл. III.20 отражает недостаточную работоспособность шарнирного соединения). По достижении забойной статической температуры 140—150 °С работающая в режиме силового нагружения резиновая облицовка статора все чаще разрушалась и отслаивалась от корпуса. На глубине 9000 м при температуре около 160 °С оказались полностью неработоспособными резины и клен даже повышенной термостойкости, использующиеся при вулканизации статора.

В начальной стадии испытаний редукторных турбобуров (РМ) выяснилось, что конструкция редукторной вставки не отвечает условиям бурения на глубине более 8100 м. Первая редукторная вставка, наработка на отказ которой в условиях Татарии достигала 290 ч, проработала в скважине всего 15,4 ч. Анализ разрушенных деталей показал, что в процессе работы существуют значительные поперечные, крутильные и продольные вибрации. Потребовалась модернизация конструкции, после которой средняя наработка на отказ редукторной вставки, получившей шифр РМ-195, была увеличена до 84 ч, что значительно превышало наработку на отказ серийных забойных двигателей, применявшихся в этом же интервале бурения.

Однако по мере углубления скважины и роста забойной температуры свыше 150 °С, что превышает предельные значения для используемых материалов уплотнительных колец и диафрагмы лубрикатора, средняя наработка на отказ вставки РМ-195 значительно снизилась и составила всего 42 ч. В дальнейшем была проведена еще одна корректировка конструкции РМ-195. Диафрагменный лубрикатор был заменен поршневым, все резиновые уплотнительные кольца были изготовлены из термостойкой резины, полость редукторной вставки стали заполнять цилиндрическим маслом Ц-52 взамен авиационного масла МС-20 или МК-22. Указанные изменения конструкции, а также ряд других изменений, проведенных в несколько этапов, позволили довести среднюю наработку на отказ редукторной вставки РМ-195 до 107,9 ч.

При повышении забойной температуры до 180 °С на глубине около 10 000 м оказались неработоспособными практически все обремененные детали турбинных секций и шпинделей, радиальные опоры турбин ОС1-195/95, радиальные опоры шпинделей ОН-195/120, подпятники осевой опоры ЗТСШ-195, использующиеся в качестве сальников шпинделей. Попытки применить резину повышенной термостойкости и другие термостойкие смеси, специально разработанные для Кольской скважины, не дали положительных результатов вследствие отсутствия термостойкого клея. Резина отслаивалась от металлической арматуры во время первого же рейса.

В этих условиях все забойные двигатели были переведены на опоры скольжения, в которые вместо резиновых облицовок впрессовывали бронзовые вкладыши. Пара скольжения бронза—сталь обеспечивала работу радиальных опор турбинных секций до появления предельных значений радиальных люфтов в течение 20—25 ч, радиальных опор шпинделей — 12—15 ч. Учитывая низкую работоспособность двигателей и связанные с этим большой объем ремонтных работ и потери вре-

мени на замену двигателей, начали отработку ряда экспериментальных опор скольжения.

Положительные результаты были получены при применении опор с использованием термостойкой резины на основе фторкаучука и термостойкого клея (до 60 ч работы). Хорошие результаты показали опоры, в которых термостойкой резиной заполняли конические пазы, профрезерованные в арматуре при прессовании и вулканизации, и, таким образом, механически прикрепляли резину к арматуре. Опоры этого типа, созданные в Кольской ГРЭ, имели среднюю наработку 65—70 ч. Тем не менее проблема повышения работоспособности забойных двигателей при температуре 200 °С и выше осталась еще не решена. Для ее решения одновременно ведутся работы в следующих направлениях: разработка маслonaполненных опорных узлов (шпинделей); разработка опор с использованием твердосплавных и других композиционных материалов; создание опор из термостойких полимерных материалов.

Износ и расход бурильных труб

По существующей методике условный износ комплекта бурильных труб при бурении ряда интервалов начисляется как сумма износов комплекта в отдельных интервалах

$$S = \sum_1^n L K C a,$$

где S — условный износ комплекта в пределах одного интервала, кг; L — путь, пройденный комплектом в данном интервале, м; K — коэффициент глубины; C — коэффициент, определяющий проходку за рейс для данного района; a — средняя норма расхода труб на 1 м (условный) проходки.

Эта методика не полностью отражает фактическую работу, совершаемую комплектами бурильной колонны при проходке скважины, так как условный износ начисляется в зависимости от количества пробуренных метров и не учитываются спуско-подъемные операции, при которых происходит основной износ бурильных труб при турбинном бурении в открытом стволе большой протяженности.

Вероятно, наиболее правильным условный износ по наружному диаметру комплекта бурильных труб начислять в зависимости от сил трения, действующих на длине данного комплекта, и его положения в бурильной колонне. Величину этого интегрального показателя определяет путь, совершаемый комплектом труб в процессе СПО.

При таком подходе учитываются действующие на данный комплект нагрузки, которые определяют прижимающие усилия и путь комплекта по стволу скважины, т. е. условная работа сил сопротивления, совершенная на пути данного комплекта,

$$A_i = \sum_1^n L_i (F_{iп} + F_{iс}),$$

где A_i — условная работа сил сопротивления, совершенная комплектом за n рейсов; L_i — положение комплекта в колонне от устья скважины, км; $F_{iп}$, $F_{iс}$ — силы сопротивления, действующие на длине комплекта соответственно при подъеме и спуске инструмента, Н.

Экспериментальные исследования, проведенные при периодических проверках состояния комплектов бурильной колонны (табл. III.21), подтвердили наличие корреляционной зависимости между износом наружной поверхности бурильных труб и условной работой. Эта зависимость имеет параболический вид

$$\delta_i = a A_i^2 + b A_i + c$$

(a , b , c — постоянные коэффициенты для данной скважины).

Таким образом, вычислив «работу комплекта», можно судить о его износе.

Этот подход был использован для начисления износа бурильных труб, определения периодичности и очередности проверки труб методами неразрушающего контроля, перестановки комплектов внутри секции труб для равномерной их отработки и т. д. Эксплуатация буриль-

ТАБЛИЦА III.21

Номер комплекта (счет ведется от забоя)	Интервал 7200—7700 м (100 рейсов)			Интервал 8500—9200 м (120 рейсов)			Интервал 9600—10 700 м (95 рейсов)		
	Положение комплекта, км	Условная работа, кН·км	Относительный износ, %	Положение комплекта, км	Условная работа, кН·км	Относительный износ, %	Положение комплекта, км	Условная работа, кН·км	Относительный износ, %
1	7,5	60 000	1,1	8,75	168 000	2,8	10,00	180 500	3,2
2	7,25	87 000	1,2	8,50	193 800	3,2	9,75	213 040	3,8
3	7,0	98 000	1,2	8,25	217 800	3,4	9,50	252 700	4,6
4	6,75	168 750	2,6	8,00	384 000	4,3	9,25	360 290	5,8
5	6,5	195 000	3,1	7,75	492 900	4,8	9,0	444 600	6,5
6	6,25	231 000	3,4	7,50	576 000	5,9	8,75	548 620	8,2
7	6,00	252 000	3,8	7,25	582 900	7,3	8,50	557 170	9,1
8	65,75	258 750	4,6	7,00	596 400	10,6	8,25	595 650	9,6
9	5,5	269 000	5,3	6,75	639 900	12,2	8,00	615 600	9,8
10	5,25	299 250	6,0	6,50	702 000	13,5	7,75	677 350	10,1
11	5,00	290 000	6,2	6,25	705 000	13,0	7,50	662 620	10,3
12	4,75	289 750	5,4	6,00	698 400	12,6	7,25	654 310	9,7
13	4,50	288 000	5,4	5,75	690 000	12,0	7,00	651 700	9,5
14	4,25	276 000	5,2	5,50	679 800	11,4	6,75	641 250	8,6
15	4,00	264 000	5,0	5,25	667 800	11,0	6,50	636 020	8,2
16	3,75	247 500	4,3	5,00	660 000	11,2	6,25	623 430	8,0
17	3,50	238 000	4,1	4,75	644 100	10,8	6,00	621 300	7,4
18	3,25	237 250	3,6	4,50	626 400	9,5	5,75	617 260	7,1
19	3,00	222 000	2,4	4,25	601 800	8,7	5,50	606 100	6,7
20	2,75	209 000	2,2	4,00	585 600	8,2	5,25	588 520	6,2
21	2,50	192 500	2,0	3,75	571 500	6,3	5,00	584 250	5,6
22	2,25	180 000	1,6	3,50	554 400	5,6	4,75	577 600	5,2
23	2,00	162 000	1,2	3,25	530 400	4,8	4,50	566 020	5,0
24	—	—	—	3,00	511 200	3,9	4,25	549 100	4,6
25	—	—	—	2,75	488 400	2,8	4,00	539 600	4,1
26	—	—	—	2,50	453 000	2,6	3,75	527 250	3,9
27	—	—	—	2,25	415 800	2,1	3,50	508 720	3,2
28	—	—	—	—	—	—	3,25	481 650	2,8
29	—	—	—	—	—	—	3,0	447 450	2,4
30	—	—	—	—	—	—	2,75	415 390	2,2
31	—	—	—	—	—	—	2,5	384 750	2,0
32	—	—	—	—	—	—	2,25	350 550	1,9
33	—	—	—	—	—	—	2,0	311 600	1,8

Примечание. Положение комплекта есть расстояние от середины комплекта труб до устья скважины.

