



**ГЕОЛОГИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ**

ЩИТОВ

**ДРЕВНИХ
ПЛАТФОРМ**

СССР

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЩИТОВ

ДРЕВНИХ
ПЛАТФОРМ
СССР



ЛЕНИНГРАД
«НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1976



2207

Геология и металлогения щитов древних платформ СССР. Л., «Недра», 1976. 339 с. (М-во геологии СССР). Авт.: Т. В. Билибина, М. А. Афанасьева, И. В. Барканов и др.

В книге дана сравнительная характеристика щитов и массивов древних платформ Советского Союза, построенная на основе современных методов геологии, геофизики и геохимии. Проведено сравнительное изучение щитов в области их тектоники с уточнением понятий «щит» и «массив» и сопоставлены геофизические данные, использованные для расшифровки глубинного строения щитов. Специальным разделом работы является сравнительная характеристика геологических формаций щитов и массивов и областей их активизации. Рассмотрение формаций проведено с учетом их геотектонического положения и принадлежности к структурно-формационным комплексам.

В итоге рассмотрены вопросы металлогении щитов и массивов на основе характеристики рудных формаций, установлена периодичность в развитии процессов рудообразования. Самостоятельный раздел посвящен рассмотрению принципов геохимического районирования щитов. Впервые обобщена разносторонняя информация по геологии и металлогении щитов, определены черты их сходства и различия и даны прогнозные оценки.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов различного профиля. Табл. 5, ил. 23, прил. 2, список лит. 531 назв.

Авторы: Т. В. Билибина, М. А. Афанасьева, И. В. Барканов, В. Я. Бернасовский, В. Н. Вербицкий, М. Н. Воскресенская, Л. С. Галецкий, Э. М. Гречишников, Л. В. Григорьева, А. Д. Дашкова, Г. Х. Дмитриев, Б. А. Ермолаев, В. Г. Жуков, Л. Р. Казаков, Г. И. Калев, В. Н. Кобзарь, Э. А. Кожина, Г. Б. Кочкин, Р. С. Красовицкая, В. Е. Крюченко, Е. В. Леманов, В. Г. Микушин, А. П. Никольский, И. С. Ожинский, М. Г. Павлов, В. И. Павловский, А. М. Пал, Б. В. Половинкин, А. К. Прусс, П. М. Рудницкий, В. Т. Свириденко, А. А. Смыслов, А. М. Снежко, А. И. Стрыгин, А. Н. Сухинин, Ю. П. Тафеев, В. М. Терентьев, В. К. Титов, А. О. Шмидт.

Главный редактор **А. В. Сидоренко**

Ответственный редактор **Т. В. Билибина**

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние три десятилетия накоплен огромный материал по стратиграфии, тектонике, магматизму, метаморфизму и полезным ископаемым докембрия, а также составлены геологические карты щитов и массивов Советского Союза и зарубежных территорий. Наряду с этим проводились работы по обобщению и сравнительной характеристике главным образом стратиграфических данных, ассоциации полезных ископаемых и отчасти особенностей металлогенической эволюции докембрия.

При обобщении данных по стратиграфии, тектонике, геолого-формационному анализу и металлогении Украинского щита авторами использованы труды Н. И. Безбородько [12], В. И. Лучицкого [269, 270], Н. П. Семененко [399, 400, 403, 405], Л. Г. Ткачука (454—456), Ю. Ир. Половинкиной [362—365, 367], В. Г. Бондарчука [44, 45], Я. Н. Белевцева [13, 14, 17], М. Н. Доброхотова [136], Г. И. Каляева [188—192], А. Н. Козловской [195, 201], И. С. Усенко [462, 465], Н. П. Щербака [520] и многих других.

По Балтийскому щиту основное значение имели труды А. А. Полканова [351, 353, 355—357], Н. Г. Судовикова [438, 439, 442], Л. Я. Харитоновна [479], К. О. Кратца [228, 229], К. А. Шуркина [513—515], В. А. Первозчиковой [335, 336], Л. И. Салопа [387] и других исследователей.

Использованы также работы исследователей Воронежского массива, таких как В. Д. Полищук [349, 350], Н. И. Голивкин [113—115], Ю. С. Зайцев (165), В. И. Павловский [326], С. И. Чайкин [487], М. Н. Доброхотов и другие и работы по Белорусскому массиву А. М. Папа [331], И. П. Бордон [46].

Данные по ведущим вопросам геологии и металлогении Алданского щита изложены в трудах Д. С. Коржинского [211, 212], Ю. К. Дзевановского [131, 132], Ю. А. Билибина [27, 28], Н. В. Фроловой [471, 472], В. А. Перваго [334], Л. И. Салопа [385, 386], Н. Г. Судовикова [440, 94], Е. М. Лазько [254], Е. П. Миронюка [284—286], В. А. Ярмолюка [527, 528], С. В. Нужнова [311], Е. П. Максимова [274], А. Р. Энтина [521] и многих других исследователей.

Основные вопросы по геологии, магматизму, металлогении и тектонике Енисейского выступа освещены в работах Ю. А. Кузнецова [244, 245], Г. И. Кириченко [197, 198], А. В. Лесгафта [261], Д. И. Мусатова [292], Т. Я. Корнева [215], А. С. Аладышкина [2], Е. К. Ковригиной [200], М. И. Волобуева [70]. При проведении научных исследований с целью разработки вопросов типизации геотектонических обстановок, благоприятных для образования полезных ископаемых, выявления региональных поисковых признаков существующих сопоставлений недостаточно. В этой связи были организованы исследования, имевшие цель комплексно сопоставить геологию и металлогению щитов и массивов Советского Союза, а также областей их активизации. Исследования проводились коллективами ВСЕГЕИ, АН УССР, ИГЕМ АН СССР, ВИРГ и экспедиций Министерства геологии СССР.

В процессе этих работ осуществлена корреляция стратиграфии, тектоники, магматизма, метаморфизма, геологических и рудных формаций щитов, построенная на использовании обширных опубликованных и фондовых материалов, включая картографические, а также на собственных исследованиях многочисленного коллектива авторов.

Большое внимание уделялось изучению геологических и рудных формаций, в результате которого во многом уточнены и существенно дополнены представления о геологических формациях Украинского и восточной части Балтийского щитов, а для Алданского щита геолого-формационный анализ проведен впервые. Геолого-формационный анализ позволил внести уточнения в стратиграфические схемы этих регионов, а классификация рудных формаций помогла установить элементы сходства и различия металлогении щитов и пути ее эволюции. Кроме общегеологических методов при выполнении настоящей работы использованы методы структурной геофизики и геохимии.

В соответствии с программой исследований и в связи с большим объемом научной и, в частности, геофизической информации по Украинскому щиту с наибольшей полнотой систематизированы материалы, полученные в процессе составления карты глубинного и блокового строения этого региона. Для других регионов дан геофизический обзор, с обобщением литературных данных.

Геохимические исследования, направленные на изучение геохимии метаморфических, ультраметаморфических, магматических и осадочных пород, входящих в состав геологических формаций, а также некоторых рудных образований с построением геохимических карт, основаны в значительной мере на новых аналитических данных.

Используя весь комплекс современных методов исследования, авторы попытались проанализировать особенности геологического развития щитов с единых научно-методических позиций и подойти к вопросу о возможных причинах их сходства и различия. Последняя проблема по существу только поставлена и требует уточнения при проведении дальнейших исследований. Большое значение в решении этих вопросов имело составление металлогенических карт на структурно-тектонической и геолого-формационной основе, специальных геохимических и карт глубинного строения.

Поставленные вопросы изучения докембрия потребовали обобщения геологических материалов не только по щитам, но и по кристаллическим массивам (Воронежскому, Белорусскому, Енисейскому выступу). Систематизация данных по этим регионам изложена в обобщающих главах по тектонике, геологическим формациям, а также при рассмотрении металлогенических эпох.

В связи с тем что работа по теме выполнялась различными коллективами ученых, неизбежно возникали разные представления по ряду теоретических вопросов. В процессе выполнения темы выработано единое мнение и в общем согласованы вопросы по классификации геологических подразделений как в области основных положений стратиграфии и тектоники, так и геологических и рудных формаций. Наряду с этим некоторые вопросы, относящиеся главным образом к пониманию характера геотектонических режимов докембрия и их исторической взаимосвязи, получили неизбежно различную трактовку, что отражено при описании структурно-формационных комплексов. Некоторое расхождение наметилось в понимании тектонического строения Украинского щита в сопоставлении с данными о его блоковом строении. Редакторы сочли необходимым сохранить в настоящей работе эти и некоторые другие расхождения в точках зрения и избежать излишне категоричных решений, оставляя за собой возможность вернуться позднее к обсуждению спорных вопросов.

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ СРАВНИТЕЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ ЩИТОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ОБЛАСТЕЙ ИХ АКТИВИЗАЦИИ

Изучение геологии и металлогении областей развития докембрия, доступного наблюдению в пределах щитов и массивов древних платформ, в настоящее время приобретает большой размах и практическое значение. Вместе с тем сложность геологического строения докембрийских толщ, пространственная разобщенность и весьма незначительная площадная распространенность щитов и массивов в пределах древних платформ не позволяют однозначно решить некоторые вопросы стратиграфии, магматизма, метаморфизма, тектоники и металлогении докембрия.

Задача сравнительного изучения щитов и массивов тем более важна, что докембрий составляет более 70% объема гранито-гнейсовой оболочки, являющейся источником концентрации большинства рудогенных элементов и во многом предопределяющей закономерности размещения геоструктур фанерозойских подвижных поясов и платформ. Одним из важных методических приемов является в данном случае метод сопоставления и аналогии. Сравнительное изучение докембрия щитов древних платформ в совокупности с данными, полученными в результате составления карт тектоники обоих полушарий (Ю. А. Косыгин и другие) и метаморфизма (К. О. Кратц и другие), может дать информацию о строении и развитии Земли в докембрии. Первая попытка сравнительного изучения докембрия сделана на основании обобщения материалов по щитам и массивам Восточно-Европейской (для советской части) и Сибирской платформ. Анализу не подверглись данные по областям развития байкалид и по Анабарскому массиву, вовлечение которых в исследования такого рода составляет одну из ближайших задач.

Исходным положением сравнительного изучения геологии и металлогении щитов и массивов древних платформ являлся историко-геологический (естественно-исторический) принцип, широко применяемый начиная с работ Ю. А. Билибина и С. С. Смирнова при металлогенических исследованиях.

Эффективность применения принципа сравнительного анализа возможна лишь при обеспечении его обширной комплексной информацией по различным направлениям геологических наук. Такая информация была получена за последние 10—15 лет главным образом для Украинского, восточной части Балтийского и в меньшей степени для Алданского щитов. Воронежский, Белорусский массивы и Енисейский выступ докембрия освещены различными методами неравнозначно.

В соответствии с существующими информативными данными рационально провести сравнительное изучение докембрия щитов древних платформ и областей их активизации с использованием комплекса методов, разработанных в области геологии, геофизики и геохимии.

Геологические методы. Наиболее важными направлениями в геологической науке для сравнительного анализа докембрия являются вещественно-исторические и геологоструктурные методы.

Вещественно-исторические методы базируются на литолого-стратиграфических построениях и на тесно связанном с ними геолого-формационном анализе. В основу сравнительного изучения и сопоставления стратиграфических и геолого-формационных подразделений положен комплекс литологических методов, позволяющих изучать вещество земной коры на различных уровнях организации от минералов — горных пород — к геологическим формациям и структурно-формационным комплексам. Геолого-формационное изучение метаморфических образований раннего докембрия, проводимое по единому принципу, включающему анализ фациальных условий накопления осадков и вулканогенных толщ, требует проведения палеогеологических реконструкций. Палеогеологические реконструкции должны базироваться как на данных литологических исследований, широко освещенных в работах А. В. Сидоренко [408—412], так и на тектонических построениях. Среди научных и практических вопросов литологии, требующих сравнительного изучения, А. В. Сидоренко [411] выделяет: минерально-сырьевое направление в литологии, отдельные теоретические вопросы, металлогению осадочно-метаморфических толщ докембрия и проблему источников материала для осадконакопления. Один из важных теоретических вопросов современной литологии — изучение роли углеводородов в земной коре и биогенного пути развития докембрия [415].

Исключительно важное значение для изучения эволюции вещества земной коры в условиях различной термобарической зональности имеют изучение процессов метаморфизма и сопоставление закономерностей изменения фациальных особенностей метаморфических горных пород как во времени (в процессе становления и развития земной коры), так и в различных геотектонических обстановках.

Наиболее крупными подразделениями классификации сопоставляемых групп геологических образований при региональных исследованиях являются структурно-формационные комплексы, соответствующие в целом или в отдельных фрагментах производным различных металлогенических эпох.

Точность и достоверность временного положения и соотношения выделенных классификационных подразделений различных уровней обосновываются сопоставлением геологических данных и анализом степени соответствия изотопных значений возраста сопоставимых историко-геологических категорий.

Специальным разделом сравнительного изучения щитов и областей их активизации являются классификация рудных месторождений по формационному принципу и установление характера связи рудных и геологических формаций (осадочных, осадочно-вулканогенных, магматических, ультраметаморфогенных).

Геологоструктурные методы основываются на сопоставлении данных о геотектоническом положении отдельных щитов и массивов в пределах древних платформ, характере их ограничений и о их внутренней тектонике. Сравнительное изучение внутренней тектоники различных щитов и массивов тесно сопряжено с изучением геологических формаций и структурно-формационных комплексов. Как правило, каждому структурно-формационному комплексу соответствует определенный тип тектонических режимов, подчеркивающий черты сходства и различия докембрия в разных сегментах земной коры. Сравнительное изучение морфологии и генезиса складчатых структур докембрия, фиксирующих форму нахождения осадочных и вулканогенных пород и их метаморфических аналогов, обычно проводится совместно с анализом закономерностей пространственного размещения магматических образо-

ваний. Типы складчатых структур в сочетании с определенными ассоциациями магматических образований и морфологией магматических тел являются одним из важных признаков при типизации и определении пространственно-временной принадлежности структурно-формационных комплексов.

Для сопоставления щитов важно изучение их блокового строения, установление которого подтверждается геологическими, геофизическими и геохимическими характеристиками. Блоковое строение земной коры, особенно ярко выраженное в докембрии, вероятно, закономерно связано с ее дифференцированным развитием в условиях глыбовых движений и изменением теплового режима в различных сегментах. Изучение тектоники отдельных блоков позволяет уточнить общую характеристику щитов и массивов, а также получить конкретные параметры для их сравнения.

Ограничения блоков, как правило, являются тектоническими и выражены в форме разломов различных категорий. В этой связи одной из важных задач сопоставления щитов и массивов является сравнительное изучение разрывных нарушений, играющих исключительно важную роль в становлении земной коры, заложении разнородных геоструктур и в их пределах областей осадконакопления, магматизма и метаморфизма. Глубинные разломы являются проводниками движения глубинного тепла — одного из главных факторов метаморфизма и рудообразования. Особенное значение разрывные нарушения приобретают как вместилища месторождений и проводники рудогенерирующих растворов.

Геологические задачи изучения разрывных нарушений предусматривают: а) выявление их положения по отношению к блокам и определение размерной категоричности; б) изучение внутреннего строения, обусловленного характером геодинамических напряжений, определяющих типы тектонитов и их метаморфизм; в) выяснение морфологии разломов, фиксирующей направление геодинамических напряжений; г) изучение типов метасоматических и рудных образований и характера пространственной и генетической связей их с разломами.

При сопоставлении данных о блоковом строении докембрия щитов и массивов необходима систематизация пока еще ограниченных сведений о неотектонических движениях, позволяющих уточнить величину современного эрозионного среза блоков и их относительное положение.

Геофизические методы. Сравнительное изучение геологических образований щитов и массивов методами структурной геофизики, проведенное в комплексе с геологическими исследованиями, имеет исключительно важное значение для выявления зональности земной коры, положения в ней докембрийских толщ и ее блокового строения.

Методической основой такого изучения являются интерпретация карт физических полей, обобщение данных о петрофизических характеристиках горных пород (магнитных, плотностных и упругих) и составление карт глубинного и блокового строения. Карты глубинного и блокового строения должны широко использоваться для обоснования достоверности выделяемых блоков, характеристики разделяющих их поверхностей и анализа региональных и глубинных критериев размещения рудоносных зон и рудных районов.

Геофизическое изучение блоков показало, что элементы складчатой и разломно-складчатой тектоники обычно согласуются с блоковым строением коры. С другой стороны, многие блоки характеризуются разным типом строения и различным разрезом земной коры, зависящими от своеобразия пути развития отдельных блоков как независимых геоструктурных единиц.

Особенности глубинного строения блоков устанавливаются на основе сейсмических данных, расчета параметров геофизических аномалий и аномалиеобразующих тел и анализа физических свойств горных пород. Обобщение этих данных в комплексе с геологическими материалами позволяет создать наиболее реальные модели глубинного строения. Специальным объектом для сравнительного изучения является глубинная характеристика межблоковых зон, имеющих первостепенное металлогеническое значение. Межблоковые зоны, выраженные, как правило, глубинными разломами, являются областями сноса и накопления осадков и предопределяют, таким образом, положение межблоковых прогибов, областей интенсивного проявления рудообразующих процессов (магматизма, метасоматоза) и процессов, развивающихся вследствие мощного притока глубинного тепла.

Разломы обычно контролируются четкими зонами высоких градиентов поля силы тяжести, иногда совпадающими с узкими зонами полосовых дифференцированных магнитных аномалий, прослеживаемых на десятки и сотни километров. Наиболее протяженные разломы фиксируют смещения поверхностной раздела в земной коре и границы Моховичича, подтверждаемые методом ГСЗ. При современной степени изученности разломов геофизическими методами данные об относительной их глубинности являются приближенными. Сопоставление крупных разломов по их глубинности помимо материалов ГСЗ производится на основе расчета геолого-геофизических разрезов, при построении которых главную роль играют методы подбора гравитирующих моделей сред по заданной на поверхности избыточной плотности и по магнитным аномалиям. Применение ЭВМ значительно упрощает решение этих задач.

Геохимические методы. Геохимия рудогенных элементов и данные об особенностях их распределения и миграции в оболочках земной коры тесно связаны с методами, входящими в вещественно-историческое направление сравнительного изучения докембрия щитов. Геохимические методы дают дополнительный материал к сопоставлению выделяемых классификационных подразделений от уровней минералов до структурно-формационных комплексов. Изучение этого вопроса предусматривает два направления: а) сравнительный анализ особенностей распределения и формы нахождения петрогенных и рудогенных элементов в минеральном веществе земной коры (в минералах, горных породах, геологических формациях, структурно-формационных комплексах и отдельных слоях земной коры); б) оценка потенциальной рудоносности геологических структур на основе выявления закономерности пространственного и временного распределения рудогенных элементов в минеральном веществе, слагающем земную кору, и в частности, в горных породах и рудах в соответствии с их положением в локальных геоструктурах и крупных блоках. Последнее направление связывается с геологоструктурными и геофизическими методами сравнительного изучения щитов и, в частности, может существенно дополнять металлогенические карты и карты глубинного строения.

Сопоставление особенностей распределения и формы нахождения рудогенных элементов в минералах и горных породах наиболее рационально проводить при региональных прогнозных исследованиях на уровне геологических формаций, в связи с тем что эти классификационные подразделения являются основными элементами сравнительного изучения в геологическом плане. Определение количественных значений фоновых и аномальных содержаний рудогенных элементов в горных породах, слагающих геологические формации и структурно-формационные комплексы, показывает, что концентрации их имеют как сингенетическое, так и эпигенетическое происхождение. Эпигенетические процессы — региональный метаморфизм, ультраметаморфизм, диафторез,

гидротермальный метаморфизм, — развитые на значительных площадях, приводят к существенному перераспределению рудогенных элементов и изменению форм их нахождения.

В соответствии с первичными геохимическими особенностями геологических формаций, характером и степенью интенсивности наложения эпигенетических процессов можно выделить геологические формации, специализированные на те или иные металлы. По суммарному эффекту эпигенетических процессов, магматизма и седиментогенных накоплений рудогенных элементов выделяются области, блоки зоны в различной степени геохимически дифференцированные.

Геохимическая специализация блоков не только достаточно надежный признак для сравнительного изучения щитов, но может служить основой для прогнозирования путем составления геохимических карт. Важность исследований такого рода подчеркивал В. И. Вернадский [64], который писал: «Морфологически однородные геологические области могут быть геохимически очень различными. Одна из основных задач геохимии — выделение геохимических областей земной коры по содержанию химических элементов». Составление геохимических карт, проводимое на специализированной геологической основе, предусматривает в зависимости от масштаба исследований выделение ореолов первичного рассеяния (или концентрации) рудогенных элементов, зон их приноса и выноса, зон с нарушенным первично-конституциональным распределением элементов и как высшую категорию определение границ геохимических провинций. Исходным элементом геохимических карт являются поля фоновых содержаний химических элементов.

Методика составления нагрузки геохимических карт разработана на примере радиоактивных элементов и освещена в работе под редакцией А. А. Смылова [375]. Опыт применения ее для других рудогенных элементов показал полную сходимость результативных данных и универсальность разработанных приемов.

Три главных научных направления (геологическое, геофизическое и геохимическое), в совокупности с материалами геоэнергетики и космических съемок дополняющие друг друга, являются основой для металлогенического анализа и прогнозирования. Каждое направление, использующее ряд специализированных методик, позволяет выработать набор поисковых признаков и характеристик (геологических, геофизических, геохимических, гидрохимических и др.), на основании которых определяется положение прогнозируемых металлогенических подразделений (металлогенических и геохимических провинций, областей и зон, рудных районов и перспективных площадей).

Существующие методы и принципы прогнозирования получают свое конкретное выражение при составлении металлогенических и сопутствующих им карт. Полный комплекс карт, предшествующих составлению итоговой металлогенической карты, включает: а) геологическую, тектоническую, метаморфизма, геоморфологическую, неотектоническую и для некоторых районов карту мощностей и литологического состава четвертичных отложений; б) геохимическую, гидрохимическую, геотермическую и карту метасоматической зональности; в) глубинного строения, поля силы тяжести, магнитного поля, петрофизическую, г) радиологическую карту.