ных труб на первом этапе бурения показала соизмеримый износ по телу алюминиевых и стальных труб, что определило перспективу применения алюминиевых труб при бурении на больших глубинах. Основная причина отбраковки бурильных труб как на первом, так и на втором этапах — износ замковой резьбы 3-147, из-за которого приходилось выводить из эксплуатации бурильные трубы I класса и передавать их для бурения менее ответственных скважин.

Сводные данные по расходу бурильных труб и причинам их отбраковки на первом и втором этапах бурения СГ-3 соответственно приведены в табл. III.22 и III.23.

ТАБЛИЦА III.22

СВОДНЫЕ ДАННЫЕ ПО РАСХОДУ БУРИЛЬНЫХ ТРУБ НА ПЕРВОМ ЭТАПЕ БУРЕНИЯ СГ-3 ДО ГЛУБИНЫ 7263 М

Показатели	ЛБТ-147×11	ЛБТ-147×13	ЛБТ-147×15	СБТ
Использовано труб				
м	19 025	4314	1525	7659
т	310	77	25	288
Отбраковано или переведено в низший класс по причине:				
поворота в трубной резьбе				
м	4 277	4314	—	—
т	68	77	—	—
износа замковой резьбы				
м	14 748	—	—	7959
т	242	—	—	288
износа тела или утолщения, м	—	—	1525	—
Средняя наработка труб, рейс	365	150	108	—
Расход металла на 1 м проходки, кг	42,3	32,0	52,4	40

Примечание. В расход труб на 1 м проходки не включены 4277 м ЛБТ 147×11 мм и 2260 м ЛБТ 147×13 мм из-за малой наработки и массового выхода их из строя в результате поворота замков в трубной резьбе.

ТАБЛИЦА III.23

СВОДНЫЕ ДАННЫЕ ПО РАСХОДУ БУРИЛЬНЫХ ТРУБ НА ВТОРОМ ЭТАПЕ БУРЕНИЯ СГ-3 В ИНТЕРВАЛЕ 7263—11 500 М

Показатели	ЛБТВК-147 (Д16Т)	ЛБТВК-147 (01953)	ЛБТВК-147 (АК4-1)	СБТ
Использовано труб				
м	19 200	15 100	5900	7700
т	306	256	89	252
Отбраковано или переведено в низший класс по причине:				
износа замковой резьбы				
м	4 922	15 100	—	1550
т	77	256	—	50
износа тела или замка				
м	9 644	—	5900	6150
т	153	—	89	202
эрозионного размыва, м	4 434	—	—	—
Средняя наработка труб, рейс	291	367	250	470
Расход труб на 1 м проходки, кг	72	60	20,9	59,3

Динамика изменения сил сопротивления

Условия эксплуатации бурильной колонны в сверхглубокой скважине в твердых непроницаемых кристаллических породах имеют свои особенности: большая глубина скважины; значительный объем спуско-подъемных работ; большой выход открытого опережающего ствола; сложная траектория ствола; высокая абразивность и кавернозность ствола с эллипсовидным сечением; повышенная зашламованность призабойной зоны ствола; отсутствие фильтрационной глинистой корки на стенках скважины; отсутствие перепада давления (непроницаемость пород); отсутствие в разрезе гидрофильных пород и адгезионных сил воздействия между бурильными трубами и стенкой скважины.

Указанные особенности процесса взаимодействия бурильной колонны со стенкой скважины и буровым раствором вызывают повышение сил сопротивления движению инструмента, под которыми понимается совокупность сил, обуславливающих увеличение избыточной нагрузки на крюке и в различных сечениях бурильной колонны при подъеме инструмента и крутящего момента при его вращении. Поэтому силы сопротивления в основном зависят от физико-химических свойств пород и состава бурового раствора, траектории, формы сечения и протяженности открытого ствола, а также радиальных размеров и материала бурильной колонны.

Характер изменения сил сопротивления при подъеме инструмента с ростом глубины СГ-3 приведен на рис. III.67. Характер изменения крутящего момента при провороте бурильной колонны с ростом глу-

ТАБЛИЦА III.24

Номер свечи	Длина буриль- ной колонны, м	Нагрузка на крюке, кН		Расчетный вес колонны, кН	Скорость подъема, м/с	Силы сопро- тивления, кН
		по прибору	с учетом к. п. д. талевой системы			
268	9990	2600	2670	1550	0,3	1120
265	9866	2680	2760	1510	1,0	1250
260	9681	2600	2670	1450	1,0	1220
255	9495	2500	2560	1390	1,0	1170
250	9308	2360	2410	1330	1,0	1080
245	9121	2220	2250	1270	1,0	980
240	8934	2120	2140	1200	1,0	940
235	8749	2040	2060	1160	1,0	900
230	8564	2000	2010	1130	1,0	880
225	8378	1900	1900	1100	1,0	800
220	8193	1830	1830	1070	1,0	760
215	8006	1750	1740	1040	1,0	700
210	7818	1680	1660	1020	1,0	640
205	7633	1620	1600	990	1,0	610
200	7445	1560	1530	960	1,0	570
195	7258	1500	1470	930	1,0	540
190	7074	1460	1420	910	1,0	510
185	6889	1400	1360	880	1,0	480
180	6705	1340	1290	860	1,0	430
175	6514	1300	1250	830	1,0	420
170	6333	1260	1200	810	1,0	390
165	6145	1240	1180	780	1,0	400
160	5960	1160	1090	760	1,0	330
155	5772	1120	1050	740	1,0	310
150	5587	1080	1010	740	1,0	300
145	5400	1050	970	690	1,0	280
140	5212	1030	950	670	1,0	280
135	5027	990	910	650	1,0	260
130	4840	950	860	620	1,0	240
125	4654	910	820	600	1,0	220
120	4463	880	790	580	1,0	210
115	4277	850	750	560	1,0	190
110	4090	820	720	530	1,0	190
105	3902	790	690	510	1,0	180
100	3715	760	660	490	1,0	170
95	3528	710	600	470	1,0	130
90	3343	680	590	440	1,0	130
85	3163	660	550	420	1,0	130
80	2980	630	510	390	1,0	120
75	2798	600	480	370	1,0	110
70	2616	580	460	340	1,0	120
65	2434	550	430	310	1,0	120
60	2250	510	380	290	1,0	90
55	2069	480	350	270	1,0	80

бины скважины аналогичен изменению сил сопротивления при подъеме инструмента.

Силы сопротивления при подъеме бурильной колонны и крутящий момент на ее вращение в различных точках по глубине скважины измеряли методом «протяжки» колонны при ее подъеме от забоя с учетом показаний наземных средств контроля, расчетного значения ее ве-

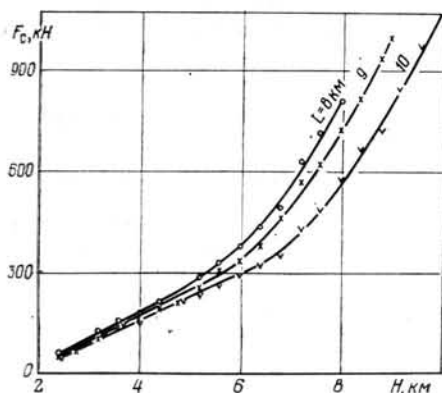


Рис. III.67. Зависимость сил сопротивления от глубины скважины

ТАБЛИЦА III.25

Номер свечи	Длина колонны, м	Значение установившегося крутящего момента на роторе при $n=2$ об/мин, Н·м
80	3 011	500
108	4 060	3 100
134	5 010	6 000
161	6 026	10 500
188	7 030	13 000
215	8 031	17 000
239	8 920	21 300
269	10 035	27 300
274	10 213	27 400

са и влияния параметров талевой системы на точность замера нагрузки на крюке.

Силы сопротивления, замеренные при подъеме бурильной колонны в СГ-3 при забое 10 000 м, приведены в табл. III.24, а крутящий момент для проворота бурильной колонны в различных сечениях при забое 10 250 м — в табл. III.25.

Для расчета распределения сил сопротивления по стволу скважины использовали метод «протяжки» бурильной колонны при ее подъеме с забоя. Суть метода заключается в следующем: пусть $F_{L1}, F_{L2}, F_{L3}, \dots, F_{Ln}$ — замеренные силы сопротивления по показаниям нагрузки на крюке при различной длине колонны (при подъеме первой, второй, третьей и т. д. свечи).

Силы сопротивления при глубине L

$$F_L = \frac{G_{L \text{ кр}} - G_{\text{тс}}}{\eta_{\text{тс п}}} - P_{L \text{ п}},$$

где $G_{L \text{ кр}}$ — нагрузка на крюке по показаниям прибора; $G_{\text{тс}}$ — вес талевой системы; $\eta_{\text{тс п}}$ — к. п. д. талевой системы при подъеме; $P_{L \text{ п}}$ — расчетный вес поднимаемой колонны.

Тогда в интервале скважины между первым и вторым замерами будет следующее приращение сил сопротивления:

$$\begin{aligned} \Delta F_1 &= F_{L1} - F_{L2} = \left(\frac{G_{L1 \text{ кр}} - G_{\text{тс}}}{\eta_{\text{тс п}}} - P_{L1 \text{ п}} \right) - \\ &\quad - \left(\frac{G_{L2 \text{ кр}} - G_{\text{тс}}}{\eta_{\text{тс п}}} - P_{L2 \text{ п}} \right); \\ \Delta F_1 &= \frac{G_{L1 \text{ кр}} - G_{L2 \text{ кр}}}{\eta_{\text{тс п}}} - (P_{L1 \text{ п}} - P_{L2 \text{ п}}). \end{aligned}$$

На последующих интервалах

$$\begin{aligned} \Delta F_2 &= \frac{G_{L2 \text{ кр}} - G_{L3 \text{ кр}}}{\eta_{\text{тс п}}} - (P_{L2 \text{ п}} - P_{L3 \text{ п}}). \\ \Delta F_n &= \frac{G_{Ln \text{ кр}} - G_{L(n+1) \text{ кр}}}{\eta_{\text{тс п}}} - (P_{Ln \text{ п}} - P_{L(n+1) \text{ п}}). \end{aligned}$$

Точность получения распределения сил сопротивления по глубине скважины тем выше, чем меньше интервал между двумя следующими замерами.

Аналогично определяется приращение крутящего момента, необходимого для проворота бурильной колонны между двумя замерами, и строится зависимость его распределения по глубине скважины

$$\Delta M_n = M_n - M_{n+1}.$$

Точность такого метода определения изменения сил сопротивления по длине бурильной колонны была проверена экспериментальным пу-

ТАБЛИЦА III.26

Глубина установки датчика, м	Длина бурильной колонны под датчиком, м	Расчетный вес бурильной колонны под датчиком, кН	Удлинение свечи по записи, мм	Коэффициент удлинения при тарировке	Фактическая нагрузка на контрольную свечу, кН	Силы сопротивления, кН	
						на контрольной свече	на крюке
1028	9590	1286	127,0	1,75	2230	940	1020
2295	8323	1094	128,0	1,46	1870	780	820
4304	6314	814	115,0	1,26	1450	640	560
6584	4034	535	69,0	1,52	1050	520	470

тем с помощью автономных скважинных приборов, которые были установлены в различных сечениях бурильной колонны и регистрировали удлинение ее на длине свечи в зависимости от прикладываемой нагрузки. Данные экспериментальной проверки приведены в табл. III.26.

Экспериментальные исследования показали хорошую сходимость замеров (погрешность до 10 %) при определении распределения сил сопротивления по длине бурильной колонны и возможность использования метода «протяжки» для учета фактических растягивающих нагрузок при расчете и построении равнопрочной бурильной колонны.

Анализируя изменение сил сопротивления с ростом глубины при проходке СГ-3, можно сделать следующие выводы:

изменение сил сопротивления с глубиной имеет степенную зависимость (параболический вид), причем зависимость в верхних интервалах скважины близка к линейной с постепенным увеличением темпа прироста к забою; максимальный прирост сил сопротивления наблюдается в призабойной зоне (около 1000 м от забоя);

по мере углубления скважины с ростом суммарной длины контакта инструмента со стенкой скважины величина приращения сил сопротивления уменьшается; это можно объяснить увеличением приработки стенок скважины и, как следствие, снижением влияния формы сечения;

трение бурильной колонны о стенки скважины может быть отнесено к классу граничного трения; это теоретическое предположение было подтверждено при изучении распределения коэффициента трения по стволу скважины и лабораторными исследованиями влияния контактного давления на коэффициент трения;

значительное влияние на силы сопротивления оказывает зашламленность ствола скважины и особенно призабойной зоны;

форма сечения ствола и радиальные размеры элементов бурильной колонны существенно влияют на формирование сил сопротивления;

с увеличением скорости движения инструмента в стволе с эллипсовидным сечением силы сопротивления повышаются.

Отработка талевого каната

Работа талевого каната диаметром 38 мм учитывается специальным счетчиком — работомером талевого каната конструкции КГРЭ. Ра-

ботомер обеспечивает регулярное получение фактических данных о работе, выполненной канатом в каждом рейсе, и позволяет устанавливать связь между ее значением и износом каната. При этом показатели работы каната позволяют не только объективно прогнозировать его расход на больших глубинах, но и оценивать работу всего механизма СПО

ТАБЛИЦА III.27

Длина каната, м	Интервал бурения, м	Число выполненных рейсов	Средняя наработка талевого каната, кН·км	Расход талевого каната, м	
				на один рейс	на 1 м проходки
8 850	7 284—8 010	200	495 620	44,3	12,2
13 084	8 010—9 025	219	425 920	59,7	13,0
10 806	9 025—9 993	157	487 800	68,8	11,2
13 406	9 993—11 059	180	490 100	74,5	12,6
3 192	11 059—11 514	36	516 880	88,7	7,00
49 338	7 284—11 514	792	489 870	62,3	11,7

буровой установки. Это, в свою очередь, дает возможность оптимизировать отработку каната по показаниям работомера, а также обоснованно планировать его расход в зависимости от условий проходки скважины.

Данные, характеризующие отработку талевого каната при бурении СГ-3 на глубине 7284—11 500 м, приведены в табл. III.27.

Отбор керна

В Кольской сверхглубокой скважине в интервале 0—11 500 м пробурено с отбором керна 9235,2 м. Отобрано 3700,1 м керна, что составило в целом по скважине 40,1 %. В табл. III.28 приведены данные по выносу керна, а изменение его дробимости с ростом глубины показано ниже.

Интервал бурения, м	0—500	500—1000	1000—1500	1500—2000	2000—2500	2500—3000	3000—3500	3500—4000	4000—4500	4500—6179
Средняя длина столбика, см	13,4	11	17,4	13,1	17,1	13,9	23,9	19,7	17,8	8,9
Интервал бурения, м	6202—6300	6300—6403	6403—6411	7263—7299	7324—7410	7410—7508	7508—7558	7637—7647	7706—7809	7813—7902
Средняя длина столбика, см	6,7	6,6	7,8	5,9	3,9	4,5	3,6	4,9	3,8	4,3
Интервал бурения, м	7902—8006	8007—8101	8101—8190	8202—8302	8302—8400	8400—8494	8522—8589	8618—8701	8710—8803	8803—8901
Средняя длина столбика, см	8	6,5	2,8	5,2	7,3	6	5	4,5	8,3	8,9
Интервал бурения, м	8901—9003	9003—9103	9103—9202	9202—9299	9303—9404	9404—9510	9510—9610	9610—9682	9902—10 000	
Средняя длина столбика, см	3,7	3,9	4,3	2	1,8	2,7	2,2	2,5	2,2	
Интервал бурения, м	10 001—10 105	10 105—10 202	10 202—10 301	10 301—10 360	10 424—10 502	10 502—10 608	10 608—10 703	10 703—10 760		
Средняя длина столбика, см	2,5	1,9	2	1,8	1,7	1,9	0,7	0,6		

Как следует из приведенных данных, ствол скважины по глубине можно разделить на четыре участка.

Участок 1 — интервал 0—4673 м характеризуется тем, что при его бурении керн формируется столбиком с линейными размерами более 10 см. Длина столбика колеблется от 11 до 23,9 см. Скол керна происходит под углом по слоистости породы. Проходка за рейс с ростом

ТАБЛИЦА III.28

Интервал бурения, м	Номер участ- ка	Число рейсов	Проходка, м	Вынос керна		В среднем за рейс, м	
				м	%	проходка	вынос керна
0—1 059	1	108	942	386	41,0	8,7	3,6
1 059—2 805		239	1674	913	54,5	7,0	3,8
2 805—4 673		265	1570	940	59,7	5,9	3,5
Итого:		612	4186	2239	53,4	6,8	3,7
4 673—5 624	2	80	644	103	16,0	8,1	1,3
5 642—6 823		125	865	260	30,1	6,9	2,1
6 823—7 263		35	334,7	46,8	14,0	9,6	1,3
Итого:		240	1843,7	409,8	22	7,7	1,7
7 263—7 943	3	39	291,3	105,8	36,3	7,5	2,7
8 043—9 008,4		105	742,5	308,1	41,4	7,1	2,9
Итого:		144	1033,8	413,9	40	7,2	2,9
9 008,4—10 028	4	104	835,8	248,3	30	8,0	2,4
10 028—10 772		56	612,2	163,9	26,8	10,9	2,9
10 772—11 500		61	723,7	225,2	31,1	11,9	3,7
Итого:		221	2171,7	637,4	29	9,8	2,9
Всего		1217	9235,2	3700,1	40,1	—	—

глубины падает с 8,7 до 5,9 м. Признаков дискования и саморазрушения керна не наблюдается. При средней проходке за рейс в 7 м линейный вынос керна сравнительно высок и составляет 3,5—3,6 м, т. е. около 50—55 %. Недоподъем керна связан в основном с его заклиниванием внутри керноприемной трубы.