В зависимости от типа решаемой задачи, изученности региона и масштаба исследований набор карт может быть выполнен в полном объеме или избирательно. Сочетание прогнозных данных, изображенных на каждой специализированной карте, позволяет совместить объемную информацию в пределах конкретных металлогенических подразделений и служит основой для количественного прогнозирования.

ОЧЕРК СТРАТИГРАФИИ ЩИТОВ И МАССИВОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Стратиграфия и магматизм щитов Советского Союза рассматривались в связи с геолого-формационным анализом геологических образований ряда регионов. Как показало общее сопоставление стратиграфических схем, составленных в результате обобщения обширной литературы и установления формационной принадлежности каждого стратиграфического подразделения, докембрийские образования щитов СССР соответствуют главнейшим возрастным рубежам следующих геологических эпох; архейской 3500—2600; раннепротерозойской 2600—1900 (в некоторых регионах возможно подразделение раннего протерозоя на две группы — раннюю и позднюю); среднепротерозойской 1900—1600 и позднепротерозойской 1600—600 млн. лет [95].

Стратиграфическая изученность щитов и массивов СССР в общем различна и создавалась разными путями.

По Украинскому щиту накопилось свыше 20 стратиграфических схем, большей частью противоречащих друг другу (схемы С. О. Контевича, П. П. Пятницкого, Д. Н. Соболева, М. И. Безбородько, В. И. Лучицкого, Ю. Ир. Половинкиной, Н. П. Семененко, И. С. Усенко, А. Н. Козловской, А. П. Никольского, А. П. Виноградова, Л. В. Комлева, Я. Н. Белевцева, А. К. Прусса, Г. И. Қаляева и других), обобщение коллектива авторов (Ю. Б. Бабков, Д. С. Булаевский, А. А. Зайцев и другие), утвержденное на пленуме УРМСК в 1970 г. Отсутствие устоявшихся стратиграфических схем по Украинскому докембрию объясняется трудностями стратиграфической корреляции архейских и раннепротерозойских образований, часто разобращенных территориально и глубоко измененных процессами метаморфизма и гранитизации.

Результаты исследований стратиграфии докембрийских метаморфических образований Украинского щита начиная с 30-х годов и до настоящего времени можно суммировать следующим образом. Основными подразделениями ранее являлись пять крупных серий (сверху вниз): овручская, криворожская, тетерево-бугская, конкско-верховцевская и днепровская, которые подразделяются в некоторых схемах на ряд свит. Впоследствии из состава тетерево-бугской серии были выделены ингульская, ингулецкая, побужская серия, из конкско-верховцевской — белозерская серия и др.

Особенно спорным является положение конкско-верховцевской серии, которая либо относилась к самым низам разреза архея, либо располагалась между криворожской и тетерево-бугской сериями, либо считалась формационным аналогом криворожской серии. Также нет единого мнения о положении в разрезе ингульской и ингулецкой серий.

В схеме, утвержденной на пленуме УРМСК 1970 г., нерасчлененная толща гнейсов подразделена на ряд серий и свит с учетом их регионального распространения.

В настоящей работе принята стратиграфическая схема, в которой сохранены главные подразделения схемы УРМСК 1970 г. Проведение геолого-формационного анализа и установление структурного положения геологических формаций потребовали внесения некоторых изменений, касающихся объема отдельных стратиграфических подразделений и их соотношений в разрезе (табл. 1). Данные определений возраста, приведенные в большинстве случаев по литературным источникам, получены различными методами. В связи с этим не всегда могут быть установлены процессы, отраженные цифрами возраста (осадконакопление, региональный метаморфизм, ультраметаморфизм, диафторез и др.), что, естественно, указывает в ряде случаев на относительную точность этих определений.

Первая схема стратиграфии докембрийских образований Воронежского массива была предложена в 20-х годах А. Д. Архангельским и И. И. Корбуш. В связи с отсутствием естественной обнаженности и неравномерной разбуренностью территории построение единой схемы весьма сложно. Существует несколько стратиграфических схем. Полная сводка по стратиграфии массива опубликована в монографии коллектива авторов под редакцией И. Н. Леоненко [9]. Исследования последних лет показали, что Воронежский массив — гетерогенное сооружение, имеющее различное геологическое строение в восточной и западной его частях. Различие в геологическом строении является естественным отражением различий в эволюции двух структурно-формационных зон — Восточно-Воронежской и КМА.

В строении докембрия Воронежского массива, по данным В. Д. Полищука [350] и других, участвуют породы архея и протерозоя. Архейские породы объединены в обоянскую свиту. В составе протерозоя в районе КМА выделяются нижнепротерозойские михайловская и курская серии и среднепротерозойская оскольская серия. В Восточно-Воронежской зоне к нижнему протерозою отнесена воронцовская серия, а к верхнему — байгоровская (грязинская) толща.

Вопросы стратиграфии докембрия восточной части Балтийского щита разрабатываются уже несколько десятков лет, однако общепризнанная схема стратиграфического расчленения докембрийских образований Карелии и Кольского полуострова до сих пор еще не создана, что связано со сложностью расчленения глубокометаморфизованных толщ. Благодаря исследованиям А. А. Полканова, К. О. Кратца, Л. Я. Харитоновой, К. А. Шуркина, Л. И. Салопа, А. В. Сидоренко и других ученых за последние 10—15 лет выработан новый методический подход к стратиграфическому расчленению докембрия, предусматривающий использование сравнительно-исторического, биостратиграфического и радиологического методов (изотопных датировок) для расшифровки последовательности напластования, первичного состава и первичных фациальных особенностей осадочных, осадочно-вулканогенных формаций, магматизма и метаморфизма в докембрии региона. Основные представления о стратиграфии Кольско-Карельского региона базируются главным образом на схемах, разработанных А. А. Полкановым, К. О. Кратцем и Л. Я. Харитоновым и дополненных исследованиями В. А. Перевозчиковой, Л. И. Салопа, В. З. Негруца, Ю. Б. Богданова, М. А. Корсаковой и других. Естественно, что ряд важных вопросов стратиграфии и в этих схемах остается дискуссионным. Спорным остается возрастное положение лоухской свиты, тунгудско-надвоицкой и ладожской серий, вследствие чего граница между крупнейшими хроностратиграфическими подразделениями (археем и нижним протерозоем, нижним и средним протерозоем) многими исследователями определяются по-разному.

Основы стратиграфии геологических образований, развитых на территории Алданского щита, были разработаны Д. С. Коржинским,

Таблица 1

Схема стратиграфии щитов и массивов древних платформ СССР

Геохронологическая шкала	Украинский щит	Воронежский массив		Белорусский массив		Балтийский щит		Алданский щит		Енисейский выступ	
	Стратиграфические подразделения (их мощность, тыс. м)	Радиологическая шкала, млн. лет	Стратиграфические подразделения (их мощность, тыс. м)	Радиологическая шкала, млн. лет	Стратиграфические подразделения (их мощность, тыс. м)	Радиологическая шкала, млн. лет	Стратиграфические подразделения (их мощность, тыс. м)	Радиологическая шкала, млн. лет	Стратиграфические подразделения (их мощность, тыс. м)	Радиологическая шкала, млн. лет	Стратиграфические подразделения (их мощность, тыс. м)
		600		600		600		600		600	
Верхний протерозой	Валдайская, волынская (0,3), полеская (0,2—0,6) серии	1000		1000	Толкачевская свита	1000	Валдайская, серия		Юдомская свита (0,2—0,8)		Чингасанская серия (0,2—0,3)
	Овручская серия (збраньковская, толкачевская свиты)	1400		1400	Житковичская серия	1400	Кильдинская (1,8), рыбачинская серии Салминская, приозерская свиты, терская серия	1000 1400	Уйская (0,4—0,5), майская (1,1—1,8), кеменская (4,0—5,0), учурская (0,6—0,8) серии	1000 1400	Верхневороговский (1,8), глушихинский (4,0—4,5) комплексы Ослянская (0,5—0,9), тунгусикская (2,5—2,9), сухопитская (2,5—10,0) серии
Средний протерозой	Пугачевская серия (3,0)	1800	Байгоровская толща (1,0), оскольская (2,0), воронцовская (2,5) серии	1800	Околовская серия	1800	Бесовецкая, петрозаводская, шокшинская свиты (2,0), суйсарская серия Сегозерско-онежская (3,0—3,5), имандра-варзугская (6,0) серии Ладожская (3,0—3,5), сортавальская серии	1800	Уянская (1,2), улканская (3,5—4,0), угуйская (1,7) серии Удоканская (10,0—12,0) серия	1800	Тейская серия (2,0—3,0)
Нижний протерозой	Криворожская (4,5—5,3), ингульская (5,0) серии, белозерская свита (0,5)	2200	Курская серия (3,0)	2200		2200	Тунгудско-надвоицкая серия	2200	Борсалинская серия (3,0—4,0)	2200	Енисейская серия (1,5—3,5)
	Ингулецкая (4,0), орехово-павлоградская (3,0), росинкотикская (2,0—4,0), конкско-верховцевская (3,5) серии	2600	Михайловская (4,5) серия	2600		2600	Кейвская (0,8—0,9), парандовская (2,0), гимольская (1,6), тикшозерская (0,4—1,2), тундровая (2,0) серии	2600	Олекмо-становой комплекс (10,0—12,0)	2600	
Архей	Бугская (4,0—6,0), тетеревская (3,0—4,5) серии, лозоватская, корсак-шовкайская (3,0) свиты. Аульская серия (5,0)	3000 3400	Обоянская серия	3000 3400	Неманская серия		Лоухская (1,0), хетоламбинская (1,5), керетьская (3,0) толщи, кольская серия (10,0—12,0)	3000 3400	Тимптоно-желтулинский комплекс (9,0—10,0) Иенгрская серия (7,0—9,0) Курультинская серия (10,0—11,0)	3000 3400	Канская серия (2,0—4,0)

Ю. К. Дзевановским и Н. В. Фроловой. В результате геологического картирования этой территории возникли новые представления о возрасте и корреляции выделенных ранее стратиграфических подразделений. Создание стратиграфических схем проводилось коллективами геологов ЯТГУ, Якутского филиала АН СССР, ДВГУ, ВАГТ, ВСЕГЕИ и Лаборатории геологии докембрия АН СССР.

Геологическое картирование, проведенное по единой системе и сопровождавшееся составлением унифицированной легенды (легенды утверждались в 1961—1965 гг.), позволило разработать основные стратиграфические подразделения, в общем подтвержденные данными геолого-формационного анализа.

Спорными вопросами стратиграфии архея остаются положение курьютинской серии, относимой как к наиболее древним образованиям щита [237, 238], так и к низам олекмо-станового комплекса [286], а также правомерность объединения тимптонской и желтулинской серий в единую тимптоно-желтулинскую соответственно с различием представлений о их соотношениях [238, 94, 63, 159].

Принятая в этой работе стратиграфическая схема, расширяющая наши предыдущие представления, близка к схеме корреляции стратиграфических подразделений докембрия Восточной Сибири (утвержденная в Новосибирске, 1965 г.).

Метаморфизованные отложения докембрия Енисейского выступа господствуют в строении этого региона, где они представлены с различной степенью достоверности всеми подразделениями.

Согласно существующей корреляционной схеме стратиграфии енисейской серии Государственной геологической карты, к архею отнесены отложения канской серии, к нижнему протерозою — енисейской и тейской серий, к среднему протерозою — сухопитской и глушихинской серий и, наконец, к верхнему протерозою — тунгусикской, осянской, верхневороговской и чингасанской серий.

Главные подразделения архея (3400—2750 млн. лет) представлены на всех щитах 1—3 формациями, породы которых метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях метаморфизма. К архею на Украинском щите отнесены три серии: аульская, бугская и тетеревская. В качестве наиболее древней суперкрупной серии, принадлежащей архею, выделена аульская серия. Возраст гнейсов и вмещающих мигматитов достигает 3500 млн. лет [67, 405]. Весьма вероятно также отнесение к архею амфиболитов и метаморфизованных в амфиболитовой и регрессивной зеленосланцевой фации пород нижней части конкско-верховцевской серии.

Более молодой является бугская серия, широко представленная на западе щита в области развития ультраметаморфических пород Житомирско-Винницкого блока. Аналогом этой серии являются породы лозоватской свиты в Приазовье. Породы бугской серии и лозоватской свиты метаморфизованы в гранулитовой фации и подверглись в архее и раннем протерозое процессам ультраметаморфизма. Определения возраста гнейсов и кристаллических сланцев бугской серии свинцово-изохронным методом во ВСЕГЕИ показали значения 3060—2700 млн. лет, что указывает, вероятно, на время проявления регионального метаморфизма.

Метаморфические породы тетеревской серии, включающей станишовскую и кочеровскую свиты и параллелизуемой с ней корсак-шовкайской свиты, в Западно-Приазовском блоке залегают, очевидно, со стратиграфическим несогласием на породах бугской серии и лозоватской свиты.

Определения возраста пород тетеревской свиты свинцово-изохронным методом показали цифры 3060—2800 млн. лет, что, вероятно, также соответствует времени регионального метаморфизма и совпадает

с определениями возраста пород бугско-днестровской серии. Региональный метаморфизм пород соответствует силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации или границе между гранулитовой и амфиболитовой фациями. Породы тетереvской серии и корсакшовкаvской свиты претерпели ультраметаморфизм в архее и повторно в раннем протерозое.

На Воронежском массиве архейские образования более полно представлены в районе КМА породами обоянской серии. Состав этой серии в районе КМА и на востоке массива практически одинаков. Слабая изученность обоянской серии не позволяет однозначно подойти к вопросу ее стратиграфического расчленения.

Согласно имеющимся данным обоянская серия подразделена с учетом интерпретации ГСЗ и наблюдаемых геофизических полей на четыре толщи: гранат-силлиманитовых гнейсов, амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов, амфиболитов и магнетитсодержащих пород. По мнению В. Д. Полищука [349, 350], к архею могут быть отнесены не все высокометаморфизованные и гранитизированные железистые кварциты КМА, а только кварциты Осоцких и Комарических аномалий. Главным обоснованием этого положения считалось несовпадение структурного плана их с кварцитами синклинорных зон КМА. Основным критерием принадлежности железистых кварцитов к обоянской серии следует считать степень метаморфизма, и особенно гранитизацию, поскольку достоверных указаний на гранитизацию курской серии нет.

Породы обоянской серии интенсивно метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций; во многих случаях фиксируются признаки полиметаморфизма и регрессивного метаморфизма. Возраст метаморфизма обоянской серии по радиологическим данным свыше 2500 млн. лет.

В восточной части Балтийского щита к архейским образованиям относится беломорская серия, гнейсы Центральной и Западной Карелии, кольская серия гнейсов и гранулитовый комплекс Кольского полуострова.

Беломорская серия подразделяется на три свиты: керетьскую, хетоламбинскую и лоухскую. Для нижней, керетьской, свиты, состоящей из биотитовых гнейсов, характерна высокая степень гранитизации пород; основание ее неизвестно. В составе средней, хетоламбинской, свиты преобладают амфиболовые гнейсы и амфиболиты при незначительном развитии биотитовых гнейсов. Верхняя, лоухская, свита характеризуется переслаиванием амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов с кианит-гранат-биотитовыми и силлиманитовыми. Принадлежность лоухской толщи к беломорской серии подвергается сомнению из-за присутствия в ее основании конгломератов и угловых несогласий [39].

Гранулитовый комплекс, имеющий согласно К. Д. Беляеву [24], осадочно-вулканогенное происхождение, делится на лувенгскую, кандалакшскую, колвицкую, плоскотундровскую и порьегубскую свиты, в состав которых входят амфиболиты, гнейсы, карбонатные породы, сопоставимые с тундровой серией.

Радиологические данные для беломорской серии (преобладают цифры 1850—1720, 2100—1900 млн. лет, реликтовые датировки 2500—3500 млн. лет) указывают, по мнению Л. И. Салопа [387], на трехкратное проявление складчатых деформаций в архее, раннем и среднем протерозое. Кольская серия также делится на три толщи, коррелируемые с перечисленными свитами беломорской серии.

По строению разреза и литолого-фациальным особенностям толщи беломорской и кольской серий рассматриваются как разновозрастные. Возраст пород кольской серии характеризуется цифрами 3500—1700 млн. лет (по калий-аргоновому методу); возраст, отвечающий раннему

и среднему протерозою, обусловлен явлениями «омоложения» под влиянием протерозойского диастрофизма. Гнейсы Центральной и Западной Карелии рассматриваются в большинстве последних работ как аналоги беломорской серии. Породы так называемого гранулитового комплекса считаются осадочно-вулканогенными образованиями, метаморфизм которых достигает гранулитовой фации [24].

В качестве основных стратиграфических подразделений архея Алданского щита приняты три серии: иенгрская, тимптонская и джелтулинская, выделенные Д. С. Коржинским [211] и подразделяемые на ряд свит. Дальнейшие уточнения выразились в дополнении к верхнеалданской и федоровской свитам иенгрской серии иджекской свиты и более дробных подразделений тимптонской серии на востоке щита.

Систематизация данных по стратиграфии архея с учетом геолого-формационного анализа позволяет придерживаться мнения о правомерности выделения иенгрской и тимптоно-джелтулинской, а также курультинской серий. Метаморфические толщи, выделенные под названием «курультинской серии», по Е. П. Миронюку [238], или курультинско-гонамского комплекса, по В. Г. Ветлужских, В. А. Кудрявцеву и др. [63], слагают блоки в южной части Алданского щита. На востоке они контактируют с породами иенгрской серии, а далее на западе с нижнепротерозойскими образованиями.

Данные о стратиграфическом разрезе курультинской серии для восточных и западных районов ее распространения пока полностью не сопоставимы. Курультинская серия сложена гиперстеновыми, двупироксеновыми, амфибол-пироксеновыми, биотит-гранатовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, метапироксенитами и эклогитоподобными породами. Для районов западной части щита она подразделена Е. П. Миронюком на четыре свиты: каруракскую, имангакитскую, зверевскую и курбаликанскую.

Стратиграфический разрез этой серии в районе Тимптоно-Иенгрского водораздела и в верховьях р. Гонам отличается, по данным В. А. Кудрявцева и др. [63], большей сложностью и мощностью. Здесь выделено шесть свит: тангракская, амнуактинская, сыгнахская, муравьевская, джилиндинская и курбаликитская. Метаморфизм пород курультинской серии соответствует условиям гранулитовой фации и как исключение эклогитовой. Породы средней и верхней частей разреза испытали наложение амфиболитовой фации. Е. П. Миронюк относит эту серию к нижней части олекмо-станового комплекса. Возраст пород курультинской серии достигает, по В. А. Кудрявцеву [237, 238], максимальных значений для Алданского щита — 2590—4520 млн. лет.

Использование данных геолого-формационного анализа, изучение геотектонического положения и характера метаморфизма пород курультинской серии, а также радиологическая их характеристика позволяют считать более вероятным архейский возраст курультинской серии.

Иенгрская серия, включающая верхнеалданскую, федоровскую и иджекскую свиты, образует складчатые структуры Алдано-Тимптонского мегаантиклинория [131, 210, 211, 431].

Верхнеалданская свита состоит существенно из кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев при ограниченной роли основных кристаллических сланцев и карбонатных пород, метаморфизм которых соответствует гранулитовой фации, но в областях широкого проявления процессов ультраметаморфизма фиксируется наложением минеральных ассоциаций амфиболитовой фации.

Федоровская свита, лежащая выше верхнеалданской, имеет характерный литологический состав (амфиболовые и слюдяно-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы и выдержанные горизонты карбонатных пород) и делится на три подсвиты — нижнюю, среднюю и верх-

нию. Средняя подсвета вмещает месторождения железа и флогопита. Выше федоровской свиты выделяется иджекская свита, область развития которой совпадает с моноклиальной структурой, располагающейся в контакте иенгрской и тимптоно-желтулинской серий. Эта свита характеризуется относительным преобладанием слюдяных, слюдяно-амфиболовых пород, а также гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев.

Метаморфизм пород иенгрской серии проявляется в наложении гранулитовой и амфиболитовой фаций и процессов ультраметаморфизма, что привело к появлению сложных неравновесных минеральных ассоциаций. Данные по геохронологии кристаллических пород иенгрской серии показывают на основании определения свинцово-изохронным методом $3400 - 3200 \pm 100$ млн. лет для кристаллических сланцев, не затронутых процессами ультраметаморфизма, и $2700 - 3000 \pm 100$ млн. лет для кристаллических сланцев, испытавших палингенные изменения раннего этапа гранитизации [378, 379].

Тимптоно-желтулинская серия объединяет относительно более однородную группу метаморфических пород гранулитовой фации, локализующихся в восточной части Алданского щита.

Улунчинская, суннагинская и кюриканская свиты характеризуются преобладанием гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов и только в составе улунчинской свиты несколько увеличена роль слюдяных гнейсов.

В восточных районах щита намечается увеличение роли основных кристаллических сланцев (в составе суннагинской свиты) и резко возрастает мощность серии в целом. К ее верхней части относятся слюдяные, гранат-слюдяные гнейсы и мраморы сутамской свиты, а также в восточной части щита хударканская и альванарская свиты, которые везде лежат согласно на кюриканской свите, слагая ядра синклинальных структур.

Метаморфизм пород тимптоно-желтулинской серии относится к пироксен-гранулитовой и реже роговообманково-гранулитовой субфациям гранулитовой фации. Интенсивность метаморфических преобразований исключительно высокая и равномерная, что позволяет относить восточные районы Алданского щита к чарнокитовым зонам земной коры, известным в Индии, Бразилии, в фундаменте Русской платформы. Наложение минеральных ассоциаций амфиболитовой фации имеет место только в локальных зонах развития ультраметаморфизма.

Стратиграфические подразделения архея на Енисейском выступе характеризуются следующими особенностями.

Наиболее древней (условно архейской) является канская метаморфическая серия, выделенная Ю. А. Кузнецовым [243]. В ее состав входят кузеевская толща, гранат-полевошпатовых и пироксеновых гнейсов, гранулитов, кристаллических сланцев и амфиболитов, а также атамановская толща силлиманитовых, кордиеритовых, пироксеновых и гранат-биотитовых гнейсов, кварцито-гнейсов и амфиболитов. Некоторыми авторами выделяется относительно более молодая калантатская толща, сложенная биотит-пироксен-гранатовыми гнейсами, кварцитами и мраморами. Породы канской серии отвечают гранулитовой фации регионального метаморфизма, а атамановской и калантатской толщ — регрессивной амфиболитовой фации. Все исследователи отмечают сходство канской серии с архейскими образованиями Алданского и Анабарского щитов.