Участок 2 — интервал 4673—7263 м, в котором с глубины около 5000 м наблюдаются интенсивное уширение ствола скважины и повышенная дробимость керна, хотя техника и технология бурения остались прежними. Средняя проходка за рейс выросла по сравнению с верхним интервалом на 30—70 %, а линейный вынос керна уменьшился в 1,5—2,5 раза. Повышенная дробимость породы усилила эффект самозаклинивания керна в керноприемном устройстве. Средняя длина столбика керна колеблется от 6,6 до 9 см. Для борьбы с самозаклиниванием керна в этом интервале был проведен большой комплекс экспериментальных работ, результаты которых приведены в табл. III.29.

Анализ экспериментальных материалов свидетельствует о следующем. Отбор керна сопровождается саморазрушением и самозаклиниванием породы в приемном устройстве. Поэтому наиболее низкий процент выноса керна наблюдался при применении обычных колонковых труб (около 13 %). Лучшие же результаты были получены при использовании обратной промывки (53 и 40 %), при применении смазки (40,6 %) и грунтоносок со шлифованными пластинами, у которых низкий коэффициент трения (35,5 %), т. е. в снарядах, конструктивное исполнение которых направлено на обеспечение принудительного движения керна или снижение коэффициента трения на контакте керна —

керноприемная труба. Наиболее высоким линейный вынос керна за рейс был при использовании усиленной обратной промывки (5 м) и грунтоноски со шлифованными пластинами (3,34 м). При применении же конусных грунтоносок для уменьшения величины распорной силы показатели выноса керна существенно не улучшились (18,8 %).

ТАБЛИЦА III.29

Показатели	КДМ-195-214/60						КТД4-195-2М/60-80
	Прямая промывка через грунтоноску			Обратная промывка		Без про- мывки, грунтонос- ка заполне- на смазкой	Грунтоноска неподвижная с обратным клапаном
	обыч- ную	конус- ную	шлифо- ванную пласти- нами	корпус диаметром 195 мм, обычная грунтонос- ка, расход 1—2 л/с	корпус диаметром 203 мм, обычная грунтонос- ка, расход 6—8 л/с		
Число рейсов	11	9	5	29	8	6	4
Общая проходка, м	75,4	64,8	47	238,5	75,3	39,1	28,3
Общий вынос керна							
м	9,84	12,2	16,7	95,25	39,85	15,9	5,65
%	11	18,8	35,5	40	53	40,6	20
Проходка за рейс, м	6,83	7,2	9,4	8,2	9,4	6,5	7,1
Вынос керна за рейс, м	0,89	1,35	3,34	3,3	5	2,65	1,4

Керноотборные снаряды с заполнением колонковой трубы жидкой смазкой, несмотря на полученные положительные результаты, не являются рациональными, так как применение такой смазки исключает использование обратной промывки для принудительного продвижения керна по трубе. Более перспективно сочетание схемы обратной промывки и керноприемной полости, покрытой антифрикционным материалом с низким коэффициентом трения, особенно металлографитом или стеклоэмалью.

Участок 3 — интервал 7263—9008,4 м, в котором сохраняются горно-геологические условия, приводящие к повышенной дробности керна. Средняя величина столбиков керна с ростом глубины уменьшается и колеблется от 2,8 до 8,9 см. Наиболее представительные размеры столбиков (дисков) керна 4—5 см (рис. III.68). Недоподъем керна связан в основном с самозаклиниванием дисков в керноприемной трубе устройства. В этом интервале были впервые апробированы созданные керноотборные устройства с гидротранспортом керна МАГ-195-214/60.

В этом же интервале большое число рейсов проведено со снарядами с пониженным коэффициентом трения на контакте керна — керноприемная труба. С керноотборной надставкой КН-195 (ШУК-195) с маслonaполненной грунтоноской, применяемой в качестве приставки к шпинделю турбобуров А7Ш, А7ГТШ или ТРМ-195 для сплошного бурения, сделано 14 рейсов, а с керноотборным снарядом КДМ-195-214/60, имеющим маслonaполненную грунтоноску, и забойными двигателями А7Ш, А7ГТШ, Д2-172М и ТРМ-195 — 52 рейса.

Сопоставимые данные о работе снарядов приведены в табл. III.30.

Анализ данных табл. III.30 показывает, что лучшие результаты при бурении на глубине свыше 7000 м в условиях дискования керна получены при применении керноотборных устройств с принудительным продвижением керна в камеру складирования, т. е. снарядов с гидротранспортом керна типа МАГ. В этом интервале ими сделано 78 рейсов, пробурено 593,9 м с выносом керна 45 %. Показатели МАГ по про-

ходке за рейс и выносу керна в сопоставимых интервалах превышают показатели других устройств в 1,2—1,5 раза.

В то же время показатели по выносу керна нестабильны и зависят не только от конструкции устройств, но и от правильного, рационального их использования в специфических горно-геологических условиях разреза Кольской скважины на этих глубинах. Так, керноотборным снарядом типа МАГ в интервале 7469,4—9651 м пробурено 1149,1 м

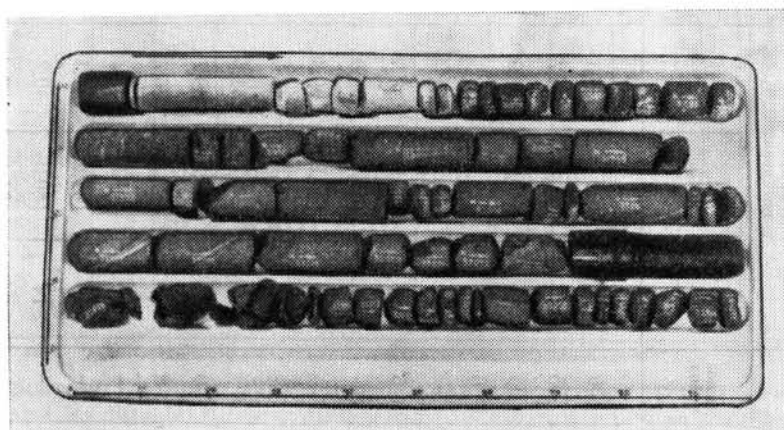


Рис. III.68. Керн с глубины 8958 м

за 139 рейсов. Из них в 98 рейсах (табл. III.31) керн в камере складирования отсутствовал и находился в заклиненном виде в керноводной трубе. Снаряд работал, как обычное керноотборное устройство, с частичной обратной промывкой, гидротранспорт керна отсутствовал, и, как следствие, в этих рейсах процент выноса керна был на уровне обычных керноотборников (21 %), а линейный вынос керна при проходках за рейс более 8 м не превышал 2 м (1,7 м). В остальных рейсах почти весь поднимаемый керн находился в камере для складирования, т. е. гидротранспорт керна действовал, а заклинивания в керноводной трубе не было. В этих рейсах вынос керна составил более 70 % (6,1 м) при средней проходке за рейс 8,5 м.

Таким образом, при обеспечении достаточного расхода раствора при обратной промывке в снаряде типа МАГ вынос керна может быть увеличен (несмотря на дискование) до 70 % и более. Этому препятствует интенсивное кавернообразование в районе работающих долота и снаряда, что снижает расход обратного потока через снаряд вплоть до прекращения гидротранспорта керна. Эффективность керноотбора повышается также снижением частоты вращения снаряда, увеличением осевой нагрузки и расхода промывочной жидкости.

Участок 4 — интервал 9008,4—11 500 м характеризуется очень высокой дробимостью керна (рис. III.69). Высота столбиков колеблется от нескольких сантиметров до размеров буровой мелочи. В этом интервале в основном использовали только керноотборные снаряды с гидротранспортом керна типа МАГ. Результаты испытаний подтвердили, что в условиях сложноподвиженного забоя и дискования керна наиболее эффективны эти снаряды. Если устройствами типа КН, КДМ и СКУ с обычной схемой дренажа и маслоснаполненной грунтоносной вынесено всего 2—6 % керна (см. табл. III.30), то снарядом типа МАГ в этом интервале вынесено около 43 % керна. Самые высокие показатели по выносу керна (более 53 %) получены при применении снаряда МАГ-195-214/60 и бурильной головки 2В-К214/60ТКЗ с высоким

Интервал бурения, м	КН-195						КДМ-195-214/60, СКУ-195/80						МАГ-195-214/60					
	В интервале			За рейс			В интервале			За рейс			В интервале			За рейс		
	N	H, м	L _к , м	h, м	L, м	вынос керна, %	N	H, м	L _к , м	h, м	L, м	вынос керна, %	N	H, м	L _к , м	h, м	L, м	вынос керна, %
7469,4—7943	1	5,1	3,2	5,1	3,2	61	14	99,3	29,5	7,1	2,1	30	25	192	76,3	7,7	3,1	40
8043—8465,8	2	12,6	2,2	6,3	1,1	17	13	72,6	25,8	5,6	2,0	35	33	226,4	90,7	6,9	2,8	40
8506,5—9008,4	11	83,9	27,6	7,6	2,5	33	25	170,2	59,8	6,8	2,4	35	20	175,5	101,9	8,8	5,1	58
9008,4—9344,4	1	9,7	2,65	9,7	2,65	27	4	33,7	2,1	8,4	0,5	6	37	275,2	91,5	7,5	2,5	33
9344,4—9651	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24	280	58	11,7	2,4	21
9738—9910	1	7,3	0,4	7,3	0,4	5	6	47,3	2,2	7,9	0,4	5	8	66,9	33,5	8,4	4,2	50
9918—10028	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	22	104,4	55,8	4,8	2,5	54
10028—10136	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12	106,3	26,3	8,9	2,2	25
10136—10243	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	100,9	41,6	10,1	4,2	41
10248—10360	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	102,7	31,6	12,8	4,0	31
10427—10622	—	—	—	—	—	—	1	12,7	0	12,7	0	0	14	174,3	39,7	12,3	3	24
10656—10772	—	—	—	—	—	—	4	31,3	0,6	7,8	0,15	2	7	82,1	26,7	11,7	3,8	33
10633—10792	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12	132,2	34,3	11	2,9	26
10800—11003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12	147,2	37,1	12,3	3,1	25
11003—11254	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14	180,3	49,2	12,9	3,5	27
11254—11499	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16	185,4	73	11,6	4,6	39

Примечание. N — число рейсов; H — общая проходка; L_к — вынос керна; h — средняя проходка за рейс; L — средний вынос керна за рейс.

керноприемом, которая конструктивно наиболее соответствует схеме бурения с обратной призабойной циркуляцией.

Таким образом, анализ материалов по выносу керна позволяет сделать следующие выводы:

ТАБЛИЦА III.31

Интервал бурения, м	Керн не поступал в камеру						Керн поступал в камеру					
	в интервале			за рейс			в интервале			за рейс		
	N	H, м	L _K , м	h, м	l, м	вынос керна, %	N	H, м	L _K , м	h, м	l, м	вынос керна, %
7469,4—7943,0	19	142,4	45,6	7,5	2,4	32	6	49,6	30,8	8,3	5,1	62
8043,0—8465,8	23	154,2	33,4	6,7	1,5	22	10	72,2	57,3	7,2	5,7	79
8506,5—9008,4	10	71,6	22,4	7,2	2,2	31	10	103,9	79,5	10,4	8,0	77
9008,4—9344,4	26	197,3	34,3	7,6	1,3	17	11	77,9	57,2	7,1	5,2	73
9344,4—9651,0	20	234,4	34,8	11,7	1,7	15	4	45,6	23,6	11,4	5,8	51
Итого	98	799,9	170,5	8,2	1,7	21	41	349,2	248,4	8,5	6,1	71

Примечание. Обозначения те же, что и в табл. III.30.

с ростом глубины скважины показатели отбора керна снизились в среднем на 30—50 %; это произошло, несмотря на значительные усовершенствования технических средств отбора керна;

наиболее важной причиной ухудшения показателей отбора керна является прогрессирующее дискование керна с ростом глубины, при-

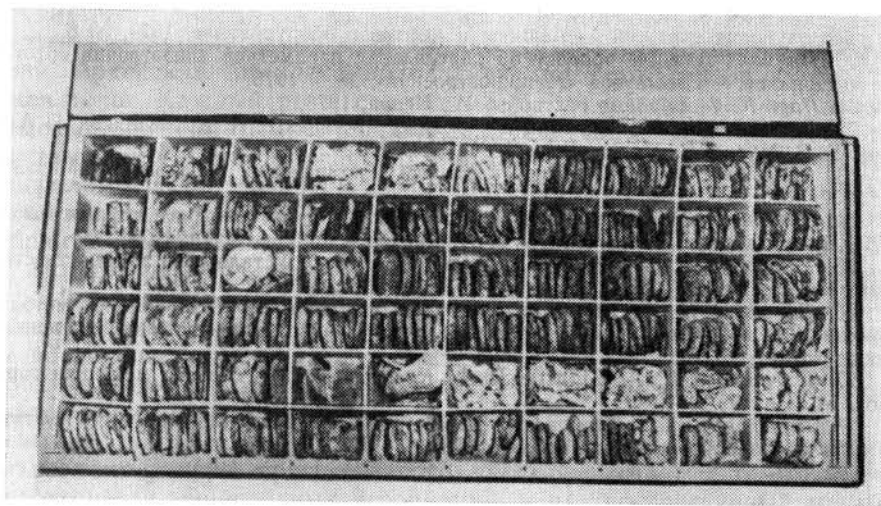


Рис. III.69. Керн с глубины 10 730 м

водящее к недоподъему образцов как вследствие увеличения случаев их заклинивания, так и в связи с полным разрушением дисков вплоть до размеров буровой мелочи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров М. М. Взаимодействие колонн труб со стенками скважины. М., Недра, 1982.
2. Андерсон Б. А. Полимерные буровые растворы за рубежом. — Сер. Бурение. М., ВНИИОЭНГ, 1980.

3. *Алюминий. Металловедение, обработка и применение алюминиевых сплавов.* Пер. с англ. Под ред. А. Г. Туманова, Ф. И. Квасова, И. Н. Фридляндера. М., Металлургия, 1972.
4. *Алюминиевые сплавы.* Справочное руководство. М., Металлургия, 1972.
5. *Баклашов И. В., Картозия Б. А.* Механика горных пород. М., Недра, 1976.
6. *Басович В. С., Ворожбитов М. И., Губерман Д. М.* Метод оценки бурильных труб. — Тр. ВНИИТнефть, вып. XI, 1979.
7. *Басович В. С., Ворожбитов М. И., Губерман Д. М.* Влияние радиальных размеров элементов бурильной колонны на силы сопротивления при движении труб в скважине. — Тр. ВНИИТнефть, вып. XI, 1979.
8. *Басович В. С.* Влияние талевого системы на точность измерения веса инструмента по натяжению неподвижной ветви каната. — Машины и нефтяное оборудование, 1979, № 9.
9. *Берштейн О. Ю., Вугин Р. Б., Великосельский М. А.* Совершенствование методов и средств отбора керна в глубоком бурении. М., Недра, 1977.
10. *Берштейн О. Ю., Вугин Р. Б.* Методика прогнозирования показателей бурения с отбором керна твердых абразивных пород. — Нефтяное хозяйство, 1974, № 3.
11. *Ворожбитов М. И., Губерман Д. М., Иванников В. И.* К вопросу оценки основных показателей бурения сверхглубоких скважин в заданный срок. — Тр. ВНИИБТ, вып. XXXIV, 1975.
12. *Ворожбитов М. И., Голубев Г. Р.* Определение рационального распределения интенсивности искривления по интервалам глубокой скважины. — Нефтяное хозяйство, 1976, № 5.
13. *Горбачевич Ф. Ф.* Нелинейность деформирования скальных горных пород при статическом нагружении. — Инженерная геология, 1979, № 4.
14. *Кацауров И. Н.* Горное давление. Вып. II. Механика горных пород. М., изд. МГИ, 1972.
15. *Кистер Э. Г.* Химическая обработка буровых растворов. М., Недра, 1972.
16. *Кузнецов Ю. И.* Методика и техника петрофизических исследований. Апатиты. Изд. Кольского филиала АН СССР, 1977.
17. *Марков Г. А.* Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л., Наука, 1977.
18. *Медведев Р. В., Кузнецов Ю. И.* Свойства массива горных пород по результатам бурения глубоких скважин. Новосибирск, Наука, 1982.
19. *Неймарк А. С., Данелянц С. М., Файн Г. М.* Компонировка бурильных колонн для сверхглубоких скважин. — Машины и нефтяное оборудование, 1979, № 6.
20. *Неймарк А. С.* К вопросу об определении параметров анизотропии ортотропных материалов. — Изв. вузов «Машиностроение», № 6, 1975.
21. *Паус К. Ф.* Буровые растворы. М., Недра, 1973.
22. *Распределение напряжений в породных массивах/Г. А. Крупенников, П. А. Филатов, Б. З. Мусин, В. М. Барковский.* М., Недра, 1972.
23. *Синявский В. С.* Коррозия и защита алюминиевых сплавов. М., Металлургия, 1977.
24. *Тектонические напряжения в земной коре и устойчивость горных выработок/И. А. Турчанинов, Г. А. Марков, В. И. Иванов и др.* Л., Наука, 1978.
25. *Тимофеев Н. С., Вугин Р. Б., Яремейчук Р. С.* Усталостная прочность стенок скважины. М., Недра, 1971.
26. *Тимофеев Н. С., Ворожбитов М. И., Симонянц Л. Е.* Проблемы, методы и возможные решения в области бурения и эксплуатации сверхглубоких скважин. М., Внешторгиздат, 1971.
27. *Турчанинов И. А., Марков Г. А., Каспарьян Э. Н.* Основы механики горных пород. М., Наука, 1977.
28. *Щербюк Н. Д., Якубовский Н. В.* Резьбовые соединения труб нефтяного сортамента и забойных двигателей. М., Недра, 1974.