Нижнепротерозойские геологические образования представлены на всех щитах большим разнообразием стратиграфических подразделений. В геологическом разрезе нижнего протерозоя ряда регионов возможно выделение двух частей — нижней и верхней, относящихся по ряду признаков к различным структурно-формационным комплексам.



Стратиграфия нижнего протерозоя Украинского щита характеризуется значительной сложностью. К нижней части геологического разреза нижнего протерозоя относятся росинско-тикичская, конкско-верховцевская, ингулецкая и орехово-павлоградская серии. Необходимость выделения этой группы стратиграфических подразделений вызывается тем, что по структурному плану и другим признакам она соответствует нижнепротерозойским образованиям, хотя возраст пород, определенный по радиологическим данным, частично сближает ее с архейскими метаморфическими комплексами.

Росинско-тикичская серия состоит из володарской и белоцерковской свит, объединение которых в единую серию возможно вследствие общности структурного плана, положения в геологическом разрезе, характерной ассоциации пород, радиологического возраста и степени метаморфизма амфиболитовой фации. Возраст пород росинско-тикичской серии колеблется в пределах 2700—2000 млн. лет.

В составе ингулецкой серии выделяются четыре свиты (снизу вверх): чечелиевская, маякская, зеленореченская и родионовская. Возрастное положение биотитовых и пироксеновых гнейсов чечелиевской свиты не ясно; не исключена возможность их принадлежности к архею. Пестрый состав трех верхних свит характеризуется сочетанием различных сланцев, мраморизованных известняков, доломитов, кварцитов и джеспилитов. Метаморфизм ингулецкой серии соответствует амфиболитовой и регрессивной зеленосланцевой фациям, а для чечелиевской свиты — амфиболитовой и частью гранулитовой. Возраст гнейсов ингулецкой серии 2200—1900 млн. лет.

С ингулецкой серией параллелизуется орехово-павлоградская серия на основании их формационного сходства, однотипного проявления регионального метаморфизма в амфиболитовой и регрессивной зеленосланцевой фациях, а также близких цифр возраста пород (2350—2000 млн. лет). Метаморфические породы орехово-павлоградской серии представлены новопавловской и ореховской свитами, сложенными биотитовыми гнейсами, амфиболитами, кварцитами и джеспилитами.

Породы верхней части конкско-верховцевской серии (метаморфизованные спилиты, кератофиры, различные парасланцы и джеспилиты) слагают крупные синклинии в пределах Днепровского блока, наложенные на складчатые сооружения аульской серии и днепровского плагиогранит-мигматитового комплекса. Породы конкско-верховцевской серии инъецированы мигматитами днепровско-токовского и кировоградско-житомирского комплексов. Возраст пород серии весьма противоречив (3500—2600 млн. лет). Наиболее высокие значения относятся к амфиболитам, вероятно, не везде четко отличимым от амфиболитов аульской серии архея.

К верхней части геологического разреза нижнего протерозоя относятся: белозерская свита, ингульская серия и нижняя и средняя свиты криворожской серии. Основные вулканогенные породы и джеспилиты белозерской свиты залегают с крупным стратиграфическим несогласием на образованиях конкско-верховцевской серии. Метаморфизм их соответствует зеленосланцевой фации; возраст 2100—1700 млн. лет.

Биотитовые, реже графитовые гнейсы ингульской серии слагают два крупных синклинии на западе и востоке Кировоградского блока. Метаморфизм первично-осадочных пород этой серии соответствует амфиболитовой фации. Возраст гнейсов, по одним данным, соответствует 1950—1800 млн. лет, по другим — время осадконакопления находится в промежутке 2750—1810 млн. лет, что соответствует возрасту акцессориев из материнских пород (2750—2450 млн. лет) и времени метаморфизма (2030—1810 млн. лет) [322]. В основании ингульской серии залегают конгломераты, отделяющие ее от росинско-тикичской серии. Эти

конгломераты, содержащие гальку метаморфизованных гранитов и амфиболитов, известны около г. Звенигородка [434].

Криворожская серия, представленная кварцитами, песчаниками и конгломератами нижней свиты и железистыми кварцитами и различными сланцами средней свиты, залегает с разрывом на породах конкско-верховцевской серии. Породы криворожской серии метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях и слабо затронуты процессами ультраметаморфизма. Возраст сланцев 1950—1800 млн. лет.

В пределах Воронежского массива нижний протерозой представлен михайловской и курской сериями. Михайловская серия достоверно установлена только в районе КМА. На востоке Воронежского массива породы, сходные с образованиями этой серии, скорее относятся к амфиболитовой толще обоянской серии. Существование михайловской серии оспаривается М. Н. Воскресенской и другими геологами, но несомненно, что в пределах КМА существуют стратифицированные образования, залегающие между гранитизированными высокометаморфизованными породами обоянской серии и курской серией.

По данным В. Д. Полищука [350], михайловская серия имеет непостоянный состав и мощность в различных районах. В общем виде она подразделяется на две свиты — нижнюю амфиболитовую и верхнюю лебединскую. Нижняя амфиболитовая свита развита повсеместно в Михайловском, Белгородском, Старооскольском и Новооскольском районах. Типичный разрез этой серии известен в Михайловском районе, где в состав амфиболитовой свиты входят метадиабазы, амфиболиты, эпидот-хлорит-амфиболовые, хлорит-мусковитовые кварциты, ставролит-биотитовые сланцы, слюдяные кварциты, хлорит-эпидот-карбонатные сланцы. В Белгородском районе в составе свиты преобладают амфиболиты, метадиабазы, альбит-эпидот-роговообманковые сланцы.

Лебединская свита, выделенная Н. И. Голивкиным, также имеет изменчивый состав в различных районах КМА. Полный разрез свиты представлен на Яковлевском участке в Белгородском районе, где в ее состав входят кварцевые порфиры, кератофиры, их туфы, кварц-биотит-хлоритовые, альбит-хлорит-биотитовые и другие сланцы с прослоями безрудных и стильпноелан-магнетитовых кварцитов и сланцев. В Михайловском районе преобладают кварц-биотитовые сланцы, редко двуслюдяные и роговиковоподобные; в Новооскольском и Старооскольском районах — кварцевые порфиры, их туфы, туффиты, фукситовые кварциты, мусковитовые с корундом сланцы. Фукситовые кварциты рассматриваются как метаморфизованные коры выветривания.

Курская серия расчленяется, по В. Д. Полищуку [350], на три свиты — нижнюю, среднюю (железорудную) и верхнюю. Согласно М. Н. Воскресенской, Н. И. Голикину и другим, породы верхней свиты входят в состав среднепротерозойской оскольской серии на том основании, что они отделены от железорудной свиты повсеместным разрывом с разрывом железистых кварцитов. В данной работе принимается двучленное деление курской серии на нижнюю и верхнюю (железорудную) свиты.

Нижняя курская свита в свою очередь подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита состоит из песчаников, кварцитов и двуслюдяных сланцев. В Белгородском районе развиты, кроме того, роговиковоподобные породы, а в Новооскольском и Старооскольском районах — слюдяные песчаники и корунд-мусковитовые сланцы. Во всех районах КМА в основании нижней подсвиты выделяется горизонт гравелитов, конгломератов и песчаников.

Верхняя подсвита состоит из кварц-серпичитовых, углистых филлитовидных, кварц-хлорит-карбонатных сланцев и безрудных и малорудных (магнетитовых) кварцитов.

Верхняя курская свита имеет неоднородное строение в различных районах КМА. Различие в строении верхней железорудной свиты вызвано, вероятно, не столько условиями осадконакопления, сколько последующим размывом. Полный разрез свиты известен в Новооскольском и Старооскольском районах, где в ее основании залегают нижняя железистая пачка, состоящая из железистых кварцитов с прослоями слюдяных, гранат-биотитовых сланцев, выше которых залегают пачка двуслюдяных и углистых сланцев, верхняя железистая и верхняя сланцевая пачки. В Михайловском районе верхняя железорудная свита представлена железистыми кварцитами преимущественно железослюдково-магнетитовыми, мартитовыми. В Белгородском районе в составе свиты выделяется помимо железистых кварцитов верхняя сланцевая пачка.

На востоке Воронежского массива возрастным аналогом курской серии предполагается воронцовская серия, состоящая из нижней вулкано-генной лосевской и верхней песчанико-сланцевой толщ. В строении лосевской толщи участвуют метавулканиды среднего, кислого, основного состава, туфогенные сланцы и метаморфизованные песчаники. По данным Н. М. Чернышова [494, 495], в состав толщи входят также амфиболиты, лептиты, вулканомиктовые песчаники, гнейсы, биотит-кварцевые и другие сланцы. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях, местами гранитизированы.

Песчанико-сланцевая толща сложена филлитовидными, углистыми, реже гранат-ставролитовыми сланцами, алевропесчаниками, метаморфизованными алевролитами. Ю. С. Зайцев [165] параллелизует отложения песчанико-сланцевой толщи с ниже-среднепротерозойской тимской свитой КМА, а Н. А. Плаксенко [343] и другие — с низами или верхами курской серии.

В Карелии к образованиям нижнего протерозоя относятся породы тикшеозерской, парандовской, гимольской и тунгудско-надвоицкой серий.

По К. О. Кратцу [298], нижний протерозой восточной части Балтийского щита состоит из двух отделов: лопий (нижний), сумий (верхний). Средний протерозой делится на четыре отдела: сариолий, ятулий, суйсарий и вепсий. В верхнем протерозое выделяется гиперборейский отдел.

Тикшеозерская серия биотитовых, амфиболовых и глиноземистых гнейсов, конгломератов и сланцев с единичными прослоями железистых кварцитов, залегающая в контакте с беломорскими амфиболовыми гнейсами, характеризуется трехчленным ритмичным строением.

Парандовская серия, объединяющая пезозерскую, бергаульскую, хаутоварскую, ялонварскую, идельскую и сумскую свиты, состоит из гнейсов, кварцитов, филлитов, амфиболитов, метабазитов, плагиопорфинов, порфиридов и их туфов. Возрастным аналогом этой серии в западной Карелии является гимольская серия, включающая магнетитовые кварциты, графитовые и слюдяные сланцы, гранат-биотитовые и лептитовые гнейсы.

Тунгудско-надвоицкая серия более молодая, включается отдельными исследователями в состав среднего протерозоя, что не может считаться доказанным (В. З. Негруца и другие). Серия сложена метадиабазами, кварцевыми порфирами, кератофирами, сланцами и конгломератами.

Породы перечисленных свит и серий метаморфизованы в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Нижепротерозойские образования Кольского полуострова представлены породами тундровой и кейвской серий. Тундровая серия, включающая кислогубскую, витегубскую, арваренчскую и лявозерскую свиты, характеризуется фациальной изменчивостью. В ее состав входят амфиболиты, гранат-биотитовые, слюдяные сланцы, кварциты, филлиты,

доломиты, железистые кварциты и в основании — базальные конгломераты.

Кейвская серия делится на ряд свит: лебяжинскую (в последних работах выделена в самостоятельный комплекс) воронье-тундровую, полмос-тундровую, выхчуртскую, червуртскую, песцово-тундровую и др. В нижней ее части развиты гнейсы, сланцы и метабазиты, в средней — высокоглиноземистые сланцы (кианитовые, ставролитовые) и кварциты, в верхней — песчаники и доломиты.

Исследования последних лет показали, что кейвская серия стратиграфически не является однородной. Высокоглиноземистые сланцы залегают на древней коре выветривания, доломито-песчаниковые отложения лежат на сланцах трансгрессивно, а в доломитах обнаружены строматолиты, сходные со строматолитами онежской серии среднего протерозоя Карелии. Не исключено, что кейвская серия (или верхняя ее часть) является среднепротерозойской. Возраст стратиграфических подразделений нижнего протерозоя 2700—1800 млн. лет. Низкие цифры обусловлены процессами омоложения. Метаморфизм пород соответствует амфиболитовой, меньше зеленосланцевой и гранулитовой фациям.

На Алданском щите к раннему протерозою относятся образования Джугджуро-Становой и Олёкминской складчатых зон. Раннепротерозойские и архейские образования разграничены краевыми швами (Темулякитским и Становым глубинными разломами).

Большинство исследователей сходится в мнении относительно одновременного и параллельного формирования различных типов геосинклинальных прогибов в раннем протерозое, что определяет принцип корреляции метаморфических толщ. Сопоставление раннепротерозойских образований Джугджуро-Становой и Олёкминской зон опирается на исследования Г. М. Баженовой, Ю. К. Дзевановского, Л. Б. Копаевича, Г. Ю. Лагздиной, Е. П. Миронюка, В. Н. Мошкина, Л. М. Реутова, И. М. Фрумкина.

Олёкмо-Становой комплекс состоит из олдонсинской, хойкинской, крестяхской, мордженской свит. К этому же комплексу отнесена борсалинская серия, подразделяемая Е. П. Миронюком на темулякитскую и тянскую свиты.

В пределах Джугджуро-Становой зоны нижнепротерозойские отложения отнесены к кудуликанской и чильчинской свитам. Наименования свит утверждены на совещании по корреляции раннедокембрийских образований Сибири. В схеме 1967 г. становая и олёкминская толщи переведены в ранг олёкмо-становой серии.

Олдонсинская свита состоит из биотитовых и реже из биотит-роговообманковых, клинопироксен-биотитовых и гранатовых гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов и мраморов.

Состав хойкинской свиты — биотит-роговообманковые и амфиболитовые гнейсы и кристаллические сланцы, а также амфиболиты; крестяхской свиты — гранат-биотитовые, двуслюдяные гнейсы и амфиболиты.

Мордженская свита состоит из биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев, ортоамфиболитов, биотитовых, гранат-биотитовых и редко клинопироксеновых гнейсов и магнетитовых кварцитов.

Борсалинская серия залегает на породах различных свит олёкмо-станового комплекса в пределах трогообразных прогибов. Она представлена биотитовыми и реже мусковитовыми, гранат-биотитовыми и биотит-амфиболитовыми гнейсами и сланцами. Характерны магнетитовые и гематит-магнетитовые кварциты в ассоциации с куммингтонитовыми, глиноземистыми сланцами, ортоамфиболитами и кварцитами.

К образованиям нижнего протерозоя на Енисейском выступе относится енисейская метаморфическая серия, представленная тонкой перемежаемостью мелкокристаллических биотит-гранат-пироксеновых гнейсов с амфиболитами, полевошпатовыми кварцитами, мраморами и до-

ломитами. В южной части выступа эта серия разделяется на три толщи: исааковскую, среднянскую и шиверскую. Метаморфизм пород отвечает условиям амфиболитовой фации.

Тейская метаморфическая серия, известная в северной части выступа, рассматривается как относительно более молодая, но также нижнепротерозойская. Она разделяется на свиту хребта Карпинского и пенченгинскую свиту. Первая представлена гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, амфиболитами (с реликтами эффузивных пород) и подчиненными им мраморами; вторая — мраморами и кристаллическими сланцами. Метаморфизм пород не превышает условий эпидот-амфиболитовой фации.

К среднему протерозою отнесены на известных щитах и массивах осадочные и осадочно-вулканогенные отложения, залегающие в пределах межблоковых прогибов, грабен-синклиналей, наложенных мульд и грабенов и отделенные от складчатых архейских и нижнепротерозойских толщ крупным стратиграфическим несогласием. В соответствии с характером областей осадконакопления пространственное распространение среднепротерозойских отложений в общем невелико и весьма неравномерно, но мощности стратиграфических подразделений в ряде случаев значительны.

На Украинском щите к среднему протерозою отнесены осадочные отложения пугачевской серии, сохранившиеся в Белокоровичском грабене у северо-западной окраины щита и в виде ксенолитов кровли Коростенского массива гранитов рапакиви. Пугачевская серия сложена песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами. (Возраст ее до 1450 млн. лет). Вероятно, правомерно относить к среднему протерозою осадочные породы верхней свиты криворожской серии, и прежде всего ее верхней подсвиты, для которой среднепротерозойский возраст подтвержден многочисленными определениями органических остатков [192]. В составе этой свиты присутствуют кварциты, конгломераты, песчаники, гравелиты и доломиты, залегающие в узких прогибах на породах криворожской серии и других стратиграфических подразделениях архея и нижнего протерозоя.

Средний протерозой Воронежского массива представлен породами оскольской серии. Трудность стратиграфического расчленения этой серии связана с локальным развитием слагающих ее пород и отсутствием перекрытых разрезов. В составе оскольской серии выделяются три свиты (снизу вверх): щигрово-осколецкая, курбакинская, тимская.

Щигрово-осколецкая свита объединяет филлитовидные и углистые сланцы, мраморизованные известняки, доломиты, элювиальные брекчии по железистым кварцитам, конгломераты, выделявшиеся ранее в качестве верхней курской свиты. Щигрово-осколецкая свита залегает с резким разрывом, а местами и с угловым несогласием на породах курской серии.

Курбакинская свита, развитая в Михайловском районе КМА, сложена метаморфизованными кварцевыми порфирами, их туфами, туффитами, песчаниками и седиментационными брекчиями.

Тимская свита представлена амфиболитами, микродиабазами, диабазовыми порфиритами, кварц-актинолитовыми, альбит-биотит-актинолитовыми сланцами, углистыми и шунгитовыми сланцами, метаморфизованными алевролитами, песчаниками.

В восточной части Балтийского щита осадочно-вулканогенные толщи среднего протерозоя залегают со стратиграфическим несогласием на складчатых сооружениях архея — нижнего протерозоя в пределах грабен-синклиналей и наложенных мульд.

К среднему протерозою в Карелии относятся сариолийская, сегозерская, онежская, ладожская, суйсарская серии, а также петрозаводская, шокшинская и бесовецкая свиты.

Породы сариолийской серии (базальной для разреза среднего протерозоя) залегают с размывом на архейских и нижнепротерозойских гранитоидах. Состав серии характеризуется преобладанием конгломератов, аркозов, песчаников в нижних частях разреза и основных вулкани-тов (диабазы, мандельштейны, туфы, туфобрекчии) в верхних.

Сегозерская серия имеет в основании образования коры выветри-вания. Состав ее определяется аркозами, кварцитами, кварцито-песча-никами, кварцевыми конгломератами, гравелитами и метадиабазами.

Онежская серия, лежащая на сегозерской в ряде мест с размывом и угловым несогласием и имеющая в основании кору выветривания, включает конгломераты (в том числе кварцевые), песчаники и аркозы, аргиллиты и алевролиты, доломиты, графитовые и шунгитовые сланцы. В верхах разреза преобладают метадиабазы, туфобрекчии и туфы. До-ломиты содержат строматолиты.

В составе суйсарской серии (суйсаркая, падоская свиты, свиты Ветреного Пояса) преобладают метадиабазы, пикритовые метапорфи-риты и их пирокластические разности. Подчиненно развиты туфопес-чаники, конгломераты, туфосланцы.

Шуйская, бесовецкая, петрозаводская и шокшинская свиты сложe-ны туфопесчаниками, кварцито-песчаниками, алевролитами, конгломе-ратами, сланцами. Возраст их относится к среднему протерозою в связи с данными радиологических значений, прорывающих их габбро-диабазов (1650—1940 млн. лет). Все перечисленные породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Особое место в среднем протерозое Карелии занимает ладожская серия. Состав ее определяется ритмично построенной толщей гнейсов, слюдяных и высокоглиноземистых сланцев, кварцито-песчаников и гра-велитов. Стратиграфическое положение серии — предмет длительной дискуссии. Некоторые исследователи (К. О. Кратц, В. А. Перевозчикова) считают ее нижнепротерозойской. По данным Л. Я. Харитоновой, Л. Н. Потрубович и В. З. Негруцы, эта серия принадлежит к среднему протерозою. Высокий метаморфизм пород (до амфиболитовой фации) обусловлен ее принадлежностью к геосинклинальной зоне.

Возрастными аналогами среднепротерозойских образований Каре-лии на Кольском полуострове являются печенгская и имандра-варзуг-ская серии. В составе печенгской серии, залегающей несогласно на архейских и нижнепротерозойских комплексах, выделено несколько свит: луостари, сальмиярвинская, ламмас и др., образованные диабаза-ми, мандельштейнами, порфиритами, их туфами, а также песчаниками, конгломератами, филлитами, доломитами.

Имандра-варзугская серия включает рижгубскую, сейдореченскую, титанскую, трехостровскую, варзугскую, умбинскую и ильменскую сви-ты. В основании каждой свиты выделяются осадочные породы, а вверх — вулканогенные образования: метадиабазы, метапорфиры, мета-мандельштейны, вулканические брекчии. Метаморфизм перечисленных пород соответствует фации зеленых сланцев.

Геологические образования среднего протерозоя залегают на Алданском щите в системах межблоковых прогибов, грабен и гра-бен-синклиналей, тяготеющих к зоне сочленения архей и протерозоид. К ним относятся осадочные и осадочно-вулканогенные отложения удо-канской, субганской (включая чульманскую), уянской (или-уйской, угуйской и уянской, по С. В. Нужнову) серий.

Последняя рабочая схема стратиграфии раннедокембрийских обра-зований Сибирской платформы и ее обрамления распространяет корреля-ционные связи на удоканскую, субганскую, чульманскую и уянскую серии, что принимается в настоящей работе. Удоканская и субганская серии, видимо, близкие по времени отложения, связываются постепен-ными переходами в области развития чародоканской, намсалинской и

ханинской свит, представляя, таким образом, разновозрастные или, вернее, скользящие разновозрастные образования. Чульманская толща, известная только в одноименном блоке, может рассматриваться как фрагмент субганской серии. Уянская серия сопоставляется с другими подразделениями среднего протерозоя по характеру соотношения с верхнепротерозойскими геологическими образованиями и по ряду формационных признаков.

В составе удоканской серии Л. И. Салоп [385] выделил 3 подсерии, включающие 11 свит: сыгыхтинскую, ортурахскую, борурахскую, икабийскую и аянскую в кодарской подсерии; инырскую, читкандинскую, александровскую и бутунскую в чинейской подсерии; сакуканскую и намингскую свиты в кененской подсерии.