Кольская сверхглубокая скважина, заложенная в северо-восточной части Балтийского щита, впервые пересекла древнюю континентальную земную кору архея—протерозоя и позволила получить уникальную информацию о ее строении и тех геологических процессах, которые в ней происходили и происходят. По скв. СГ-3 до глубины 11600 м проведены обширные комплексные исследования керна и околоскважинного пространства: геологические, петрографические, геохимические, минералогические, структурные, радиологические, сейсмоакустические, ядерно-физические, магнитные, электрические, тепловые, а также осуществлен контроль за состоянием ствола скважины.

Ниже приведены краткие выводы по важнейшим направлениям исследований.

1. В области геологии

Вскрытый скважиной разрез охватывает интервал геологической истории от 3 до 1,6 млрд. лет и представлен двумя комплексами: протерозойским (0—6842 м) и архейским (6842—11662 м). Исследования протерозойского комплекса изменили и детализировали представления о строении Печенгского рудного района. Печенгский осадочно-вулканогенный комплекс расчленен на две серии (сверху вниз): никельскую и луостаринскую. Верхняя представлена пикрит-базальтовой и граувакковой формациями, нижняя — трахиандезит-базальтовой и кварцито-карбонатной формациями. Для печенгского комплекса доказана устойчивость на глубину мощностей главных стратиграфических подразделений. Архейский комплекс подразделен на семь ритмично чередующихся толщ. Каждый ритм состоит из биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами и подстилающих их биотит-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов. Гнейсы с высокоглиноземистыми минералами имеют первично осадочное происхождение и относятся к глинисто-песчанистой формации. Биотит-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты принадлежат к базальт-андезитовой формации.

По материалам скв. СГ-3 впервые в одном непрерывном разрезе детально изучена метаморфическая зональность в диапазоне от пренит-пумпеллиновой фации до амфиболитовой фации и установлено влияние на эту зональность литологического состава пород, глубины и температуры, которая сверху вниз возрастала от 300 до 650 °С. Следовательно, во время метаморфизма геотермический градиент в 5—7 раз превышал современный. Установлено, что с глубиной увеличиваются не только температуры прогрессивного метаморфизма, но также степень равновесности минеральных ассоциаций, и что прогрессивный метаморфизм печенгского комплекса происходил синхронно с чешуйчатыми надвиговыми перемещениями тектонических блоков. Эти процессы обусловили появление в зонах крупных разломов резкой анизотропии метаморфических пород по внутреннему строению и упругим свойствам, захватили гранито-гнейсы кольской серии и почти нацело уничтожили в них более ранние минеральные парагенезисы гранулитовой фации. Отличительная особенность полиметаморфического архейского комплекса — региональная гранитизация в условиях амфиболитовой фации, а также широко проявленная мусковитизация метаморфических пород.

На обширном аналитическом материале построен первый достоверный вертикальный геохимический разрез докембрийской земной коры. Он отражает вариации содержаний петрогенных, редких и рассеянных элементов и доказывает смену с глубиной фемического состава коры

существенно калийным. На этом общем фоне выявлены закономерные изменения кислотности и щелочности пород в зависимости от исходного литологического состава и наложенных процессов. Установлен изохимический характер метаморфизма для петрогенных элементов, включая калий и натрий. Доказано, что высокое содержание воды в породах пренит-пумпеллиитовой фации (до 6,8 %) снижается до 2,5 % в зеленосланцевой фации и до 1,5 % на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации.

Впервые обнаружено присутствие в глубинных зонах континентальной земной коры минерализованных подземных трещинных вод и выявлена их вертикальная гидрогеологическая зональность: с глубиной воды существенно хлоридно-кальциевые сменяются гидрокарбонатно-натриевыми. В составе газов с глубиной возрастает роль водорода, гелия и падает роль углеводородных газов, приуроченных главным образом к осадочным толщам протерозойского комплекса.

Результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины доказали высокую насыщенность континентальной земной коры полезными ископаемыми и позволили объяснить распределение разных типов минерализации последовательной сменой осадочных, магматических, метаморфических и гидротермальных процессов. В интервале 1540—1800 м скважина вскрыла ранее неизвестный горизонт ультрабазитов с сульфидными медно-никелевыми рудами. Исследования керн подтвердили полигенное происхождение этих руд и выявили выдержанность их минерального состава, текстур, структур и геологической позиции на 2,5 км по восстанию. В кольской серии вскрыты железистые кварциты, метаморфизованные магматические железо-титановые руды, сульфидная медно-никелевая минерализация. На глубинах 600—1100 м в зонах регрессивного дислокационного метаморфизма обнаружена низкотемпературная гидротермальная пирит-халькопирит-пирротиновая минерализация мантийного происхождения. На основе количественных данных доказано, что минерализованные трещинные структуры распространяются в 3—4 раза дальше от поверхности, чем предполагалось на основании общих теоретических расчетов. В сочетании с другими геологическими наблюдениями эти факты позволяют утверждать, что вследствие вертикальных и горизонтальных перемещений даже на больших глубинах могут возникать тектонические блоки, разрывные и складчатые структуры, благоприятные для рудоотложения.

Пересеченный Кольской сверхглубокой скважиной разрез охватывает не весь докембрий. Тем не менее фактические данные, полученные в результате ее проходки, позволяют оценить достоверность альтернативных гипотез о строении глубинных зон континентальной земной коры, опираясь на трехмерную геологическую модель Печенгского рудного района, и использовать ее в качестве эталона для интерпретации данных глубинных геологических и геофизических исследований древних метаморфических толщ. Согласно этой модели геологическая история района разделяется на два крупных цикла: архейский и протерозойский. Архейский цикл в свою очередь состоит из двух этапов: андезито-базальтового вулканизма и седиментации; складчатости, метаморфизма гранулитовой фации и ультраметаморфизма. Протерозойский цикл включает четыре этапа: заложения внутриконтинентального подвижного пояса рифтогенного типа, андезито-базальтового вулканизма, пикрит-базальтового вулканизма, складчато-разрывных дислокаций и зонального метаморфизма в диапазоне от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фации.

В новой интерпретации внедрение никеленосных интрузий связывается не с заключительным этапом формирования протерозойской геосинклинали, а с проявлением эпиплатформенного магматизма, имевшего в целом антидромный характер. Вывод об исходном горизонталь-

ном залегании никеленосных интрузий и их расчленении на отдельные фрагменты в результате чешуйчатых перемещений тектонических блоков расширяет перспективы обнаружения медно-никелевых руд в Печенгской структуре и меняет критерии их поиска и оценки. Одновременно возникает необходимость поисков в протерозойском и архейском комплексах и других типов оруденения, вскрытых Кольской сверхглубокой скважиной, в том числе гидротермальной сульфидной минерализации, связанной с зонами регрессивного дислокационного метаморфизма.

Что касается глубинных сейсмических границ, то синтез результатов геологических и геофизических исследований позволил заключить, что большая часть наклонных сейсмических границ, характерных для верхней части разреза, определяется контактами геологических тел и крупными разрывными нарушениями. Пологие сейсмические границы в нижней части разреза не могут быть объяснены ни переходом от более кислых пород к основным, ни резким фронтом метаморфизма или базификации пород, ни субгоризонтальными тектоническими зонами. Они имеют изохимическую природу и связаны с изменением физическо-го состояния горных пород в глубинных частях континентальной земной коры.

2. В области геофизики

Геофизические и петрофизические исследования разреза Кольской сверхглубокой скважины обеспечили:

- получение прямой информации о физическом состоянии, свойствах и составе горных пород в их естественном залегании до глубины 11 600 м и по керну, извлеченному из скважины;
- выяснение геологической природы геофизических, в том числе сейсмических границ в континентальной земной коре докембрия;
- определение температурного режима земных недр;
- изучение напряженного состояния массива горных пород, вскрытых скважиной;
- определение технического состояния ствола скважины.

Одним из основных результатов геофизических исследований является выделение на глубине 4500 м в пределах печенгского комплекса протерозоя зоны пониженных скоростей, обусловленной наложением низкотемпературного метаморфизма на породы базальтового состава. До глубины 4500 м отсутствует вертикальный градиент скоростей распространения продольных v_p и поперечных v_s волн. Ниже печенгского комплекса на глубине 6840 м скважина вскрыла мощный кольский комплекс, отвечающий по своим свойствам типичному гранито-гнейсовому слою. Этот факт расходится с тем прогнозом, который был сделан до бурения Кольской скважины на основании данных глубинного сейсмического зондирования.

Указанное явление подтвердилось в результате построения (на основании результатов массовых измерений по керну скважины) упруго-плотностной модели, показавшей четкое трехчленное деление пород в разрезе по упругим и плотностным свойствам, а именно: интервал от 0 до 4500 м, сложенный главным образом основными вулканитами протерозоя; мощные зоны расщепления, залегающие в интервале 4500—6840 м; породы архея (6840 м и ниже).

Основная особенность разреза заключается в том, что максимальные значения плотности σ и скоростей v_p и v_s наблюдаются в изверженных породах верхней части разреза. На глубине 4500 м отмечается скачкообразное уменьшение σ , v_p , v_s и возрастание таких параметров как пористость, проницаемость и анизотропия пород. Изменение ука-

занных свойств на границе протерозоя и архея имеет такой же характер.

Анализ упругих свойств по разрезу показал, что их изменение связано с резким изменением состава пород и возрастанием с глубиной интенсивности расщепления в зонах крупных разрывных нарушений.

Резкие границы раздела, наблюдаемые по плотностным, упругим и другим свойствам, выделяются и по электромагнитным характеристикам. Распределение магнитных минералов по разрезу подчиняется следующей общей закономерности: на глубинах от 0 до 4586 м (зона сульфидной минерализации) ведущими магнитными минералами являются пирротины, за исключением гипербазитов, где встречен в большом количестве магнетит; в интервале 4586—5642 м (зона оксидной минерализации) пирротин практически исчезает, присутствуют только магнетит и гематит; глубже наблюдаются малые концентрации как магнетита, так и пирротина.

В скважине проведены детальные замеры температуры до глубины 11 600 м. Кроме того, определена теплопроводность образцов типичных пород разреза. Это позволило установить, что с глубиной значения геотермического градиента и плотность теплового потока возрастают. Геотермический градиент в протерозое составляет в среднем 1,6, в архее 2 °С/100 м.

По разрезу скважины проведено систематическое опробование всех слоев, пластов, толщ и свит разреза на содержание радиоактивных элементов: урана, тория и калия. В результате выяснено, что доля радиогенного тепла в общем балансе теплового потока превышает 50 %.

Расчетными и экспериментальными методами установлено, что горное давление по разрезу скважины распределено неравномерно. Наблюдаются участки резкого спада и увеличения напряжений по сравнению с литостатическим давлением. Границы этих изменений фиксируются на поверхности сейсмическими методами.

Успехи геофизических исследований были достигнуты за счет разработки новой технологии и методик проведения каротажа, создания уникальной отечественной термобаростойкой геофизической аппаратуры и каротажного кабеля длиной 12 000 м, а также всестороннего анализа полученной информации.

3. В области техники и технологии бурения

С технической точки зрения главным итогом проведенного этапа работ является создание отечественного высокоэффективного комплекса технико-технологических средств для проходки скважин на столь большие глубины. Комплекс во многом отличается оригинальностью. Особенным является легкость, простота наземного оборудования и подземных конструкций, инструментов, их приспособленность к работе при дефиците информации об условиях бурового процесса в кристаллических породах. Достижение большой глубины стало возможным благодаря комплексному использованию новых технических решений: способа бурения опережающим стволом, низкооборотного турбинного метода бурения, надежных бурильных труб из легких алюминиевых сплавов, средств контроля за работой турбобура на забое с передачей информации на поверхность и ряда других решений.

Большинство рекордных показателей бурения характеризуют обособенность и преимущества принятой технологии: глубина 12 км достигнута при использовании буровой установки грузоподъемностью всего 4 МН; выход открытого опережающего ствола достиг беспрецедентной протяженности — более 9,5 км; масса бурильной колонны (в скважине) не превышает 160—170 т; затраты времени на полный цикл спуско-подъема инструмента с рекордной глубины составляют не более 18 ч.

Важным итогом является уточнение ранее существовавших чисто расчетных представлений о закономерностях изменения бурового процесса с ростом глубины. Так, не оправдались прогнозы ухудшения буримости пород на больших глубинах. Более сложной, чем ожидалось, оказалась проблема сохранения устойчивости приствольного массива кристаллических пород. Пришлось существенно корректировать методику расчета бурильной колонны, учитывая силы сопротивления движению труб и температурное разупрочнение легкосплавного материала труб. Уточнены представления о процессе отбора керна из сложно-напряженного забоя скважины. Новые закономерности установлены для операций управления пространственной траекторией скважины и других важнейших процессов бурения. Более высокий уровень знаний позволил на научно обоснованных положениях планировать и сам процесс бурения, и программу разработки технико-технологических средств с наперед заданной характеристикой. Последнее обстоятельство сыграло немаловажную роль в создании и отработке системы оперативной подготовки новых технических средств для бурения.

Технико-технологические средства и опыт отечественного сверхглубокого бурения — основа для дальнейшего повышения эффективности глубокого бурения на нефть, газ и твердые полезные ископаемые.

Кольская скважина бурится, исследования продолжаются, соответственно будут уточняться и полученные выводы.

На основании уже имеющихся результатов по бурению и исследованию Кольской сверхглубокой скважины Межведомственным научным советом ГКНТ с участием Мингео СССР, АН СССР разработана перспективная комплексная программа изучения недр территории СССР.

Осуществление указанной программы, по нашему мнению, приведет к коренному совершенствованию знаний об особенностях строения и истории развития различных типов земной коры СССР и прогнозированию месторождений полезных ископаемых. Учитывая же разнообразие геологического строения СССР, можно быть уверенным, что такой подход послужит развитию наук о Земле в целом.

Предисловие	3
Введение. Е. А. Козловский	4

Раздел I. ГЕОЛОГИЯ

Геологическое строение северо-восточной части Балтийского щита. В. С. Ланев, И. В. Литвиненко, Э. Б. Наливкина, М. С. Русанов, С. Н. Суслова	19
Основные черты геологического строения Кольского полуострова	19
О глубинном строении Кольского полуострова	26
Геологическое строение района заложения скв. СГ-3	27
Основные результаты глубинных геофизических исследований района заложения скв. СГ-3	35
Геологический разрез скважины. В. С. Ланев, Э. Б. Наливкина, В. В. Вахрушева, Е. А. Голенина, М. С. Русанов, Ю. П. Смирнов, С. Н. Суслова, Г. Г. Дук, Т. В. Кольцова, В. А. Масленников, Б. В. Тимофеев, В. Г. Заславский	37
Печенгский комплекс	39
Архейский комплекс	52
О физической расслоенности пород разреза	58
Стратиграфическое расчленение пород разреза	60
Возраст печенгского комплекса и кольской серии	62
Породы и породообразующие минералы. Э. Б. Наливкина, В. С. Ланев, Н. П. Виноградова, С. Н. Суслова, М. С. Русанов, И. Н. Дагелайская, А. Г. Нехорошева	66
Метаморфические и интрузивные породы печенгского комплекса	67
Полиметаморфические породы архейского комплекса	83
Породообразующие минералы в глубинном вертикальном разрезе	99
Геохимия и условия формирования докембрийских комплексов. А. А. Кременецкий, Л. Н. Овчинников, И. В. Банщикова, И. В. Липидус, М. С. Русанов	102
Печенгский комплекс	103
Архейский комплекс	130
Геохимический разрез земной коры	145
Зональность и возраст метаморфизма. А. А. Глаголев, В. И. Казанский, К. В. Прохоров, В. Л. Русинов, В. А. Масленников, С. Н. Вороновский, Л. Н. Овчинников	150
Вертикальная метаморфическая зональность	151
Низкотемпературный регрессивный метаморфизм	165
Физико-химические условия метаморфизма	167
Возраст зонального метаморфизма	172
Рудная минерализация. А. Д. Генкин, Г. И. Горбунов, В. И. Казанский, В. С. Ланев, А. А. Филимонова, Ю. Н. Яковлев	178
Сульфидное медно-никелевое оруденение	180
Железо-титановое оруденение в метабазитах	190
Железистые кварциты	192
Гидротермальная сульфидная минерализация в зонах регрессивного дислокационного метаморфизма	193
Разрывные нарушения и минерализованные трещины. В. И. Казанский, Ю. П. Смирнов, Ю. И. Кузнецов	197
Разрывные нарушения и дислокационный метаморфизм	200
Минерализованные трещины и их распределение по глубине	207
Трещиноватость, физические свойства и анизотропия горных пород	213
Газы и органическое вещество. Е. В. Карус, В. Д. Нартиков, О. В. Барташевич, Г. М. Гигашивили, С. В. Икорский, М. А. Павлова, И. А. Петерсилье, Т. Ф. Писарницкая	215
Газометрия скважины	215
Газы в горных породах	222
Геохимия органического вещества	229
Гидрогеологический очерк. Л. В. Боровский, Г. С. Вартамян, Т. В. Куликов	240
Подземные воды Печенгского субартезианского бассейна	241
Химический состав подземных вод	242
Подземные воды и гидрофизическая зональность	245
Эволюция континентальной земной коры в докембрии. В. И. Казанский, А. А. Кременецкий, В. С. Ланев, Э. Б. Наливкина, Л. Н. Овчинников	254
Объемная геологическая модель Печенгского района	255
История геологического развития Печенгского района	257
Эволюция и вертикальная зональность оруденения	267
Эволюция земной коры в докембрии	269

Сокращения названий минералов и химических соединений, употребляемые в тексте и на рисунках	275
Список литературы	276