Состав серий характеризуется преобладанием песчаников и алевролитов над аргиллитами, гравелитами, конгломератами и карбонатными породами. Исключительную особенность серии составляют горизонты медистых песчаников и алевролитов, образующих крупное месторождение медных руд.

Метаморфизм пород удоканской серии, относящийся к зеленосланцевой и местами к эпидот-амфиболитовой фации, проявлен в общем неравномерно с некоторым увеличением его интенсивности в краевых частях прогибов. В схеме корреляции раннедокембрийских образований, утвержденной в 1964 г. в г. Новосибирске, удоканская серия определена как среднепротерозойская (при отнесении олёкмо-станового комплекса к нижнему протерозою) и параллелизуется с ханинской, намсалинской, чародоканской свитами, субганской и чульманской толщами. Низы ее условно сопоставляются нами с борсалинской серией.

Весьма обширные геохронологические данные, полученные по гранитам чуйско-кодарского комплекса, прорывающим породы удоканской серии, приведены в опубликованных работах, в связи с чем мы ограничимся только обзором суммарных значений. Л. И. Салоп [385] приводит значения возраста гранитов 1240—1100 млн. лет; в работе Е. М. Лейтеса [260] фигурируют цифры 1500—1100 млн. лет; Ю. В. Богданов, Г. Г. Кочин и др. [279] определяют возрастной интервал в 1960—1720 млн. лет.

К субганской серии отнесены сланцевые пачки, слагающие грабены и грабен-синклинали, которые располагаются в дугообразной полосе, вдоль северо-восточной зоны контакта архейд и протерозоид Алданского щита. В составе этой серии присутствуют кварциты, конгломераты, песчаники, резе алевролиты, филлиты, мраморы, а также порфиры, диабазы и диабазовые порфириды, метаморфизм которых соответствует фации зеленых сланцев.

Породы уянской серии залегают на метаморфических толщах тимптоно-желтулинской серии архея и согласно перекрываются отложениями учурской серии верхнего протерозоя. Уянская серия подразделена на пять свит — топорицанскую, улкачанскую, элгэтейскую, бырындинскую и конкулахскую [311]. В составе серии присутствуют песчаники, гравелиты и конгломераты, кварциты, алевролиты, аргиллиты, переиславляющиеся с диабазами, диабазовыми и плагиоклазовыми порфиритами, трахитами, трахиандезитами и их туфами. Контакты между перечисленными свитами рассматриваются как тектонические. В формировании уянской серии устанавливается периодичность в накоплении молассоидных красноцветных отложений и вулканогенных.

К среднепротерозойским образованиям Енисейского выступа относится сухопитская серия. В составе серии выделяются кординская, горбилоская, удерейская, погорюйская, карточки и аладьинская свиты. Кординская свита представлена микрокристаллическими сланцами, метапесчаниками, метаконгломератами и кварцитами; горбилоская — се-

рицито-хлоритовыми сланцами, филлитами; удерейская — филлитами, глинисто-алевритовыми сланцами; погорюйская — метапесчаниками, метаалевролитами, кварцитовидными песчаниками; карточки — глинистыми известняками, глинистыми сланцами; аладьинская — доломитами и известняками.

Стратиграфическим эквивалентом сухопитской серии является глушихинская серия, которая расчленяется на пемскую, конкинскую, сосновскую, крутошиверскую, бурмакинскую, гермихинскую, барочную и орловскую свиты. Для пемской свиты характерны филлиты и туфолавы порфиров; для конкинской — филлиты, песчаники; для сосновской — известняки, доломиты, конгломераты, туфы; для крутошиверской — глинистые сланцы, песчаники, туфопесчаники; для бурмакинской — алевролиты, песчаники, известняки; для гремихинской — рифогенные известняки, основные лавы; для барочной — сланцы, туфопесчаники и для орловской — известняки, туфопесчаники, основные туфолавы. Метаморфизм пород всех свит отвечает условиям фации зеленых сланцев и реже эпидот-амфиболитовой фации.

Поздний протерозой представлен платформенными отложениями, залегающими на склонах щитов и массивов, в перикратонных прогибах, системах впадин и реже в грабен-синклиналях. В его составе присутствуют морские и реже континентальные осадочные толщи; вулканогенные образования развиты на западном и северо-западном склонах Украинского щита, в Воронежском массиве и Карелии.

К верхнепротерозойским отложениям Украинского щита отнесены вулканогенные и осадочные породы збраньковской и толкачевской свит овручской серии, выполняющие овручскую грабен-синклиналь, а также рифей-вендские отложения полесской, волинской серий на западном склоне щита. Овручская серия включает диабазы, порфириты, трахиандезиты, кварцевые порфиры и в большей части разреза кварциты, песчаники и другие осадочные породы. Возраст этой серии 1100 — 1430 млн. лет. Метаморфизм пород соответствует фации зеленых сланцев.

Осадочные и осадочно-вулканогенные отложения рифей-венда представлены континентальными алевролит-песчаниковыми толщами полесской серии, сменяющимися трапповыми и туфогенными породами волинской серии.

Верхнепротерозойские образования Воронежского массива полностью не изучены. На востоке этого массива в последние годы выделена верхнепротерозойская байгоровская (грязинская) толща, не имеющая аналогов в районе КМА. В ее составе, по данным Н. Д. Кононова, Б. М. Петрова [207], участвуют порфириты, дациты, миндалекаменные базальты, конгломераты, пуддинги, гравелиты, терригенно-туфогенные отложения.

К верхнепротерозойским (рифейско-вендским) образованиям восточной части Балтийского щита относятся салминская и приозерская свиты Приладожья, отложения Пашского грабена, а также терская свита песчаников и алевролитов северного берега Кандалакского залива. Салминская свита залегает на гранитах рапакиви с корой выветривания в основании. Перечисленные стратиграфические подразделения рифей-венда сложены песчаниками, конгломератами, кварцито-песчаниками, алевролитами, сланцами. В составе салминской свиты участвуют покровы андезито-базальтов, порфиритов, диабазов.

Приозерская свита западного берега Ладожского озера может быть сопоставлена с красноцветными толщами Крестецкого прогиба и полесской серией Белоруссии и Волини, а вулканогенно-осадочные породы с волинской серией венда Крестецкого и Оршанского прогибов.

Верхнерифейско-вендские (эокембрийские) отложения развиты по северо-восточной окраине Балтийского щита (п-ов Рыбачий).

На Алданском щите платформенные отложения верхнего протерозоя выполняют Березовский и Юдомо-Майский прогибы, а также залегают на его северном склоне. Верхнепротерозойские отложения представлены пятью коррелируемыми сериями. В Березовском прогибе это баллаганаская серия, включающая харлуктасскую, хайвергскую и бугарихтинскую свиты, и кадоликанская серия с маринской, джемкуканской, баракунской, валюхтинской, жуинской и ченчинской свитами. В Юдомо-Майском прогибе это — учурская (гонамская и омахтинская свиты), майская (эннинская, омнинская, малгинская, ципандинская и лахандинская свиты) и уйская серия (кандыкская, джабатымская и усть-кирбинская свиты). Осадочные отложения верхнего протерозоя трансгрессивно залегают на размытой поверхности складчатых сооружений архея и нижнего протерозоя и имеют стратиграфический контакт со среднепротерозойскими толщами. Верхняя граница представлена фаунистически охарактеризованными отложениями кембрия. В соответствии с характером литологических фаций, фиксируется несколько трансгрессивных циклов, начинающихся с формирования терригенных осадков и заканчивающихся образованием существенно карбонатных отложений.

Сложный разрез верхнепротерозойских отложений Енисейского выступа представлен тунгусикской, ослянской, чингасанской и верхневороговской сериями. В состав тунгусикской серии входят свиты: красногорская, джурская, шунгарская, Серого ключа и дадыктинская. Состав этих свит характеризуется преобладанием глинистых, графито-кремнистых и других сланцев над известняками и доломитами.

Ослянская серия расчленена на две свиты: нижнеангарскую и дашкинскую, объединяющие в своем составе сланцы, песчаники и известняки.

Основными подразделениями чингасанской серии являются нижняя красноцветная (лопатинская, карагасская, северореченская свиты), средняя сероцветная (карельская, мутнинская, нижняя оселочная и другие свиты) и верхняя красноцветная подсерии (суктальминская, сухореченская и другие свиты).

Верхневороговская серия, имеющая терригенно-вулканогенный состав, разделяется на пять свит: подковригинскую, ковригинскую, оленью, водораздельную и захребетную, в состав которых входят различные сланцы, кислые эффузивы и туфы, гравелиты, песчаники и алевролиты. Три серии позднего протерозоя (кроме чингасанской) близки по возрасту и, возможно, отвечают пространственно обособленным бассейнам осадконакопления. Чингасанская серия является относительно более молодой и завершает докембрийское развитие Енисейского выступа.

Палеозойские отложения представлены на щитах ограниченно. Осадконакопление на щитах происходило на локальных площадях в связи с общей тенденцией регионов к воздыманию. Следы процессов осадконакопления сохранились лишь в депрессиях типа внутриплатформенных прогибов или депрессий, относящихся к области тектономагматической активизации.

На Украинском щите известны лишь в его западной части единичные вулканотектонические структуры (кальдеры опускания), залегающие среди докембрийских метаморфических пород. Вулканические породы кальдер опускания представлены трахитовыми и липаритовыми порфирами, пирокластолитами и реликтами аргиллитоподобных пород. Изотопный возраст вулканогенных образований 460—490 млн. лет.

Наиболее полный разрез палеозоя, от девона до нижнего карбона, сохранился в Волновахском прогибе, находящемся у северо-восточной окраины щита. Девонская система представлена континентальными и прибрежно-морскими известняк-аргиллит-песчаниковыми туфогенными отложениями эйфельского, живетского, франского и фаменского яру-

сов, а нижнекаменноугольная — известняковыми и песчанико-сланцевыми отложениями визейского и намюрского ярусов.

Осадконакопление в восточной части Балтийского щита до девона, возможно, не имело места; в дальнейшем оно происходило, вероятно, на ограниченных площадях. Следы этого осадконакопления сохранились лишь в Контозерской впадине на Кольском полуострове, где установлены осадочно-вулканогенные толщи каменноугольного возраста, а также в бассейнах рек Сосновки и Снежныцы. Верхнедевонские осадочно-вулканогенные породы известны в ксенолитах Ловозерского щелочного массива.

Наибольшее распространение нижнепалеозойские (кембрийские) отложения имеют на Алданском щите. Нижнекембрийские отложения залегают на метаморфических толщах докембрия, а также наращивают разрез верхнего протерозоя. Нижний отдел кембрия представлен алданским и ленским ярусами. К алданскому ярусу отнесены верхняя часть юдомской и пестроцветная свиты. Их стратиграфическими аналогами в западной части щита являются жербинская, тиновская и юдейская свиты в Березовском прогибе и порохтахская и юдейская в бассейне р. Олёкмы. В составе ленского яруса выделяются эльгянская, толбачинская, олекминская и чарская свиты; в центральном районе — тумулдурская, унгелинская, куторгинская, барылайская.

Состав нижнекембрийских отложений характеризуется преобладанием известняков, доломитов и мергелей с конгломератами и песчаниками в основании, роль которых в ассоциации с алевролитами и аргиллитами увеличивается в западной части щита.

Юдомская и коррелируемые с нею свиты отнесены к венду. По мнению А. К. Башарина и др. [9], юдомская свита гомологична толбинской и должна быть выделена в юдомский комплекс, аналогичный вендскому и, тем самым, исключена из палеозоя.

Палеозойские отложения в пределах Енисейского выступа развиты в грабен-синклинальных структурах, отвечающих сохранившимся от эрозии отложениям чехла Сибирской платформы. Средне-позднекембрийский возраст имеет красноцветная карбонатно-терригенная эвенкийская свита. В центральной части выступа развиты фаунистически охарактеризованные терригенные толщи ордовика, силура, девона и налегающие на них траппы триасового возраста.

Юрско-нижнемеловые и неогеновые отложения представлены на щитах неравномерно и в различных структурно-формационных обстановках. Наибольшее распространение они имеют на Алданском и Украинском щитах и отсутствуют в пределах Карело-Кольского региона.

Юрские и меловые отложения, относящиеся к осадочным образованиям Скифской платформы, перекрывают большую часть Украинского щита, но в более полном разрезе представлены во впадинах и депрессиях на северном и южном его склонах.

Самостоятельное значение имеют вулканогенные и угленосные осадочные образования юрского возраста, сохранившиеся среди архейских и нижнепротерозойских толщ в крупных вулканических кальдерах в центральной части щита и относящихся к производным процессов тектоно-магматической активизации (Болтышская и Ротмистровская впадины). Впадины выполнены липаритами и дацитами и перекрывающими их алевролитами и горючими сланцами. Возраст вулканогенных пород 170 млн. лет.

Палеогеновые отложения угленосной бучакской свиты широко распространены в депрессиях, локализующихся на размытой поверхности архейских и нижнепротерозойских складчатых толщ в пределах щита в его центральной и восточной частях.

Мезозойская континентальная толща Алданского щита представлена юрскими и меловыми осадочными и осадочно-вулканогенными по-

родами, которые выполняют Чульманскую, Токинскую и ряд более мелких впадин, относящихся к депрессионным структурам областей тектоно-магматической активизации. Основы стратиграфической схемы разработаны Н. В. Фроловой [471], уточнение стратиграфии и литофациальных особенностей мезозойских отложений проведено И. С. Бредихиным [51, 52], Т. А. Ишиной [178] и другими.

По данным И. С. Бредихина, юрская угленосная толща включает сверху вниз карауловскую, ундытканскую, холодниканскую, горкитскую, дурайскую, юхтинскую свиты, возраст которых установлен по флоре и фауне. Большую часть юрско-меловой толщи осадочных и вулканогенных пород составляют кварц-полевошпатовые разномерные песчаники; им заметно уступают алевролиты и аргиллиты, на долю которых приходится не более 15—25% объема толщи, затем следуют вулканогенные породы, конгломераты и, наконец, угли и углистые сланцы.

Для Алданского щита характерны неогеновые и четвертичные покровы платобазальтов в юго-западной части щита, а также неогеновые рифтовые впадины, сопряженные с областями развития платобазальтов, выполненные рыхлыми осадочными отложениями.

Отложения мезозойского и палеоген-неогенового возраста, развитые на склонах Енисейского выступа, представлены симоновской, бельской и кирнаевской свитами, часть которых бокситоносна.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ЩИТОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

О ПОНЯТИЯХ «ЩИТ» И «МАССИВ»

Для сравнительного анализа и синтеза данных о строении и развитии Алданского, Балтийского, Украинского щитов, Воронежского массива и Енисейского выступа докембрия потребовалось уточнить и конкретизировать понятия и термины «щит», «массив» (кристаллический массив). Основанием для рассмотрения названных подразделений земной коры в составе одной группы послужила геоструктурная, геологическая, геотектоническая и геоморфологическая гомологичность, обусловленная их принадлежностью к Русской или Сибирской платформам.

Геоструктурная близость названных щитов и массивов выражается в том, что все они представляют собой фрагменты раннедокембрийских складчатых сооружений, слагающих фундамент древних платформ. Единство геотектонических признаков щитов и массивов определяется тем, что они представляют собой участки земной коры, характеризующиеся длительным воздыманием или относительно статичным состоянием. Их тождественность в геоморфологическом отношении обусловлена тем, что это «выходы на поверхность», т. е. сходные элементы рельефа. Историко-геологическая гомологичность рассматриваемых щитов и массивов выражается в том, что они формируются по принципиально сходным путям развития от раннего докембрия до наших дней.

С тем чтобы избежать насколько это возможно тенденциозности в освещении рассматриваемого вопроса, представляется целесообразным остановиться прежде всего на анализе вопроса о термине «щит». Это необходимо и потому, что ряд из сопоставляемых щитов и массивов до сих пор не имеет однозначного определения.

Термин «щит» введен в геологию Э. Зюссом, выделившим под этим названием поля выходов докембрия в северной Америке (Канадский щит) и в Европе (Балтийский щит). Последующее развитие учения о геосинклиналях и платформах привело к выделению областей выходов докембрия в Азии, Африке, Южной Америке и Австралии. Согласно наиболее распространенному в отечественной литературе определению Н. С. Шатского [500], «щиты представляют собой участки платформ с выведенным на поверхность фундаментом, характеризующимся тенденцией к длительному воздыманию». По представлениям В. Е. Хаина [476], щит является наиболее устойчивым элементом платформы (ее ядром), сохраняющим в течение сотен миллионов лет тенденцию к медленному, но неуклонному поднятию. Развивая эти представления, В. Е. Хаин [478] определяет щит, как крупный структурный элемент платформы, характеризующийся длительным и устойчивым, хотя и малоинтенсивным воздыманием, результатом которого являются полное или почти полное отсутствие осадочного чехла и выход на поверхность фундамента, обычно кристаллического. Сходные определения дают Ю. А. Косыгин [216—218,

194], А. Л. Яншин [526] и другие. Наряду с этим существует мнение, согласно которому щиты представляют собой структуры фундамента платформы. Так, согласно А. П. Виноградову и А. И. Тугаринову [67], щит является жестким тектоническим сооружением с преимущественно единой тенденцией к прогрессивному эпейрогеническому воздыманию. По мнению Ю. К. Дзевановского [132], формирование щитов начинается одновременно с обособлением геологического слоя Земли в виде литоплинтов, т. е. еще до образования платформы. Несмотря на различие исходных концепций, все исследователи определяют щиты как области выходов на поверхность кристаллического фундамента платформы, характеризующиеся длительным и устойчивым воздыманием. Кристаллические массивы отличаются от щитов меньшими размерами, значительной закрытостью чехлом молодых платформ, соизмеримостью с антеклизмами и синеклизмами и иногда относительно молодым возрастом пород выступов фундамента.

Сопоставление главных характеристик щитов и массивов показывает, что их главными отличительными признаками являются характер и типы ограничений; в качестве дополнительных признаков можно рассматривать время консолидации кристаллического фундамента платформы, время и характер проявления процессов тектоно-магматической активизации. Размеры щитов и массивов не могут быть использованы в качестве определяющих признаков, в связи с тем что составляют как многие миллионы (Канадский, Центральнo-Африканский, Западно-Африканский) и первые миллионы (Гвианский, Бразильский, Индийский, Балтийский и др.), так и первые сотни тысяч квадратных километров (Алданский, Украинский). Алданский, Украинский, Индийский щиты имеют такие же размеры, как Анабарский, Туарегский и ряд других массивов (рис. 1), или не намного превышают их.

Время консолидации кристаллического фундамента платформ, соответствующее времени становления наиболее ранних платформенных структур (авлакогенов, перикратонных прогибов и др.), для всех щитов находится в интервале 1900—1800 млн. лет. Так, например, времени консолидации докембрия Алданского щита и начальному периоду его воздымания соответствует заложение Юдомо-Майского перикратонного прогиба.

Ограничения щитов и массивов древних платформ могут быть подразделены на два типа: геоструктурные и морфотектонические.

Геоструктурные границы представляют собой дискордантное сочленение щитов с более молодыми складчатыми и складчато-глыбовыми сооружениями, обрамляющими платформы.

Морфотектонические рубежи щитов обусловлены главным образом положением докембрийского фундамента платформы и ее осадочного покрова относительно эрозионного среза.

Всем щитам мира присущи и геоструктурные и морфотектонические ограничения. Возраст морфотектонических рубежей для большинства щитов мезозойско-кайнозойский, а отложения, контролирующие эти границы, сформированы в интервале поздний протерозой, включая рифей, венд — ранний палеозой, чаще всего кембрий-силур (Канадский, Гвианский, Украинский, Бразильский, Мозамбикский щиты). Позднепротерозойско-раннепалеозойские отложения, контролирующие морфотектонические рубежи, наиболее полно представлены на Западно-Африканском, Балтийском и Алданском щитах. Этот тип морфотектонических ограничений имеет особенно важное значение для решения вопроса о первичных границах щитов и времени консолидации докембрийского фундамента платформы. Возраст геоструктурных рубежей определяется по времени формирования более молодых геосинклинальных зон и складчато-блоковых сооружений областей активизации. Складчатые и складчато-блоковые сооружения, обрамляющие жесткие выступы

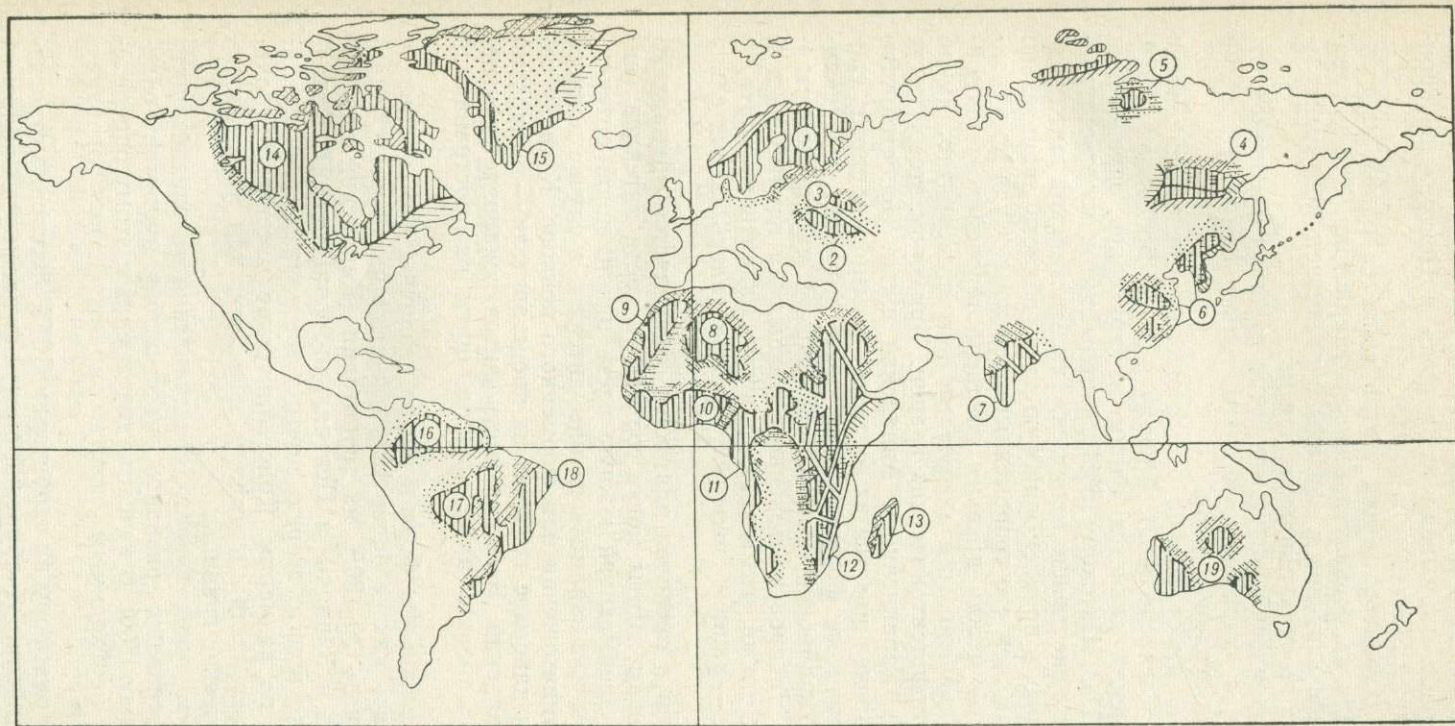


Рис. 1. Схема щитов и массивов древних платформ (составил Б. А. Ермолаев).