Раздел II. ГЕОФИЗИКА

Геолого-технические условия геофизических исследований скважины. П. А. Бродский, В. Ю. Зайченко, Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов, Е. Ф. Кутырев	283
Комплексы геофизических исследований скважины. П. А. Бродский, В. Ю. Зайченко, Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов, Е. Ф. Кутырев	284
Геофизическая аппаратура, кабель и оборудование для исследования скв. СГ-3. Д. Г. Байков, П. А. Бродский, Р. С. Челокьян	286
Методика геофизических исследований. В. И. Богатилов, П. А. Бродский, Е. Ф. Кутырев, А. Ф. Лозовой	290
Перспективы и задачи совершенствования техники и технологии геофизических исследований сверхглубоких скважин. П. А. Бродский, В. Ю. Зайченко, Е. В. Карус, Е. Ф. Кутырев	295
Плотность и фильтрационно-емкостные свойства пород. Е. И. Баяк, Б. П. Беликов, Л. И. Верник, М. П. Волярович, Ю. И. Кузнецов, Г. Е. Кузьменкова, Н. Н. Павлова	297
Акустические свойства пород. Л. И. Верник, Н. Е. Галдин, Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов, Ю. И. Кузнецов, Л. В. Кузнецова, Ю. П. Смирнов, А. П. Осадчий, Е. А. Виноградов	303
Результаты определения акустических свойств по керну	304
Результаты определения акустических свойств по данным широкополосного акустического каротажа (АК _м). Сопоставление с данными измерений на образцах керна	308
Сейсмические исследования в стволе скважины. Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов, Ю. И. Кузнецов, Г. Е. Руденко, М. Д. Лизинский, И. В. Литвиненко, Л. Л. Худзинский	312
Скоростная характеристика разреза	312
Волновая картина	316
Поглощение упругих волн	321
Электрические свойства пород. А. Т. Бондаренко, А. А. Жамалетдинов, Ю. И. Кузнецов, Э. И. Пархоменко	324
Магнитные свойства пород. А. И. Бахвалов, С. Ю. Бродская, Л. И. Верник, Ю. И. Кузнецов, Д. М. Печерский, В. Н. Пономарев, З. В. Шаронова, Л. Е. Шоло	328
Магнитная восприимчивость	330
Естественная остаточная намагниченность $\vec{J}_n$	332
Фактор Кенигсберга Q	333
Радиоактивность пород. Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов, Ю. И. Кузнецов, Б. Э. Мецгер, В. Д. Нартиков, В. И. Пятахин, Ю. С. Шимелевич, И. Я. Широкова	337
Естественная радиоактивность	337
Ядерно-физические параметры	339
Тепловые свойства пород. Н. Е. Галдин, Е. А. Любимова, В. Д. Нартиков, Ю. А. Попов, С. А. Семашко, В. М. Скорняков, Е. В. Смирнова	341
Геотермические исследования. Н. И. Аршавская, Н. Е. Галдин, Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов, Е. А. Любимова, С. Ю. Милановский, В. Д. Нартиков, С. А. Семашко, Е. В. Смирнова	343
Тепловое поле и его характеристики	343
Радиогенное тепло в тепловом балансе земной коры и верхней мантии	345
Теплогенерация	346
Модели генерации тепла	347
Физико-механические свойства. Л. И. Верник, Ю. И. Кузнецов, Р. В. Медведев, И. А. Турчанинов	349
Вертикальная зональность физических свойств горных пород и строение земной коры по результатам изучения разреза и района Кольской сверхглубокой скважины. К. Е. Веселов, Н. Е. Галдин, Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов, Ю. И. Кузнецов, И. В. Литвиненко, В. Д. Нартиков, П. Н. Николаев	357
Упруго-плотностная модель	357
Сейсмоакустическая модель	359
Тектонофизическая модель	365
Список литературы	371
Приложение	372

Раздел III. БУРЕНИЕ

Технико-технологические проблемы и научные основы выбора средств бурения	375
Параметры бурового процесса. <i>М. И. Ворожбитов, Д. М. Губерман</i>	375
Выбор конструкции скважины. <i>М. И. Ворожбитов</i>	377
Устойчивость околоствольного массива. <i>Н. И. Андрианов, М. И. Ворожбитов, Р. Б. Вугин</i>	379
Допустимые параметры пространственной траектории ствола скважины. <i>М. И. Ворожбитов</i>	385
Способ и режимы бурения. Прогноз показателей отработки долот. <i>О. Ю. Бергштейн, Р. Б. Вугин</i>	387
Бурильный инструмент. <i>М. И. Ворожбитов</i>	391
Промывочная жидкость. <i>Р. Б. Вугин, М. А. Великосельский</i>	394
Отбор керна. <i>О. Ю. Бергштейн, М. И. Ворожбитов</i>	396
Контроль технологических параметров процесса бурения. <i>В. С. Басович</i>	401
Буровая установка. <i>М. И. Ворожбитов, Д. М. Губерман</i>	403
Наземное буровое оборудование и объекты обустройства	406
Буровое оборудование и электропривод. <i>Н. И. Андрианов, М. В. Литвин, В. В. Левитский</i>	403
Контрольно-измерительная аппаратура технологического назначения. <i>В. С. Басович</i>	413
Объекты обустройства. <i>Д. М. Губерман, В. П. Чистяков</i>	416
Технические средства бурения	418
Породоразрушающий инструмент. <i>Н. И. Андрианов, О. Ю. Бергштейн</i>	419
Керноотборные устройства. <i>О. Ю. Бергштейн</i>	428
Забойные двигатели. <i>Ю. В. Вадецкий, Б. В. Кузин</i>	431
Высокопрочные бурильные трубы. <i>М. И. Ворожбитов, Р. А. Утешев, Г. М. Файн</i>	438
Промывочные растворы. <i>Р. Б. Вугин, В. В. Следков</i>	442
Телеметрическая система индикации частоты вращения забойного двигателя. <i>В. С. Басович</i>	444
Оборудование устья скважины. <i>Ю. А. Фетько</i>	445
Компоновки низа бурильной колонны. <i>И. В. Васильченко, М. А. Великосельский, В. С. Кочергин</i>	447
Технические средства для профилактики и борьбы с осложнениями и авариями. <i>М. И. Ворожбитов, И. В. Васильченко, М. А. Великосельский</i>	449
Комплексная интерпретация технико-экономических результатов бурения	453
Технико-экономическая оценка процесса бурения. <i>Д. М. Губерман</i>	453
Основные тенденции изменения показателей бурения с ростом глубины. <i>В. С. Басович, О. Ю. Бергштейн, Р. Б. Вугин, Б. В. Кузин, В. С. Кочергин, Ю. А. Фетько</i>	459
Список литературы	481
Закключение. <i>Е. А. Козловский</i>	483

**КОЛЬСКАЯ
СВЕРХГЛУБОКАЯ**

**Исследование глубинного строения
континентальной коры
с помощью бурения Кольской
сверхглубокой скважины**

Редакторы издательства:
**Е. К. Семилеткова, А. П. Хуповка, И. П. Иночкина,
Л. Ф. Маклакова**

Переплет художника **В. В. Евдокимова**

Художественный редактор **В. В. Шутько**

Графики-иллюстраторы:
А. Ю. Бушуев, А. Т. Царева

Технический редактор **Е. С. Сычева**

Корректор **А. П. Стальнова**

Н/К

Сдано в набор 28.02.84. Подписано в печать 18.07.84. Т-14413.
Формат 70×108 1/16. Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная».
Печать высокая. Усл. печ. л. 43,75 с вкл. Усл. кр.-отт. 43,75. Уч.-изд. л. 47,8.
Тираж 5000 экз. Заказ 911/500—502—1. Цена 3 р. 30 к. Заказное

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

В издательстве «Недра» готовятся к печати новые книги

ВОЙТЕНКО В. С.

Управление горным давлением при бурении скважин.— 16 л., 1 р.

Посвящена актуальной проблеме — борьбе с нарушениями устойчивости стенок скважин. Рассмотрены вопросы управления горным давлением в скважинах с использованием основных положений и методов горной и физико-химической механики. Изложен механизм проявления горного давления в скважинах. Проанализировано влияние различных факторов на физико-механические свойства горных пород, характер и интенсивность проявления горного давления в скважинах. Предложены инженерные способы управления горным давлением: методика выбора бурового раствора; удаление породы из предельной области; направленное использование кавернообразования; предупреждение нарушений обсадных колонн.

Для инженерно-технических работников буровых предприятий нефтяной и газовой промышленности.

КОЗЛОВСКИЙ Е. А., КОМАРОВ М. А., ПИТЕРСКИЙ В. М.

Кибернетические системы в разведочном бурении.— 18 л., 1 р. 30 к.

Рассмотрены вопросы повышения эффективности буровых работ, касающиеся совершенствования и оптимизации управления, технологии и организации работ, оптимизации процесса бурения, автоматизации проектно-плановых расчетов. Особое внимание уделено выбору критериев оптимальности, моделированию производственных процессов при бурении, оценке информативности параметров процесса бурения, системам диспетчерского телеконтроля, прогнозированию научно-технического процесса в разведочном бурении.

Для инженерно-технических работников геологоразведочных предприятий.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов: № 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61; № 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20