1 — выступы фундамента древних платформ (щиты, массивы); 2 — части щитов и массивов, претерпевшие тектоно-магматическую активизацию; 3—6 — складчатые (а) и платформенные (б) образования, ограничивающие щиты и массивы; 3 — кайнозойские и мезозойско-кайнозойские, 4 — мезозойские, 5 — палеозойские, 6 — рифейские; 7 — границы щитов и массивов: а — геоструктурные, б — морфотектонические; 8 — рифты авлакогены, грабены в фундаменте древних платформ.

Номер и наименование щитов и массивов (цифры в кружках): 1 — Балтийский, 2 — Украинский, 3 — Воронежский, 4 — Алданский, 5 — Анабарский, 6 — Китайский, 7 — Индийский, 8 — Туарегский, 9 — Марокканский, 10 — Либерийский, 11 — Западно-Африканский, 12 — Центрально-Африканский, 13 — Мозамбикский, 14 — Канадский, 15 — Гренландский, 16 — Гвианский, 17, 18 — Бразильский, 19 — Австралийский.

щитов, имеют как позднепротерозойский (Алданский, Западно-Африканский щиты), так и палеозойский возраст (Канадский, Балтийский щиты). Складчато-блоковые сооружения, принадлежащие главным образом к областям активизации и имеющие большей частью мезозойский и кайнозойский возраст, примыкают к Западно- и Центрально-Африканскому, Гвианскому, Алданскому и другим щитам.

Таким образом, характер границ щитов является одним из важнейших признаков для их сравнительной характеристики. Эти признаки имеют планетарное значение и связаны с развитием континентальных платформ и ряда геосинклинальных поясов.

Особенности ограничений щитов являются главным признаком отличия их от массивов, характеризующихся только одновозрастными морфотектоническими ограничениями.

Важное значение имеет вопрос о постоянстве или изменчивости ограничений щитов. Согласно А. Л. Яншину и А. А. Богданович [450], постоянство ограничений является одним из критериев определения понятия «щит». По Н. С. Шатскому [503], границы щитов и соответственно их размеры могут существенно меняться. Так, Балтийский щит представлял, по его мнению, в предкембрийскую эпоху область, значительно большую по размерам, чем его современные очертания. Судя по характеру взаимоотношений между древним позднепротерозойско-палеозойским и мезозойско-кайнозойским покровами щитов, вероятно, имело место скольжение морфотектонических границ. Примером этому могут служить Балтийский, Украинский и Алданский щиты. Непостоянство ограничений щитов подчеркивается их геоструктурными границами, срезающими щиты в процессе формирования более молодых геосинклинальных зон. Так, Украинский щит и Воронежский массив представляли до заложения Днепровско-Донецкого авлакогена единый выступ докембрия. Вероятно также, что южная граница Алданского щита в позднепротерозое — раннем палеозое располагалась значительно южнее.

Положение щитов в пределах платформ определяется принадлежностью их к антеклизам. Щиты могут составлять части антеклиз (например, Алданский, занимающий южную часть одноименной антеклизы), целые антеклизы или занимать группы антеклиз в случае полного или почти полного уничтожения платформенного покрова. К числу таких щитов относятся наиболее крупные их представители — Канадский и Центрально-Африканский. Большая часть щитов локализуется у периферии платформ и только самые крупные щиты распространяются на их ядерные части.

Соотношения размеров платформ и щитов различны. Так, например, щиты могут составлять как не более 10% площади платформ (Алданский), так и превышать 70—80% их территории (Канадский или Канадско-Гренландский и Западно- и Центрально-Африканский). Канадско-Гренландский щит в свою очередь почти в три раза превышает Сибирскую платформу по размерам. Кристаллические массивы располагаются во внутренних частях платформ и имеют, как указывалось выше, морфотектонические границы.

Исходя из анализа существующих представлений и понятий «щит» и сопоставления их основных признаков, мы за основу принимаем определение Н. С. Шатского [500]. В качестве дополнения к этому определению представляется необходимым ввести характеристику ограничений щитов.

К щитам древних платформ на территории СССР бесспорно относятся Алданский и Балтийский. Анабарский выступ фундамента Сибирской платформы следует относить к разряду массивов, исходя из однородности его ограничений, контролируемых контактами фундамента и покрова в современном эрозионном срезе.

Украинский щит относится некоторыми исследователями к категории массивов на основании перекрытия докембрийского фундамента в большей его части мезозойско-кайнозойским чехлом и относительно незначительной площади. Как было показано, размеры щитов и соотношения их с платформой настолько непостоянны и несоизмеримы, что они не могут быть однозначно использованы в качестве критерия различия щитов и массивов. Авторы рассматривают этот выступ фундамента Русской платформы в качестве щита, исходя из принадлежности его ограничений к геоструктурному и морфотектоническому типам. Северо-восточный край щита ограничивается складчатыми сооружениями герцинид, а западная и юго-западная границы имеют внутриплатформенный характер, контролируемый контактом кристаллического фундамента с рифейскими отложениями осадочного покрова. Мезозойско-кайнозойский чехол, скрывающий большую часть площади Украинского щита, не является геоструктурным элементом Русской платформы, а принадлежит эпигерцинской Скифской плите.

Неоднородностью и разновозрастностью ограничений характеризуется также Балтийский щит. На северо-востоке, севере и северо-западе он ограничен байкальскими и каледонскими складчатыми сооружениями; юго-восточная граница фиксируется стратиграфическим контактом фундамента и покрова Русской платформы.

Алданский щит также характеризуется неоднородными разновозрастными ограничениями. На западе и юге тип границ геоструктурный, на севере и северо-востоке — морфотектонический.

Воронежский массив рассматривается как западная часть одноименной антеклизы, входящей в состав структур Русской платформы.

Таким образом, в обрамлении щитов Сибирской и Русской платформ участвуют позднепротерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования, сформировавшиеся в условиях как орогенного, так и платформенного режимов. Своеобразное геоструктурное положение занимает Енисейский кряж, и прежде всего Ангаро-Канский выступ, который составляет фрагмент фундамента Сибирской платформы совместно с обрамляющими его складчатыми сооружениями Байкалид. По ряду признаков, а также по характеру ограничений он близок к определению, данному щитам, но отличается от щитов по геоструктурному и историко-геологическому признакам.

УКРАИНСКИЙ ЩИТ

Украинским щитом называется юго-западная часть докембрийского фундамента Русской платформы, ограниченная на северо-востоке и севере разломами, отделяющими Днепровско-Донецкий авлакоген и Припятскую впадину, на юге — разломами, ограничивающими Причерноморскую впадину, а на западе — рифейскими и палеозойскими образованиями, слагающими Волыно-Подольскую плиту.

Одни исследователи проводят границу щита по крайним выходам кристаллических пород из-под осадочного покрова, возраст которых определяется диапазоном от рифея до мела, другие проводят ее по изопакхите 300 м [377]. По мнению авторов, границы щита должны быть определены по крупным разломам, наименее удаленным от выходов на дневную поверхность кристаллических пород и фиксируемых значительными градиентами силы тяжести. В толковании положения разломов, ограничивающих щит, существуют различные представления. В большинстве случаев эти ограничения являются морфотектоническими и только на небольшой части северо-восточного ограничения щита, в контакте пород докембрия с палеозойскими образованиями Донбасса, границы имеют геоструктурный характер. Здесь северо-западные струк-

туры Донецкого авлакогена срезают по разломам северо-восточные и субмеридиональные структуры докембрия Приазовья.

Докембрийские геосинклинальные зоны Украинского щита прослеживаются через Днепровско-Донецкий авлакоген и продолжаются в пределы Воронежского и Белорусско-Литовского массивов.

Принято считать, что еще в раннем палеозое Украинский щит представлял собой жесткий выступ, реагировавший лишь образованием разломов в период складкообразования в смежных палеозойских зонах.

По мнению авторов, главные тектонические элементы Украинского щита находят продолжение в Воронежском массиве и прослеживаются еще далее на север — в фундаменте восточной части Балтийского щита. Тектоническое строение Украинского щита освещалось в разное время в работах Д. Н. Соболева, Н. И. Безбородько, В. И. Лучицкого, Ю. Ир. Половинкиной, Н. П. Семененко, И. С. Усенко, В. Г. Бондарчука, Я. Н. Белевцева, А. Н. Козловской и других авторов.

За основу районирования щита принимались определенные направления складчатости. Эти принципы тектонического районирования нашли отражение в различных петрогенетических, геолого-тектонических и структурно-петрографических картах Украинского щита, составленных в предшествовавшие годы. Таковы карты Д. Н. Соболева, В. И. Лучицкого, Н. П. Семененко, В. Г. Бондарчука, А. Н. Козловской, Я. Н. Белевцева, А. К. Прусса, М. В. Чирвинской, Б. Л. Гуревича, К. Ф. Тяпкина и других.

Большинство исследователей и в настоящее время придерживается представлений о многоярусной и многоциклической структуре щита, выделяя различные направления складчатости, отделенные во времени периодами перестройки (переориентировки) тектонического плана.

По мнению авторов, направления складчатости не могут быть использованы в качестве надежного критерия возрастных расчленений или выделения структурных ярусов. Эти критерии не могут служить основой геотектонического районирования, хотя в некоторых районах щита определенные тектонические направления в совокупности с другими важными данными могут приобретать руководящее значение.

В настоящее время основными методами тектонического районирования и выделения тектонических структур должны явиться: интерпретация гравимагнитных данных, геолого-формационный анализ метаморфических, ультраметаморфических и магматических образований; классификация складчатых структур и разрывных нарушений, критический анализ результатов геохронологических определений на основе сопоставления с геологическими данными. В результате применения перечисленных методов на Украинском щите стало возможным выделение двух групп тектонических элементов первого порядка: протогеосинклинальных и протоплатформенных областей (рис. 2). К первой из них относятся Белоцерковско-Одесская и Криворожско-Кременчугская синклиновые зоны, окаймляющие Кировоградский блок. С запада и востока они ограничиваются Волыно-Подольским и Приазовским блоками. Все названные области разделяются глубинными разломами.

Протогеосинклинальные и протоплатформенные блоки, разделенные глубинными разломами, являются самыми древними структурами докембрия на территории Украины. В пределах этих блоков первого порядка выделяются по геофизическим данным блоки последующих порядков.

Возраст древнейших геологических формаций щита (диабаз-терригенная формация Приднепровья) свыше 3000 млн. лет. В необращенных синклиналиях Среднего Приднепровья, например в Белозерском, сейсмические скорости на глубинах, превышающих мощности этих формаций, отвечают плотностям базальтового слоя коры, однако они могут быть вызваны и породами гранулитовой фации метаморфизма.

Некоторые несоответствия в наименовании крупных блоков и других элементов тектонического районирования, принятые в рассматриваемой главе и на карте блокового строения, объясняются тем, что здесь учтены только структуры первого порядка, образовавшиеся до главной складчатости и до расчленения щита на блоки различных порядков. Главнейшие геотектонические элементы Украинского щита характеризуются рядом особенностей, определяющих в совокупности закономерности тектонического строения щита (рис. 3).

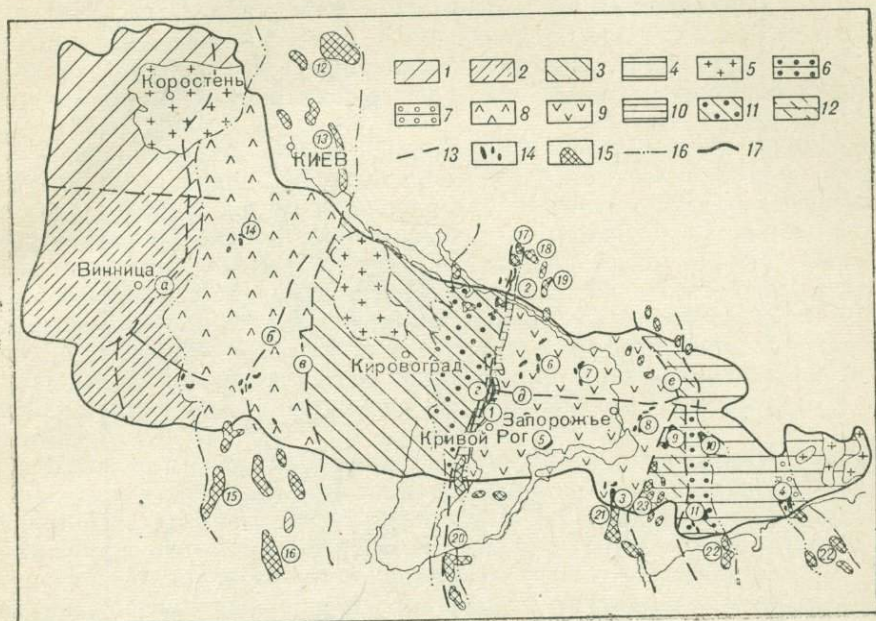


Рис. 2. Геотектоническое районирование Украинского щита (составил Г. И. Калев).

1 — Волинский, 2 — Подольский, 3 — Кировоградский, 4 — Приазовский блоки; 5 — массивы гранитов рапакиви и щелочных пород; 6 — Западно-Приазовская зона; 7 — Мангушская зона; 8 — Белоцерковско-Олесский синклиниорий; 9 — внутренняя эвгеосинклиналиная область; 10 — Криворожско-Кременчугский, 11 — Западно-Ингулецкий, 12 — Орехово-Павлоградский синклинории; 13 — глубинные зоны разломов (а — Джурин-Немировская, б — Одесско-Тальновская, в — Николаевско-Первомайская, г — Криворожская, д — Девладовская, е — Орехово-Павлоградская); 14 — железистые породы; 15 — малоизученные и интенсивные магнитные аномалии, преимущественно вызванные глубокозалегающими железистыми породами; 16 — границы геотектонических подразделений; 17 — условная граница Украинского щита. Месторождения железных руд (цифры в кружках): 1 — Криворожский бассейн; 2 — Кременчугское, 3 — Белоцерковское, 4 — Марнупольское месторождения. Районы интенсивных магнитных аномалий: 5 — Чертомлыкский; 6 — Верховцевский; 7 — Сурский; 8 — Конкский; 9 — Орехово-Павлоградский; 10 — Гуляйпольский; 11 — Западно-Приазовский; 12 — Черниговский; 13 — Трактемировский; 14 — Володарский, 15 — Ачаньевский; 16 — Одесский; 17 — Хорольский; 18 — Толого-Подянский; 19 — Кобелякский; 20 — Херсонский; 21 — Веселовский; 22 — Азовский; 23 — Таврический.

Волыно-Подольский (Житомирский) блок сложен преимущественно ультраметаморфическими и магматическими формациями и лишь в его северной части развиты гнейсовые толщи алевролит-песчаниковой формации (тетеревская серия).

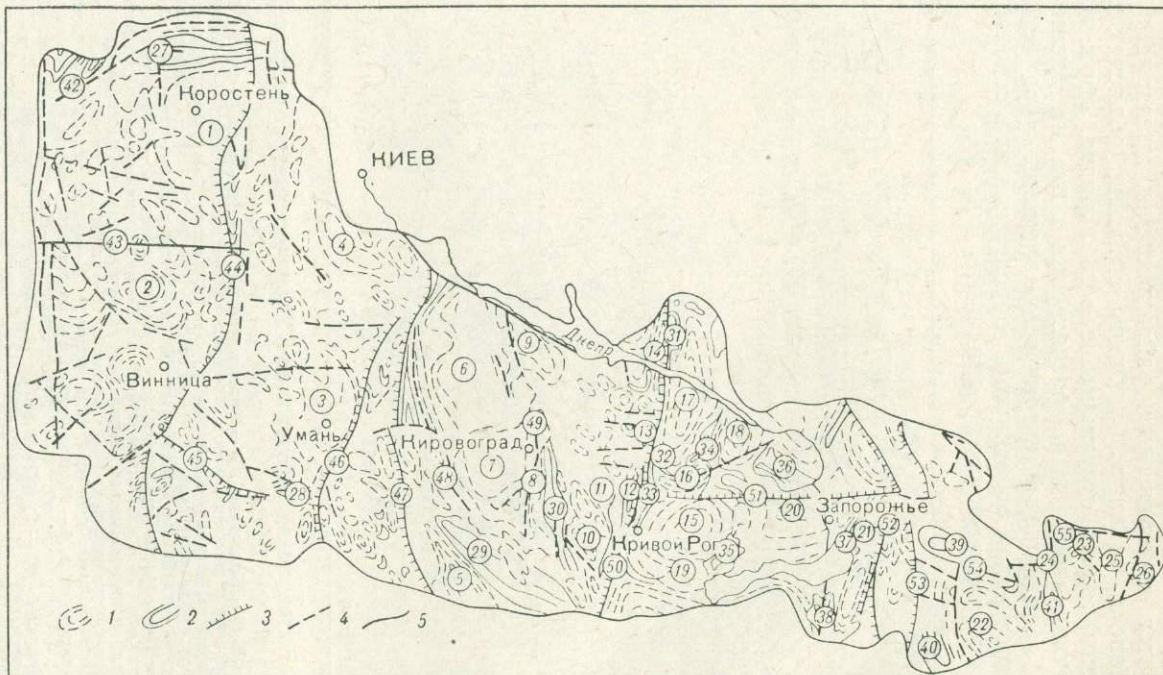
Резко отличается южная часть блока, сложенная породами офиолитовой и плагиогранит-чарнокитовой формаций, метаморфизованными в гранулитовой фации. Широкое развитие пород высоких ступеней метаморфизма обуславливает представление о том, что Подольско-Верхнебужский район и примыкающая к нему часть Среднего Побужья считались многими исследователями древними образованиями, составляющими Побужский антиклинорий. Это принято и в настоящей работе. Основными складчатыми структурами Подольско-Бугской части рассматриваемого блока являются Чудново-Бердичевская и Днестровская купольные зоны и разделяющая их Гниванская синклиналь.

Рис. 3. Основные складчатые и разломные структуры Украинского щита (составил Г. И. Каляев).

1 — антиклинальные структуры и некоторые массивы гранитоидов с неустановленным характером складчатости; 2 — синклинали; 3 — глубинные разломы; 4 — прочие разломы; 5 — условная граница Украинского щита.

Массивы гранитоидов и основные антиклинальные формы (цифры в кружках): 1 — Коростенский; 2 — Чудново-Бердичевский; 3 — Уманский; 4 — Богуславский; 5 — Вознесенский; 6 — Корсунь-Новомиргородский; 7 — Новоукраинский; 8 — Кировоградско-Бобринецкий; 9 — Чигиринский; 10 — Долинский; 11 — Бокованский; 12 — Ингулецкий; 13 — Зеленовский; 14 — Хмельницкий; 15 — Саксаганский; 16 — Демурицкий; 17 — Пятихатский; 18 — Криничанский; 19 — Токовский; 20 — Запорожский; 21 — Камышевахский; 22 — Салтычанский; 23 — Октябрьский; 24 — Екатериновский; 25 — Кальмиусский; 26 — Еланчикский.

Основные синклинали: 27 — Овручская; 28 — Хошеватско-Завальевская; 29 — Братская; 30 — Припугульская; 31 — Галещинская; 32 — Желтореченская; 33 — Криворожская; 34 — Верховцевская; 35 — Чертомлыкская; 36 — Сурская; 37 — Конкская; 38 — Белозерская; 39 — Гуляйпольская; 40 — Западно-Приазовская; 41 — Мангушская. *Основные глубинные и региональные разломы:* 42 — Суцано-Пержаинский; 43 — Андрушевский; 44 — Джурино-Немировский; 45 — Гайворон-Шаргородский; 46 — Тальновско-Мироновский; 47 — Первомайский; 48 — Звенигородско-Андновский; 49 — Кировоградский; 50 — Криворожский; 51 — Девладовский; 52 — Орехово-Павлоградский; 53 — Азово-Павлоградский; 54 — Конкский; 55 — Криворожско-Павловский.



Чудново-Бердичевская купольная зона состоит из двух куполов: собственно Бердичевского и Казатинского, причем последний осложняется в южном периклинальном замыкании Калиновской и Турбовской синклиналими. Названные купольные структуры фиксируются максимумами силы тяжести и минимумами магнитного поля.

Гниванская синклиналильная зона выделяется по магнитным максимумам, сочетающимся с положительными полями силы тяжести, обусловленными широким развитием чарнокитов и пироксеновых гнейсов. Эта зона, погружающаяся в юго-восточном направлении, осложнена рядом купольных структур (Литинская, Шаргородская), сложенных аплит-пегматоидными гранитами. Аналогичные синклиналильные и антиклиналильные складки фиксируются в пределах Днестровской купольной структуры.

Северная часть Волыно-Подольского блока занята наложенными структурами средне- и позднепротерозойского возраста, к которым относятся Овручский, Белоковичский грабены и область развития Коростенского массива габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, соответствующая положению Коростень-Случского антиклинория. Овручко-Клёсовская грабен-синклиналь четко выражена в восточной части, где развиты слабометаморфизованные породы овручской серии. В остальной части грабен-синклинали ее строение замаскировано проявлением вдоль зон разломов процессов гранитизации и метасоматоза, с которыми связано образование осницкого и пержанского гранитоидных комплексов.

Дизъюнктивные нарушения в пределах блоков имеют различный характер и могут быть выделены также по времени формирования [133]. К наиболее древним зонам разломов в пределах Волыно-Подольского (Житомирского) блока относятся: Джуриин-Немировская, Суцано-Пержанская, Макаровско-Староконстантиновская (Тетеревская) и Днепровская, ограничивающая рассматриваемый блок с юго-запада. К менее протяженным разломам относятся Емельчинский и Новоград-Волинский. Более молодой зоной разломов является Верхне-Бугская (Калиновская), с которой сопряжены проявления вулканогенных пород трахилипаритовой формации раннего палеозоя (район Липовец-Ильинцы). Постпалеозойский, а возможно, и более молодой возраст имеет субширотный разлом, отграничивающий северную часть рассматриваемого блока и Украинского щита в целом от Припятской впадины.

Для Волыно-Подольского блока характерно большое значение складчатых и разрывных структур в локализации магматических тел. Так, крупнейший Коростенский массив локализуется в ядре Коростень-Случского антиклинория, чему, вероятно, способствовали короткие концентрические, преимущественно северо-западные, расколы, по которым внедрялись габброидные породы, образующие грибообразные тела. По менее крупным разнонаправленным трещинам, сопровождающим эти разломы, происходило магматическое замещение пород гранитами рапакиви. Аналогичные трещины юго-западного направления послужили путями локализации пород мигматит-гранитовой формации (кировоградско-житомирский комплекс). Такую же роль играл Суцано-Пержанский глубинный разлом, способствовавший локализации гранитоидных массивов осницкого и пержанского комплексов.

Белоцерковско-Одесская синклиналильная зона включает Уманско-Тетиевский антиклинорий, Тальновско-Одесский, Гайсинский, Белоцерковский синклиналирий, Ржищев-Бориспольскую антиклиналь, а также Прибугский и Ружин-Радомышльский районы сложной складчатости и ряд купольных структур (Чечельникскую, Коростышевскую и Богуславскую). В строении Белоцерковско-Одесской синклиналильной зоны наблюдается определенная асимметрия: Уманско-Тетиевский антиклинорий несколько смещен от центра зоны к востоку, где составляющий ее ядро

Уманский гранитный массив примыкает к Одесско-Тальновской зоне разломов.

Южнее этого антиклинория располагается Богуславский купол и Ржищев-Борисовская антиклиналь, образованные массивами микроклиновых гранитов кировоградско-житомирского комплекса раннего протерозоя. Уманско-Тетиевский антиклинорий распадается на севере на ряд складчатых структур более высоких порядков и последовательно сменяется Белоцерковским синклинирем, Коростышевской купольной структурой и Гайсинским синклинирем. С юга Уманский массив ограничен Хоцевато-Завальевским синклинирем и Чечельникской купольной структурой, а с востока — сравнительно узким Тальновско-Одесским синклинирем.

Синклинии, сложенные породами росинско-тикичской серии нижнего протерозоя, выделены преимущественно по крупным положительным аномалиям силы тяжести.

В Тальновско-Одесском синклинирии, так же как и в пределах всей Белоцерковско-Одесской синклинорной зоны, широко развиты породы ультраметаморфических и магматических формаций. К северу от линии Первомайск-Голованевск преобладают мигматиты гранулитовой формации раннего протерозоя, имеющей здесь широкое распространение. Крупные массивы пород этой формации располагаются главным образом вблизи Восточно-Уманского разлома. Вдоль этого разлома выделяются небольшие, но глубокие минимумы силы тяжести, сопряженные с областями разуплотнения, связанными с интенсивной гранитизацией.

Белоцерковско-Одесский синклинорий ограничен на западе Джурин-Немировской, а на востоке Одесско-Тальновской зонами разрывных нарушений, при этом последняя объединяет Бугско-Мироновский и Восточно-Уманский разломы. Северо-восточным продолжением Одесско-Тальновской зоны является Ядловско-Трактемировский (Киевский) разлом (см. рис. 2, 3).

В пределах Белоцерковско-Одесской синклинорной структуры известен ряд разломов высших порядков субмеридионального и северо-западного направления: Западно-Киевский, Западно-Макаровский, Кочеровский и субширотные — Вапнярский, Прибугский, Липовец-Тикичский, Ружинский, Ставищенский. Разрывные нарушения во многом обусловили и здесь распределение ультраметаморфических и магматических пород. Так, в Уманско-Тетиевском антиклинории проявились микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые граниты Уманского, Богуславского и Ржищевского массивов мигматит-гранитовой формации раннего протерозоя (кировоградско-житомирский комплекс). В связи с разломами, примыкающими к Бугско-Мироновскому разлому, возникли, вероятно, пластовые интрузии метабазитов и ультрабазитов.

Кировоградский блок характеризуется симметричным строением. В его осевой части расположен Корсунь-Новоукраинский антиклинорий, в ядре которого размещается Корсунь-Новомиргородский массив габбро-анортозитов — гранитов рапакиви среднего протерозоя (коростенский комплекс), а далее к югу — Новоукраинский гранитный массив кировоградско-житомирского комплекса. Вдоль бортов Корсунь-Новоукраинского антиклинория расположены Прингульская и Братская синклинали, в месте смыкания которых на севере находятся Чигиринский гранитный массив и Хмельевская валообразная структура. К востоку и западу от оси антиклинория размещены Долинская и Вознесенская антиклинали, образованные массивами гранитов того же комплекса. К востоку от Чигиринского и Долинского массивов, вплоть до Кировоградского разлома, развита сложнопостроенная Западно-Ингулецкая синклинорная зона (область развития пород ингулецкой серии), включающая ряд купольных структур: Хмельницкую, Зеленевскую, Ингулецкую, Боковянскую, Криничеватскую и др.

Кировоградский блок ограничен Одесско-Тальновским и Криворожским глубинными разломами; в его пределах находятся разломы близ-меридионального направления — Алексеевский, Николаевский, Звенигородско-Анновский, Кировоградский, Боковянско-Знаменский и другие, выполненные катаклазитами, милонитами и поясами пегматитов. К числу более мелких оперяющих или параллельных им разломов относятся Братский, Марьевский, Софиевский и многие другие. Время их заложения датируется по возрасту пегматоидов 1800—2000 млн. лет.

Кроме того, существуют субширотные и северо-западные разломы, часто сопровождаемые дайками верхнепротерозойских габбро-диабазов (Субботско-Мошоринский, Бутовский), время заложения которых определяется по радиологическим данным для диабазов 1300 млн. лет. Более молодыми являются разломы, ограничивающие Болтышскую кальдеру опускания, выполненную породами трахиандезитовой формации юрского возраста.

Днепровский блок представляет собой область развития архейских метаморфических пород диабаз-песчаниковой формации, ультраметаморфических гранитоидов днепровского комплекса и реликты складчатых сооружений, образованных породами нижнепротерозойской кератофир-спилит-диабазовой формации. В краевых частях блока, вдоль Криворожского и Орехово-Павлоградского разломов, располагаются Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская синклинорные зоны.

В восточной части Криворожско-Кременчугского синклинория развиты Галещинская, Желтореченская и Широковская синклинали, облекающие крупные Саксаганский, Демуриновский и Пятихатский купола. На остальной части Днепровского блока развиты Криничанская, Запорожская, Камышевахская и менее крупные купольные структуры, образованные гранитами, и между ними — Верховцевская, Чертомлыкская, Сурская, Конкская, Белозерская остаточные синклинали, выполненные породами кератофир-спилит-диабазовой формации.

Судя по возрасту (2200—1800 млн. лет) гранитов, слагающих Саксаганский, Криничанский, Кудашевский, Токовский купола, складчатость формировалась в раннем протерозое. Присутствие гранитов днепровского комплекса в районе г. Днепропетровска, Мишурина Рога, Запорожья, Токмака, Демурино, возраст которых составляет 2800—3500 млн. лет, указывает на развитие в пределах блока архейских ядер.

К разрывным нарушениям первого порядка, кроме Криворожского глубинного разлома, относятся субмеридиональные Орехово-Павлоградский и Азово-Павлоградский разломы. Между двумя последними выделяется Орехово-Павлоградская синклинорная зона. К субмеридиональным разломам второго порядка относятся Милорадовский, Лиховский, Белозерский и др. Более молодой является Девладовская зона разломов субширотного простиранья, контролирующая дайки основных и ультраосновных пород, возраст которых соответствует позднему протерозою (1300 млн. лет).

Приазовский блок, в строении которого участвуют складчатые образования архея, сопоставимые с офиолитовой и флишоидной формациями Побужья, включает крупные массивы щелочных сиенитов, граносиенитов и гранитов октябрьского комплекса (Октябрьский, Кальмиусский, Еланчикский). Область развития этих массивов отождествляется авторами с антиклинальной структурой. Восточнее Еланчикского разлома расположена Восточная синклиналь, а на западе Мангушская синклиналь. Отчетливо проявлена также Салтычанская антиклиналь с одноименным гранитным массивом и Бердянский синклинорий.

В Приазовской части массива широко развиты зоны разломов — Нельговская, Малоянисольская с сопряженным Екатериновским гранитным массивом, Криворожско-Павловская, Кальмиусская, Еланчикская, нередко подновленные в палеозое. Более поздними являются

палеозойские субширотные разломы: Конкский, Волновахский, Ждановский, определившие ограничения Приазовского блока. Судя по приуроченности к этим зонам (в частности, к Волновахской) девонского вулканизма, активность их в палеозое не вызывает сомнений. Вдоль большинства этих разломов происходили подвижки в мезозое и кайнозое; это документировается смещением меловых и палеогеновых отложений (Конкско-Ялынская впадина).

Докембрийские складчатые сооружения Украинского щита представляют собой в современном виде различного рода антиклинальные и синклинальные структуры глубинного типа складчатости. Древние вулканогенные толщи, слагающие основания синклинозных структур, присутствуют также в виде многочисленных скиалитов среди полей мигматитов. Реликты вулканогенных толщ известны в районах Среднего Побужья, Западного Приазовья и Подольского блока. Древнейшие вулканогенные формации, вероятно, предшествовали образованию сиалической коры и предопределили заложение первичных структурно-формационных зон и складчатых структур. Вероятно, это были относительно простые складчатые зоны, протягивавшиеся, по мнению авторов, в меридиональном направлении на многие сотни километров. Они следовали вдоль субмеридиональных глубинных разломов: Одесско-Тальновского, Криворожско-Кременчугского, Верховцево-Чертомлыкского, Сурско-Токмаковского, Белозерско-Конкского, Орехово-Павлоградского и др. Вдоль них закладывались первичные линейно-вытянутые синклинозные зоны. Эти направления являлись главными для последующей истории докембрия Украинского щита, предположительно длившейся 2300 млн. лет — до формирования субширотных структур позднего протерозоя, возраст которых составляет примерно 1200 млн лет (Овручский грабен и др.).

После интенсивного развития начального вулканизма последовал этап нарастания процессов гранитизации, которые влекли за собой формирование складчатых структур и замещение гранитоидами первичных вулканогенных и осадочных образований. Эти явления составляют сущность процессов формирования первичной сиалической коры. Образование последующих складчатых структур привело к перестройке первичной линейной складчатости и осложнило ее многочисленными антиклиналями и синклиналями высших порядков.

Главнейшие складчатые структуры Украинского щита, изображенные на рис. 3, представляют собою типичные для щитов складчатые формы: гранит-мигматитовые и гранито-гнейсовые купола, валы и заключенные между ними синклинали. В отличие от линейной складчатости, свойственной верхним этажам складчатых сооружений, их называют, по В. В. Белоусову [21], глубинным типом складчатости, или инфраструктурами. Антиклинальные структуры Украинского щита, выявленные в итоге анализа геологических и геофизических данных, характеризуются облеканием гранитоидных ядер осадочно-метаморфическими породами. Синклинальным структурам присущи сложная дисгармоничная складчатость, складки высших порядков с крутоуходящими вглубь вертикальными и опрокинутыми шарнирами. Кременчугско-Криворожский, Верховцевский, Западно-Ингулецкий, Орехово-Павлоградский, Белозерский и многие другие синклинории являются необращенными структурами.

Становление складчатых сооружений Украинского щита происходило в несколько этапов, совпадающих с этапами ультраметаморфизма. Складкообразование происходило в архее после образования диабаз-песчаниковой и офиолитовой формаций; в раннем протерозое — на границе средней и верхней свит криворожской серии; в раннем протерозое — после образования верхней свиты криворожской серии; в среднем протерозое — в связи с формированием массивов гранитов рапа-

киви; в позднем протерозое — после образования пород овручской серии.

Гранитоидный магматизм приводил к формированию новых складчатых форм, которые соответствовали общему структурному плану раннего докембрия Украинского щита. Таковы массивы гранитов кировоградско-житомирского комплекса нижнего протерозоя: Кировоградско-Бобринецкий, Новоукраинский, Долинский, Чигиринский, Уманский, Богуславский и массивы гранитов днепровско-токовского комплекса — Боковянский, Верблюжский, Токовский и др.

Важная роль в формировании структур докембрия Украинского щита принадлежит разрывным нарушениям, обусловившим его блоковое строение. Отдельные блоки, вероятно, испытали перемещения различной амплитуды и направлений, что привело к неодинаковому эрозионному срезу. Наиболее приподнятыми, судя по господствующему развитию образований высокотемпературных фаций метаморфизма, являются Голованевский, Подольский и Приазовский блоки. Кировоградский блок приподнят по отношению к Днепровскому. Северная часть Волынского блока в его овручской части, вероятно, опущена по разломам. Достоверных данных для суждения об относительной величине перемещения отмеченных блоков пока нет.

Исходя из предполагаемых условий и времени образования разломов среди них выделяется несколько главных структурных категорий: раннегеосинклинальные конседиментационные глубинные разломы; разломы, возникшие в орогенные и позднеорогенные этапы, связанные своим происхождением с формированием гранитных тел; разломы, образовавшиеся в условиях относительно устойчивой платформы; поздние разломы.

К первой группе следует отнести наиболее крупные разломы, по видимому, пересекающие весь сиалический слой коры и уходящие, возможно, в верхнюю мантию. Они обусловили делимость щита на блоки первого порядка и определили границы геологических формаций, различающихся по характеру складчатости, перепадам мощностей и резким изменениям фаций метаморфизма. Таковы Восточно-Житомирский, Одесско-Тальновский, Криворожский и Орехово-Павлоградский разломы, которым отвечают протяженные локальные гравитационные минимумы, гравитационные ступени. Вдоль них локализованы тела гранитоидов и ультрабазитов.

К следующей категории авторы относят разрывы, связанные с заключительными этапами формирования гранитных массивов. К ним относятся Звенигородско-Анновская и Кировоградская зоны разломов, оконтуривающие центральное осевое поднятие гранитоидов Новоукраинского блока, а также Грушковско-Калиновская, Ингуло-Каменская зоны разломов. Эти разломы почти всегда сопряжены с гранитными массивами и нередко грубо повторяют их ограничения. В некоторых случаях по данным ГСЗ устанавливаются соответствующие смещения в нижней части коры, не проявляющиеся в верхних частях блоков.

К третьей группе разломов, образовавшихся в условиях относительно устойчивой платформы, относятся Пержанский, Девладовский, Вапнярский, Криворожско-Павловский и некоторые другие. Большинство из них имеет широтное простирание. Девладовский разлом представляет собой серию разрывов, пересекающих гранитный слой. Этот разлом хорошо выражен в магнитном поле. Криворожско-Павловский разлом представляет собой весьма крупное нарушение сбросового характера; висячем крыле сброса поверхность докембрия опущена на несколько сотен метров, в сбросовых дислокациях участвуют меловые отложения.

Четвертая группа разломов, возникших в платформенных условиях, характеризуется широтным простиранием. Разломы обнаруживаются

в магнитных полях по дайковым телам диабазов. Некоторые дайковые зоны протягиваются на расстояние 100 км и более и отвечают скрытым глубинным разломам. Дайковые пояса расположены в Кировоградском блоке и в антиклинальных поднятиях Приднепровского мегаантиклинория (Бугско-Девладовская, Субботско-Мошоринская дайковая полоса). Вдоль этих разломов фиксированы смещения, отмечаемые по ступенчатым сдвигам магнитных аномалий, отвечающих дайкам основных пород.

ВОРОНЕЖСКИЙ МАССИВ

Особенности строения кристаллического фундамента Русской платформы играют большую роль при направлении поисков месторождений нефти, газа, руд черных и цветных металлов и других полезных ископаемых. Решению этого вопроса посвящен ряд работ [48, 60, 88, 168, 299]. Однако на всех составленных картах строение докембрия Воронежского массива показано схематично, без учета результатов комплексных геофизических исследований, проведенных геологическим управлением центральных районов в последние годы.

Усиление геологических и геофизических работ на КМА и в юго-восточной части массива дало в последние годы сведения о строении фундамента и позволило составить ряд новых геологических карт и тектонических схем [158, 193, 324, 380, 508].

К настоящему моменту вся территория массива и его обрамления изучена мелкомасштабными, а центральная неглубоко погруженная часть также и среднимасштабными геофизическими съемками.

Рельеф поверхности кристаллического фундамента изучен сейсморазведкой (КМПВ, ТЭ КМПВ) и электроразведкой (ВЭЗ, ДЭЗ, ТГ, ЗСМ). Интерпретация материалов проводилась с использованием результатов бурения. По этим данным составлена карта рельефа поверхности фундамента с сечением изолиний через 50 м в центральной наиболее приподнятой части массива и через 100—200 м на его склонах. В пределах Рязано-Саратовского прогиба изолинии проведены через 500 м.

Докембрийский кристаллический фундамент на рассматриваемой территории перекрыт осадочными образованиями мощностью от 50—100 в центре Воронежского массива и до 500—1000 м на его склонах. В прогибах, окаймляющих Воронежский массив, мощность осадочной толщи достигает 5000 м и более. Рельеф фундамента в сводовой части ВКМ представляет собой эрозионную поверхность выравнивания. Погружение в сторону прогибов уступообразное (рис. 4).

Единственный профиль ГСЗ, пересекающий юго-восточную часть массива, выполнен в 1967 г. трестом Спецгеофизика. Он фиксирует наличие только близких к горизонтальным границ раздела на глубинах более 8 км, но не отмечает складчатых структур, установленных бурением в верхней части фундамента (рис. 5).

Вещественный состав и физические свойства пород в кровле фундамента достаточно хорошо изучены по керну пробуренных скважин. В ряде случаев глубина скважин достигает сотен метров и позволяет до некоторой степени судить о строении докембрия на глубине.

Для Воронежского массива общепринятой является схема стратиграфического расчленения докембрийского фундамента, составленная группой геологов Геологического управления центральных районов. Породы различных комплексов характеризуются разнообразным сочетанием физических свойств (рис. 6).

Наиболее древними образованиями являются раннеархейские гнейсы, плагиомигматиты и амфиболиты (обоянская серия). Плотность это-

го комплекса в среднем составляет $2,75 \text{ г/см}^3$, магнитные свойства колеблются в широких пределах [$\chi = (100 \div 5000) \cdot 10^{-6}$ СГС]*. Архейские толщи занимают обширные площади и проявляются в виде крупных спокойных положительных аномалий гравитационного поля и слабоинтенсивных мозаичных знакопеременных магнитных аномалий.

Стратиграфически выше залегают породы михайловской серии верхнего архея (нижнего протерозоя): амфиболиты, сланцы, магнетитовые кварциты. Средняя плотность комплекса в зависимости от соотношения перечисленных разновидностей пород колеблется в пределах $2,75\text{—}2,95$, магнитная восприимчивость при отсутствии железистых кварцитов не превышает $1500\text{—}2000$, а для кварцитов достигает $100\ 000$ и более. В геофизических полях области развития пород этого комплекса отражаются максимумами силы тяжести и небольшими повышенными значениями магнитных аномалий, а при наличии железистых кварцитов — узкими интенсивными магнитными максимумами.

Особое значение как маркирующий горизонт имеют образования железорудной формации нижнего протерозоя (курская серия). В основании ее залегают сланцы и кварцито-песчаники нижней свиты, близкие по физическим свойствам к породам михайловской серии. Среднюю свиту составляют самые плотные и магнитные породы фундамента — железистые кварциты; плотность их достигает $3,60$, а магнитная восприимчивость — $150\ 000$. Выше по разрезу залегают сланцы, известняки и другие породы верхней свиты. Они практически немагнитны и имеют плотность около $2,70$. Курская железорудная серия в целом в пределах КМА слагает крупные синкликорные структуры и отдельные синклинальные складки с крутыми углами падения и четко выделяется в физических полях по очень высоким аномалиям (десятки тысяч гамм) и резкими градиентами силы тяжести.

В отдельных районах КМА выше курской серии выделены тимская и курбакинская свиты, которые не отличаются от аналогичных образований курской и михайловской серий по физическим свойствам.

В восточной части ВКМ железистые кварциты не установлены. Песчанико-сланцевые и вулканогенные образования объединены здесь в самостоятельную воронцовскую серию среднепротерозойского возраста, которая разделяется на две части: нижняя (лосевская), вулканогенно-осадочная, характеризуется плотностью от $2,65$ до $2,80$ и магнитной восприимчивостью до 2000 и отражается в общем пониженными значениями гравитационного и магнитного полей с отдельными локальными максимумами. Строение толщи близко к структурному плану КМА; верхняя — песчанико-сланцевая часть немагнитна и имеет плотность $2,70$. Она обуславливает спокойный характер гравитационного и магнитного полей. Структурный план ее пока не выяснен. Между зонами развития вулканогенно-осадочной и песчанико-сланцевой толщ установлен тектонический контакт.

В докембрии Воронежского массива широко распространены процессы гранитизации, охватывающие все комплексы пород с образованием широких полей мигматитов и гранитов. Средняя плотность их колеблется от $2,62$ до $2,68$, а магнитная восприимчивость иногда достигает 3500 . Они отмечаются минимумами силы тяжести и отрицательными магнитными полями с отдельными слабыми локальными максимумами. Процессы гранитизации привели к существенному снижению плотности отдельных пород и целых комплексов на ряде участков. При этом отмечается частичное увеличение магнитной восприимчивости (см. рис. 6). Интрузии основных и ультраосновных пород характеризуются большим диапазоном изменения плотности и магнитных свойств и выде-

* Здесь и в дальнейшем плотность дана в граммах на кубический сантиметр, магнитная восприимчивость в $1 \cdot 10^{-6}$ СГС.

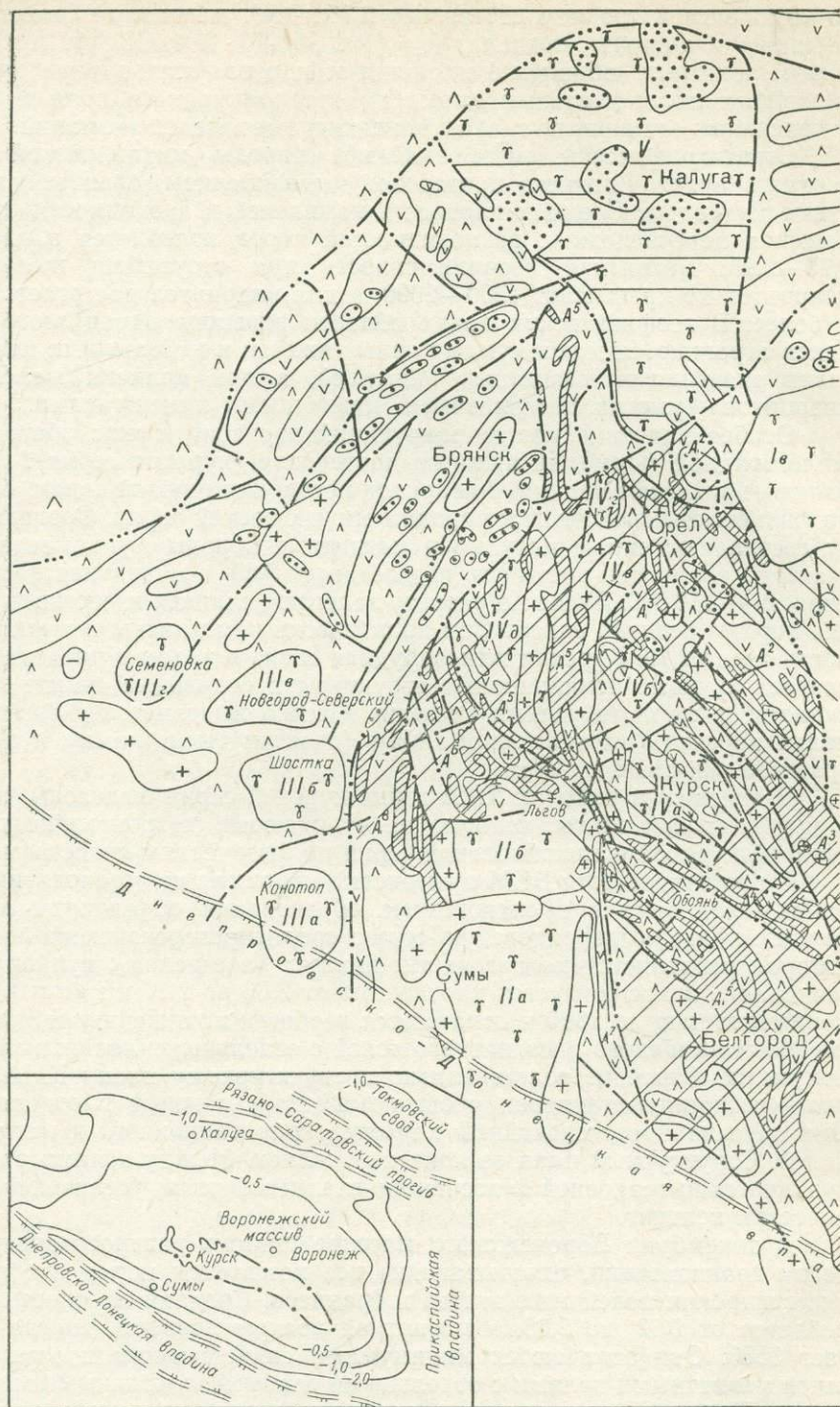
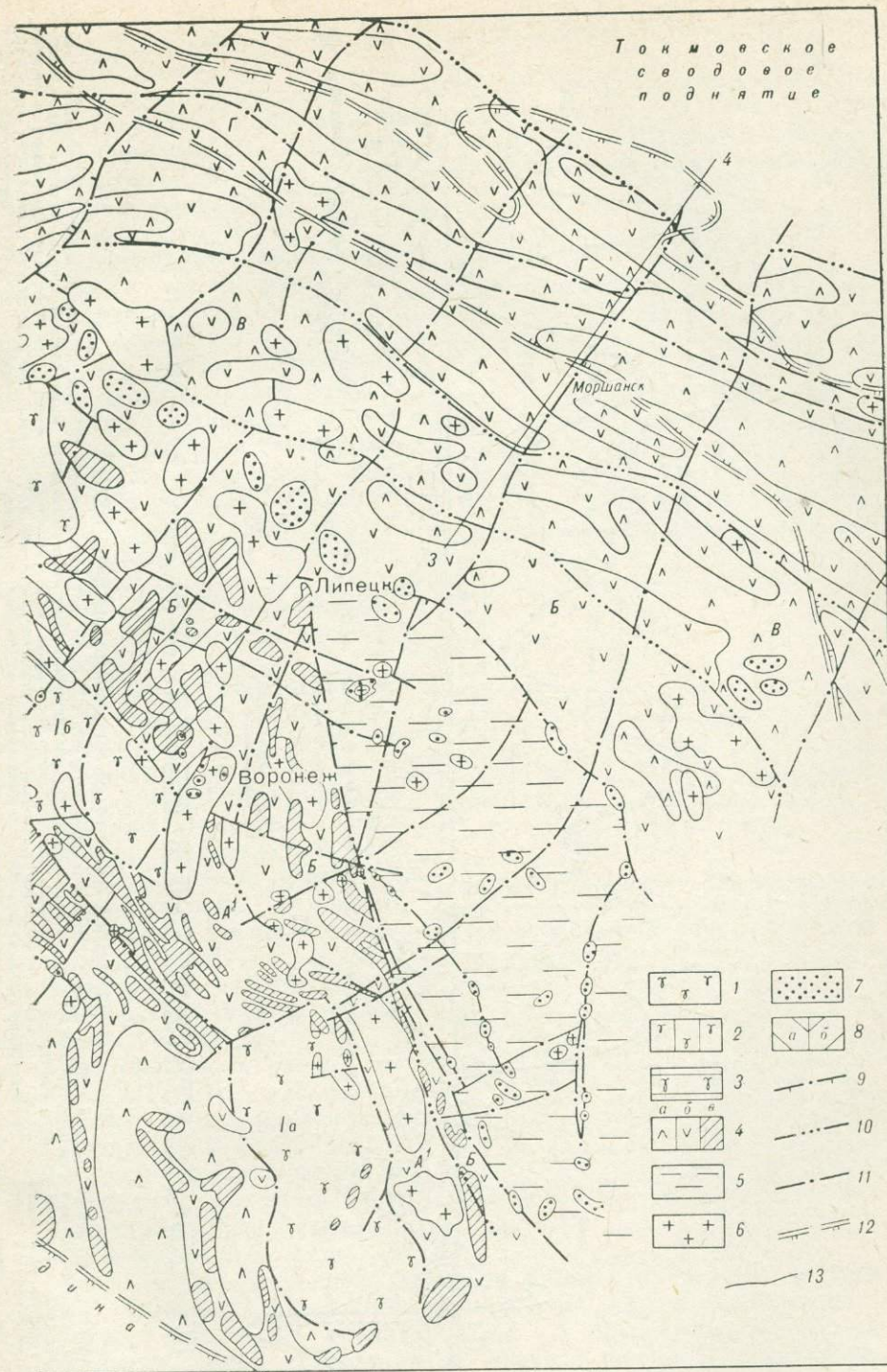


Рис. 4. Тектоническая схема докембрия Воронежского кристаллического массива (по 1 — архейские купола (центральная группа: Ia — Россошанский, Ib — Ливенский, Iv — Новосиль IIIb — Шосткинский, IIIc — Новгород-Северский, IIIe — Семеновский); 2 — архейские купола, пере IVg — Кромский, IVd — Комаричский); 3 — раннепротерозойский Калужский купол V, переработан клинория, б — синклинория, в — наиболее глубокие синклиналильные структуры (зона КМА, синкли нянско-Медвенский, А¹ — Белгородско-Михайловский, А² — Рильский, А³ — Борисовско-Ракитянский, рий; Г — Рязано-Саратовская синклинозная зона); 5 — воронцовская область среднего протерозоя; и гипербазитов различного возраста; 8 — участки отражения среднепротерозойской складчатости новозрастной складчатости, 10 — разделяющие структурные зоны области архейской-раннепротеро ского прогиба; 13 — линии геолого-геофизического разреза. В левом углу — схема изогипс фунда



геофизическим данным).

ский; юго-западная группа: IIIa — Констопский, IIIb — Львовский; западная группа: IIIa — Констопский, работанные протерозойской складчатостью (IVa — Курский, IVb — Фатежский, IVc — Нарышкинский, ный среднепротерозойской складчатостью; 4 — область раннепротерозойской складчатости: а — анти нория; А¹ — Острожский, А² — Покровский, А³ — Новооскольско-Малоархангельский, А⁴ — Источ А⁵ — Севско-Крупецкий; Б — Воронежско-Тамбовская синклинозная зона; В — Рязский антиклин о — участки развития гранитоидов различного возраста; 7 — участки развития интрузий базитов в зоне КМА (а — поднятия, б — опускания); разрывные нарушения: 9 — разделяющие области раз зойской складчатости, 11 — прочие; 12 — борта Днепро-Донецкой впадины и Рязано-Саратов мента (км).

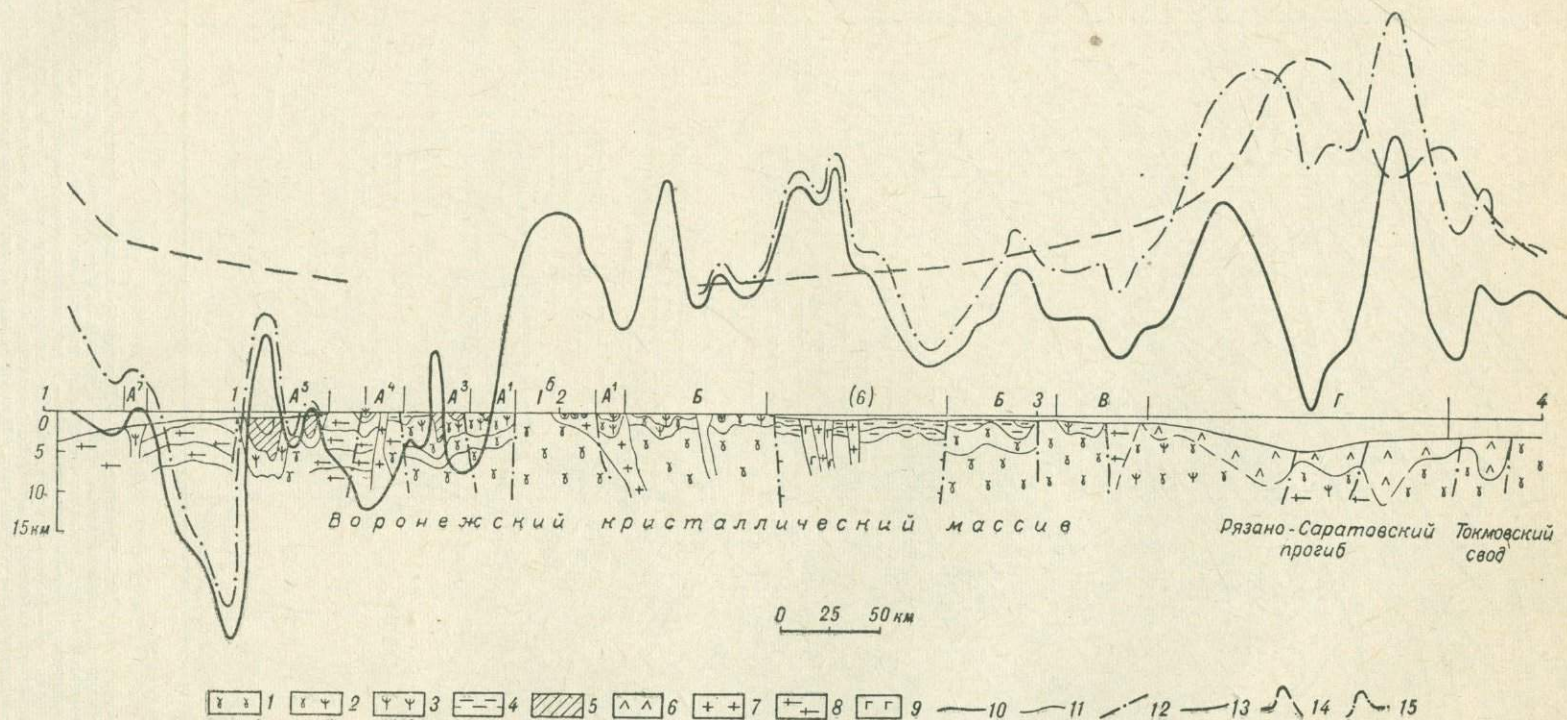


Рис. 5. Схематический геолого-геофизический разрез через ВКМ.

1 — гнейсы архейского возраста, составляющие древние купола и ядра антиклинальных складок; 2 — более плотные разновидности гнейсов, переслаивающиеся со сланцами, амфиболитами, песчаниками, архейского или раннепротерозойского возраста; 3 — породы сланцево-амфиболитового комплекса михайловской серии раннего протерозоя; 4 — сланцы курской и воронцовской серий нижнего протерозоя; 5 — породы железорудного комплекса КМА, нижний протерозой; 6 — осадочно-эффузивный комплекс архея — протерозоя; 7 — граниты различного возраста; 8 — мигматиты гранитов по различным породам; 9 — дайки габброидов; 10 — поверхность кристаллического фундамента; 11 — границы пород верхней части кристаллического фундамента; 12 — предполагаемые разрывные нарушения; 13 — наблюдаемая кривая Δg аномалии силы тяжести; 14 — гравитационное влияние осадочной толщи; 15 — гравитационная аномалия, исправленная на влияние осадочной толщи. Наименование структур см. на рис. 4.

ляются в основном по совпадению гравитационных и магнитных локальных максимумов.

Четкая дифференциация стратиграфических комплексов по физическим свойствам приводят к фиксации отдельных тектонических структур в гравитационном и магнитном полях, что позволяет использовать их совместно с данными бурения для составления структурного плана докембрия центральной части Воронежского массива.

Геологические сведения о составе и строении фундамента в западной, северной и северо-восточной частях массива крайне скудны. Единичные скважины, вскрывшие фундамент, встретили породы по составу и физическим свойствам, аналогичные описанным выше. В этих районах выделение тех или иных стратиграфических комплексов и составление структурной схемы основано на широком использовании метода аналогии физических полей.

Данные по стратиграфии, структурному положению, соотношению дизъюнктивных и пликтивных дислокаций, а также палеогеографические особенности позволяют рассматривать Воронежский массив как крупный фрагмент Украинского щита, отчлененный от него Днепровско-Донецким прогибом. Однако в настоящее время четкого структурного сопоставления обоих регионов не имеется.

Тектоническая схема докембрия ВКМ (см. рис. 4) составлена с использованием всех геофизических данных. Наиболее четко прослежено развитие синклинальных структур КМА.

Сопоставление гравитационных и магнитных аномалий с установленными бурением геологическими структурами и физическими свойствами различных комплексов пород, слагающих эти структуры, позволило сделать вывод о преимущественной связи аномальных полей со строением верхней части кристаллического фундамента. Влияние границ раздела в земной коре на глубинах более 10 км на гравитационное поле в пределах рассматриваемой территории не существенно.

Большая часть поверхности докембрия Воронежского массива сложена архейскими гнейсами. По геофизическим данным они образуют систему массивов изометричной формы или несколько вытянутой в север-северо-западном направлении, облекаемых вулканогенно-осадочными образованиями курской и михайловской серий. Из расчетов по

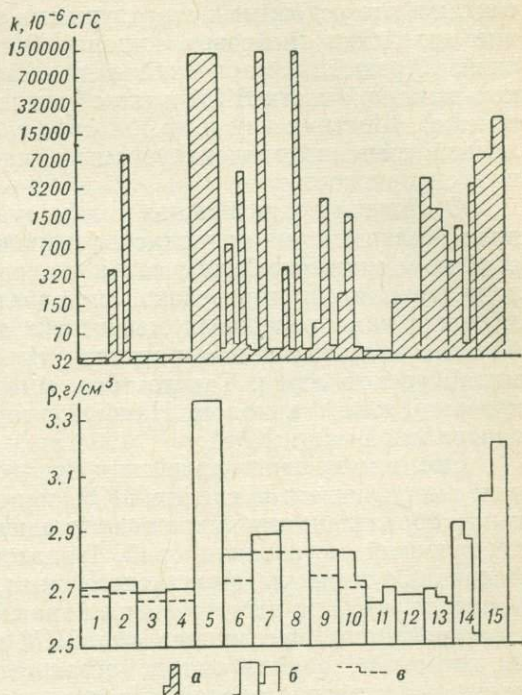


Рис. 6. Характеристика физических свойств стратиграфических комплексов докембрия Воронежского кристаллического массива.

a — магнитная восприимчивость; *b* — плотность; *в* — плотность мигматизированных комплексов. *Метаморфический комплекс*: 1 — грязинская толща (PR₃); 2 — тимская свита (PR₂); 3 — курбакинская свита (PR₂); 4 — верхняя курская свита (PR₁); 5 — средняя курская свита (PR₁); 6 — воронцовская серия (PR₂) — для юго-восточной части ВКМ; 7 — михайловская и курская серии нерасчлененные (PR₁); 8 — михайловская серия (PR₁); 9 — михайловская и обоянская серии нерасчлененные (PR₁-AR); 10 — обоянская серия (AR). *Магматический комплекс*. Гранитоиды: 11 — протерозойские нерасчлененные (PR₁-PR₂); 12 — усманский комплекс (PR₁); 13 — павловский комплекс (PR₂). Базиты и гипербазиты: 14 — мамонский комплекс (PR₂); 15 — архей-нижний протерозой нерасчлененные (AR-PR₁).

гравитационным аномалиям массивы прослеживаются на глубину до 8—10 км. Погружение нижней границы возмущающих объектов отдельных локальных гравитационных и магнитных аномалий значительно меньше 1—4 км.

Исходя из предложенного Г. И. Каляевым для гнейсо-гранитных полей Украины термина «купола», или «купольные структуры», авторы считают, что основными структурными элементами ВКМ являются древние архейские гнейсовые купола: Россошанский, Ливенский, Калужский, Курский, Комаричский и др. Аналогичные купола отмечаются в юго-западной части ВКМ и его обрамлении (Сумской, Львовский, Конопотский, Шосткинский и др.). Породы, слагающие эти купола, в различной степени гранитизированы и частично переработаны последующей складчатостью.

О степени гранитизации можно судить по уровню гравитационного поля (гранитизация приводит к уменьшению плотности пород и соответственно к снижению относительного уровня гравитационного поля). Наложение раннепротерозойской складчатости на древние купола проявляется в виде полосовых магнитных аномалий слабой интенсивности, близких по простиранию к структурам, образованным породами курско-михайловской серии. Такого типа аномалии приурочены в основном к краевым зонам куполов. Наиболее интенсивно переработаны купола центральной части КМА.

Системы древних архейских куполов субмеридионального простирания, выделенные в пределах ВКМ, можно параллелизовать с аналогичными образованиями Украинского щита (Кировоградский блок, Приднепровский мегантиклинорий, Приазовский блок [188]). Геолого-геофизическое изучение Украинского щита, проведенное в последние годы, показало, что для этого региона характерно блоковое строение на всей его территории. Несомненно, что ВКМ имеет также блоковое строение, но авторы не располагают в настоящее время данными для создания карты блокового строения. Проведение таких работ — первоочередная задача.

Древние архейские купола (блоки) разделяют область верхнеархейской — нижнепротерозойской складчатости на две синклинорные зоны: Воронежско-Тамбовскую и КМА. Наиболее изученной является зона КМА. Она охватывает ряд крупных протяженных синклинорий, примыкающих к блоковым выступам архейского фундамента. Общее простирание складчатых структур КМА северо-западное, постепенно переходящее в северной части в меридиональное. Синклинории сложены породами курской и михайловской серий. Ядра синклиналий представлены железистыми кварцитами. Ширина выхода их на поверхность докембрия и вертикальная мощность на каждом конкретном участке, установленные по геофизическим данным, зависят от сложности тектонического строения и уровня эрозионного среза [209]. Главные железорудные месторождения КМА находятся в пределах Белогорско-Михайловского и Новооскольско-Малоархангельского синклинория и приурочены к участкам наиболее сложного тектонического строения.

Несколько обособлены от основных структур КМА Борисовско-Ракитянский и Севско-Крупецкий синклинории, характеризующиеся субмеридиональным простиранием. Их продолжением на юге через Днепровско-Донецкую впадину является Криворожско-Кременчугский синклинорий Украинского щита.

Воронежско-Тамбовская синклинорная зона захватывает всю восточную часть ВКМ и имеет общее северо-западное простирание. В отличие от области КМА тектоническое строение ее в физических полях проявляется значительно слабее из-за отсутствия основного маркирующего горизонта — железистых кварцитов. Синклиналийные складки в за-

падной части этой зоны (Воронежская ветвь) сложены вулканогенно-осадочными породами лосевской серии. Они сильно мигматизированы и не выдержаны по плотности и магнитным свойствам, что не позволяет четко проследить отдельные структуры по аномальным полям. На юге, между Россошанским и Ливенским куполами Воронежская ветвь при-мыкает к Острогожскому синклинорию КМА. В этой части более отчетливо прослеживаются отдельные линейные структуры северо-западного простирания. Восточная Тамбовская ветвь изучена пока недостаточно. Единичными скважинами здесь встречены кристаллические сланцы и амфиболиты, в различной степени мигматизированные. Структурное положение их еще не выявлено.

Обособленным элементом в структуре восточной части ВКМ является Воронцовская структурно-фациальная зона типа инверсионного прогиба, сложенная слабометаморфизованными и слабодислоцированными песчанико-сланцевыми образованиями. Она выделена по спокойному гравитационному и магнитному полям без линейных аномалий, в связи с чем расшифровка ее внутреннего строения пока затруднена. Структурное положение Воронцовской зоны относительно Воронежско-Тамбовской синклинорной зоны в настоящее время не выяснено. Западный контакт ее с Воронежско-Тамбовской зоной, изученный бурением, является тектоническим, резко несогласным, срезающим многочисленные складки Воронежской ветви этой зоны. Восточный контакт совершенно не изучен. По стратиграфическому положению (воронцовская серия), степени метаморфизма слагающих пород и характеру западного контакта возраст Воронцовской зоны определяется как среднепротерозойский.

К северо-востоку от Воронежско-Тамбовской синклинорной зоны выделены Ряжский антиклинорий, сложенный породами гранито-гнейсового комплекса. Антиклинорий в целом и отдельные его элементы имеют северо-западное простирание.

С северо-востока ВКМ ограничивается системой крупных разрывных нарушений, сформировавших Рязано-Саратовский (Пачелмский) прогиб, по Н. С. Шатскому [501]. Отсутствие скважин, вскрывающих дорифейские образования в осевой части прогиба, не позволяет судить о вещественном составе и возрасте кристаллического фундамента на этом участке. В связи с этим основное внимание уделено авторами анализу геофизической характеристики как самого прогиба, так и его склонов (гравитационное поле было предварительно исправлено за вычетом влияния рельефа фундамента). Для всей территории прогиба характерна система сопряженных линейных магнитных и гравитационных аномалий северо-западного простирания. Она имеет большое сходство с аномалиями КМА, что позволило авторам предположить наличие крупной Рязано-Саратовской синклинорной зоны раннепротерозойского возраста [227]. В пределах этой зоны выделены синклинории и антиклинории: первые по протяженным гравитационным и магнитным максимумам, вторые — по минимумам силы тяжести и спокойному магнитному полю. Высокая интенсивность отдельных магнитных аномалий (3000 гамм при глубине залегания фундамента более 2 км) может быть обусловлена присутствием железистых кварцитов в ядрах синклинальных складок.

Рассмотренные выше синклинорные зоны нижнепротерозойской складчатой области КМА (Воронежско-Тамбовская, Ряжская и Рязано-Саратовская) разделены крупными разрывными нарушениями. Локальные складчатые структуры в пределах отдельных зон также ограничиваются разломами различных порядков, преимущественно северо-западного направления.

Область раннепротерозойской складчатости на северо-западе ВКМ резко срезается складчатой системой северо-восточного простирания —

Карачевской синклинойной зоной. Судя по характеристике физических полей, последняя может быть отнесена к ниже-среднепротерозойской складчатой системе, развитой, по данным А. М. Папа [330, 331], в пределах Белорусского массива и отделяться от нее группой архейских блоков, расположенных за пределами рассматриваемой территории. На севере Карачевская зона меняет простирание на субширотное и срезает Рязано-Саратовскую синклиноную зону под небольшим углом. На юге она огибает Шосткинский, Новгород-Северский и другие архейские гнейсовые купола и уходит за пределы рассматриваемой территории. Карачевская синклиноная зона в целом, по-видимому, представляет собой чередование синклинальных и антиклинальных структур. Единичные скважины вскрыли в докембрии граниты, гнейсы, амфиболиты, диориты.

Влияние Карачевской зоны на складчатые структуры КМА выражается в первую очередь в изменении их простирания в зоне сочленения этих складчатых систем, а также вызывает ундуляцию осей структур по простиранию и вертикальные перемещения по разломам северо-восточного направления. По-видимому, в результате этого в докембрийских образованиях ВКМ присутствуют блоки, ограниченные крупными разрывными нарушениями северо-восточного простирания, с различной глубиной эрозионного среза нижнепротерозойских образований, а также множество разломов различного порядка такого же направления.

Наиболее четко вертикальные перемещения прослеживаются в структурах КМА по изменению ширины синклинориев и глубины погружения железистых кварцитов. Вертикальными перемещениями были захвачены также архейские гнейсовые купола, где чередуются приподнятые и опущенные участки, о чем свидетельствует различный характер гравитационных и магнитных аномалий.

По мнению авторов, Курский купол можно считать срезанным более глубоко по сравнению с Комаричским, поскольку в первом наблюдается гораздо меньшая интенсивность магнитных аномалий и их протяженность, а также резкое изменение простирания на отдельных участках.

Сложная история геологического развития региона предопределила наличие разновозрастных и разнонаправленных разрывных нарушений в пределах ВКМ. Это привело к раздроблению фундамента на отдельные блоки и способствовало проявлению интрузивной деятельности в течение длительного времени. Наличие интрузий различного состава установлено бурением на всей территории ВКМ и на его склонах. В молодых интрузиях базитов и гипербазитов, прорывающих структуры Воронцовской структурно-фациальной зоны, установлены промышленные сульфидно-никелевые рудопроявления.

Таким образом в пределах рассматриваемой территории уверенно выделяются:

- 1) архейские складчатые сооружения, представленные гнейсовыми куполами;
- 2) нижнепротерозойские складчатые сооружения, представленные рядом зон и антиклинорий северо-западного простирания;
- 3) среднепротерозойские образования в инверсионных прогибах.

В настоящее время металлогения отдельных стратиграфических комплексов, развитых в пределах вышеперечисленных систем, и прорывающих их магматических образований еще не выяснена. Крупнейшие месторождения богатых железных руд КМА и установленные рудопроявления никеля в юго-восточной части ВКМ, по-видимому, не исчерпывают всех богатств, связанных с докембрийским кристаллическим фундаментом. По аналогии с другими массивами и щитами вероятны месторождения многих цветных, редких и рассеянных металлов.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Под восточной частью Балтийского щита поднимается западный выступ фундамента Русской платформы, расположенный в пределах Мурманской области, Карельской АССР, западной части Архангельской и северной Ленинградской областей. На западе граница условно проводится по государственной границе с Финляндией и Норвегией. Северо-восточная граница щита фиксируется серией разломов, отделяющих щит от байкальских структур. Юго-восточные и южные склоны щита погружаются под осадочный покров Русской плиты, в сторону Московской и Балтийской синеклиз. Величина погружения составляет 2 м на 1 км.

Главные элементы тектонического районирования восточной части Балтийского щита были намечены А. А. Полкановым, выделившим Восточно-Финляндскую, Карельскую и Кольско-Норвежскую подзоны карелид, ограниченные жесткими блоками архея. Тектоническое районирование региона предложено в разное время К. О. Кратцем, Л. Я. Харитоновым, В. А. Перевозчиковой, К. А. Шуркиным, Т. В. Билибиной, Л. И. Салопом и другими. В этих схемах основной упор сделан на выделение складчатых сооружений археид и карелид, определяющих в совокупности основные особенности тектоники Балтийского щита. В частности, выделялись Беломорский блок, Карельская и Кольская зоны карелид, зона свекофенид, Мурманский массив (в отдельных схемах также Карельский массив). Изучение глубинной структуры Балтийского щита показало, что по комплексу геологических и геофизических признаков для его восточной части, могут быть выделены по особенностям глубинного строения Мурманский, Кольский, Беломорский, Карельский и Ладожский блоки, в основном отвечающие зонам различной складчатости, но обладающие некоторой самостоятельностью по отношению к основным структурным элементам щита [516].

Ниже рассматриваются крупнейшие тектонические элементы восточной части щита (рис. 7) (более подробно см. «Тектоника восточной части Балтийского щита». Под ред. В. А. Перевозчиковой. Л., «Недра», 1974).

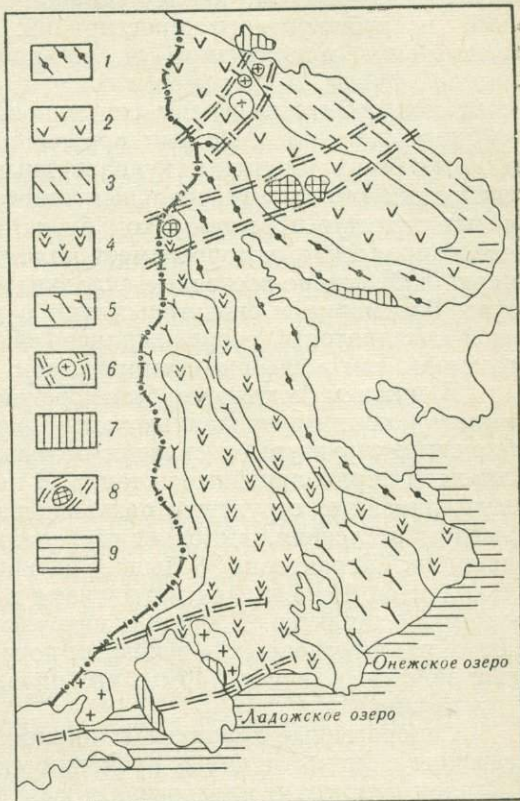


Рис. 7. Основные тектонические элементы восточной части Балтийского щита (схема по Л. Я. Харитонову и К. О. Кратцу, упрощена и дополнена).

1 — Беломорский блок; 2 — кольские карелиды; 3 — Мурманский массив ранней консолидации; 4 — карелиды, синклиновые зоны; 5 — фундамент карелид, Карельский массив ранней консолидации; 6 — граниты рапакиви и рапакивиобразные граниты в зонах позднепротерозойской тектоно-магматической активизации; 7 — структуры осадочно-вулканогенных и осадочных образований рифей-венда; 8 — щелочно-основные и щелочные интрузии в зоне палеозойской тектоно-магматической активизации; 9 — отложения чехла платформы.

Беломорский блок представляет собой складчатую структуру, которая на современном уровне эрозионного среза соприкасается со складчатыми образованиями нижнего и среднего протерозоя по зонам глубинных разломов, фиксирующимся геологическими наблюдениями и геофизическими данными.

В строении беломорской серии Беломорско-Кольской площади гнейсов участвуют глубокометаморфизованные вулканогенно-осадочные породы, в различной степени мигматизированные и гранитизированные. Мощность осадков беломорской серии превышает 10 км. Она смята в процессе архейской складчатости в сложные, возникшие в едином тектоно-магматическом цикле складки преимущественно северо-западного и субширотного простираний. Складчатость сопровождалась интрузивным магматизмом и региональным метаморфизмом гранулитовой фации. В беломоридах как в сложноскладчатых сооружениях могут быть выделены синклиновые и антиклинорные структуры крупного порядка. Местами проявляется изоклиальная складчатость, а также весьма типичные куполовидные структуры, сложенные гранито-гнейсами. Наряду с генеральным северо-западным простиранием складчатых структур в Беломорском блоке получило развитие северо-восточное направление, которое имеет наложенный характер. По М. М. Стенарю [530], северо-восточные складки деформируют субширотные структуры беломорид и свидетельствуют о проявлении в последних карельской складчатости, сопровождавшейся магматизмом, региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом.

В нижнем подъярусе беломорской серии (наиболее мигматизированные и гранитизированные части разреза) преобладают купольно-блоковые структуры и складки облекания; для двух верхних подъярусов характерны линейные складки. В пределах Беломорского блока развиты линейные структуры развальцевания и будинажа, трещины разрыва и отслоения, выполненные гранитами, пегматитами и жильным кварцем. Характерно большое разнообразие морфологических форм мигматитов. Проявления магматизма в Беломорском блоке носят специфический характер. К ранним интрузиям относится комагматическая серия ультраосновных — основных пород, образующих линзы, серповидные залежи и другие формы, что определяется их участием в складчатых движениях.

Синорогенные гранитоиды нижних толщ беломорской серии тесно связаны с мигматитами и проявляются часто в ядрах антиклинальных складок (мигматит-плагиигранитовая формация). Часть гранитов указанного комплекса относится к анатектит-гранитам, другая образовалась метасоматическим путем. Широко распространены в беломоридах пегматиты.

Среди крупных структурных форм беломорид могут быть названы Енско-Лоухский, Гирвасозерско-Терский, Стрельнинский синклинории, Кандалакшский и Керетьско-Ковдозерский антиклинории. Енско-Лоухский синклинорий протягивается в северо-западном направлении на 120 км. Осевая плоскость синклинория постепенно опрокидывается на запад и становится почти горизонтальной; его ядерная часть выполнена более молодой толщей беломорской серии, сложенной высокоглиноземистыми породами. Здесь интенсивно проявились дисгармоничная, поперечная к северо-западному генеральному простиранию складчатость, затухающая в нижележащих толщах. Для антиклинорных структур беломорид характерна приуроченность к их осевой части массивов анатектит-гранитов. Куполовидные структуры особенно типичны для западной части блока, где они интенсивно развиваются преимущественно в керетьской толще.

Разрывные нарушения в породах Беломорского блока обычно выполнены ультраметаморфическими и интрузивными образованиями и по

возрасту разделяются на архейские, протерозойские и палеозойские. Выделяются также «сухие» разломы неотектонического типа, определившие особенности современного рельефа и ландшафта. Особого рассмотрения заслуживают краевые разломы и зоны милонитов в области сочленения беломорид с карелидами. Это сочленение является глубинным разломом, с которым связано заложение раннепротерозойской геосинклинали. По мнению Ю. Я. Пушкарева и К. А. Шуркина [375], зона милонитов, возникшая здесь в среднем протерозое, типична для всего обрамления Беломорского блока и по протяженности превышает 600 км. Эта ослабленная зона являлась магмоподводящей для интрузий габбро-перидотит-пироксенитовой формаций и формации щелочных габброидов.

Среди дизъюнктивных нарушений, наряду с межблоковыми разрывами, следует упомянуть внутрипластовые трещины растяжения и скалывания, ориентированные поперек слоистости и внутриформационные разрывы, к которым приурочены промышленные пегматитовые жилы. По региональным постскладчатым разрывам северо-западного и северо-восточного направлений отмечаются милонитизация и процессы диафореза (разлом р. Иова и др.). О происхождении беломорид высказаны различные мнения. Одни исследователи рассматривают Беломорский блок как древний жесткий массив внутри карелид, другие принимают беломориды за глубоко эродированную часть карельской складчатой зоны, где на поверхность выходит архейский фундамент, мобилизованный более молодыми складчатостью и гранитизацией. С последних позиций объясняют цифры возраста беломорид, для которых, наряду с реликтовыми архейскими датировками, устойчиво фиксируются значения, отвечающие ранне-среднепротерозойскому омоложению [99, 387].

Карельская зона карелид занимает почти всю территорию Карельской АССР к югу от Беломорского блока. Она лежит на кристаллическом фундаменте (Центральная и Западная Карелия), сложенном архейскими сложно дислоцированными и глубоко метаморфизованными образованиями, выступающими в антиклинальных структурах карелид в форме блоков и глыб. По мнению Л. Я. Харитоновой [479], Л. И. Салопы [387] и других, в центральной части Карельского геоблока уже к раннему протерозою возник консолидированный Карельский массив (Ятулийский материк, по Х. В. Вяюрюнену [79]), определивший существенное различие в характере осадконакопления, тектонических структур, магматизма и метаморфизма в его центральных и краевых частях. Последние ограничены зонами глубинных разломов длительного существования. Изучению протерозойских образований Карелии в последние годы уделялось большое внимание (исследования ИГГД, Карельского филиала АН СССР, СЗТГУ, ВСЕГЕИ), что определило известный прогресс в расшифровке истории геологического развития и формирования тектонических структур этих образований. Протерозойские толщи Карелии подразделяются в настоящее время на нижний (лопий, сумий), средний (сарюлий, ятулий, суйсарий, вепсий), верхний (гиперборейский). Наблюдающиеся между подразделениями протерозоя и отчасти внутри них перерывы в осадконакоплении, угловые несогласия и другие признаки послужили основанием для выделения в протерозое нескольких эпох складчатости, метаморфизма и магматизма. На границе лопия и сумия внутри нижнего протерозоя проявилась ребольская эпоха, на границе нижнего и среднего протерозоя — селецкая. Шуйская эпоха деформаций охватила образования среднего протерозоя [223, 255, 530]. Карелиды Карелии сформированы главным образом движениями ребольской и селецкой эпох. Длительность эпох деформаций составляет 200—300 млн. лет.

Относительно условий формирования суперкристалльных толщ протерозоя Карелии высказаны несколько различные точки зрения. В частности, считается, что комплексы пород лопия формировались в геосинклинальных, сумийско-сариолийские в орогенных, а ятулийские, суйсарские и вепские в платформенных условиях. Согласно другой точке зрения, разделяемой авторами монографии, нижнепротерозойские формации восточной части щита относятся к протогеосинклинальным. Среднепротерозойские же образования принадлежат к своеобразным комплексам, сформировавшимся в условиях интенсивных блоковых движений, сопровождавшихся глубинным основным магматизмом и образованием молассоидных продуктов, что дает основание условно выделить их как протоорогенные.

Согласно исследованиям Ю. М. Лазарева [255], движения ребольской эпохи (два этапа) проявились почти на всей территории Карелии. Созданные ею структуры наиболее сохранились в Западно-Карельской структурно-фациальной зоне. Здесь ассоциируют меридиональные и северо-восточные складки. Для первых типичны крутое падение осевых поверхностей, линейность и изоклинальность. Для вторых опрокидывание на юго-восток, вплоть до образования лежащих складок. Главная фаза движений сопровождалась гранитизацией толщ раннего протерозоя. Селецкие движения деформировали образования сумского отдела нижнего протерозоя до эпохи пенепленизации, предшествовавшей процессам осадконакопления в ятулийское время. Для структур, образованных селецкой складчатостью, характерно чередование двух направлений: запад-северо-западного и северо-западного. Эта складчатость проявилась в несколько фаз. Она в ряде блоков полностью переработала структуры, сформированные ребольской складчатостью. В конце первого этапа селецких деформаций проявились характерные блоковые движения по разломам, определившим наложенный характер структур сумийско-сариолийского комплекса с их вулканогенно-осадочными толщами.

Среднепротерозойские образования Карелии отделены от раннепротерозойских угловым несогласием и площадной корой выветривания. Структурные особенности образований среднего протерозоя определяются прежде всего развитием на первом этапе тектонических движений — разломов субмеридионального простирания (активизация соответствующих по направлению разрывных нарушений селецкого периода дислокаций), которые определили образование типичных для среднепротерозойского стиля тектоники горстов и грабенов (блоковых структур).

В дальнейшем процессы грабенообразования продолжались по разломам других направлений [530]. Блоковые движения фундамента ятулийских образований обусловили лавовые излияния большого масштаба (например, Центральнокарельское лавовое плато), путями движения которых служили долгоживущие разломы, в которых локализовались вулканические аппараты вулканов трещинного и центрального типов [531]. По стилю тектоники несколько отличается от среднепротерозойских структур Карелии Западно-Онежская мульда, имеющая характер синеклизы, погружающейся в южной ее части под осадочный покров Русской плиты. Она сложена петрозаводской и шокшинской свитами вепсия, лежащими на суйсарской свите. Эти породы отлагались в условиях постепенно мелевшего мелководного бассейна, в который стекали реки с разветвляющейся системой дельт. Породы указанных свит слагают в целом пологую асимметричную синклинальную структуру северо-западного простирания. На западном крыле синклинали падение пород крутое, на восточном пологое (до 25°). Характерны пластовые интрузии габбро-диабазов.

Ниже рассмотрены некоторые структуры Карельской и Кольской зон карелид.

Восточно-Карельская синклиновая зона, протягивающаяся в области сочленения карелид с беломоридами, сложена глубокометаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями нижнего протерозоя, на которых несогласно залегают среднепротерозойские отложения. В зоне выделяется ряд крупных синклиналией. Шуезерский и Шомбозерский синклиналии, имеющие протяженность 170—200 км при ширине 35—50 км, сложены осадочно-вулканогенными сланцево-амфиболитовыми толщами (парандовская и тунгудско-надвоицкая серии), на которых залегают породы сегозерской серии среднего протерозоя. Мощные толщи диабазов, кварцевых кератофилов и зеленых сланцев тунгудско-надвоицкой серии с несогласием залегают на парандовской серии, фиксируя разделяющую их фазу тектонических движений. Конгломерат-кварцит-песчаниковые толщи сегозерской серии образуют в центральной части Шуезерского синклиналии узкие синклиналии.

Северо-Карельская синклиновая зона, расположенная вдоль западной границы Беломорского блока, включает несколько синклиналией, сложенных осадочно-вулканогенными и осадочными, в том числе и карбонатными, породами нижнего и среднего протерозоя. В зоне сочленения Панаярвинского и Куоляярвинского синклиналией, для которой характерна смена широтных и меридиональных структур, располагается Соваярвинская синклиналия, имеющая блоковое строение. Наиболее глубокометаморфизованные образования, свидетельствующие о зональном проявлении метаморфизма в нижнепротерозойских толщах, располагаются в области сочленения Северо-Карельской синклиналии с беломоридами в Кукаозерско-Тикшеозерской зоне (глиноземистые гнейсы и амфиболиты тикшеозерской серии).

Западно-Карельская синклиновая зона. В этой зоне широко распространены блоковые выступы архея. Зона, протягивающаяся вдоль всей Карелии, включает несколько синклиналией структур (Костамукшская, Суккозерская, Гимольская и др.) и разделяющих их поднятий.

Костамукшская синклиналия, сложенная метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами и имеющая в длину 36 км, разбита северо-восточными и широтными разломами и надвигами, использованными при внедрении протерозойскими гранитоидами и гипербазитами. По разломам происходили движения отдельных блоков. У восточного и западного краев Костамукшской зоны локализуются залежи железистых кварцитов, образующих крупное месторождение.

Специфика тектонического строения среднепротерозойских образований Западно-Карельской зоны хорошо видна на примерах Онежской, Янгозерской и других мульд.

Онежская мульда сложена сланцами, кварцитами, карбонатными породами онежской серии, переслаиваемыми с диабазами и перекрываемыми вулканогенными образованиями суйсарской серии (пикрит-порфиритовая формация). Для мульды характерны параллельные пологие складки северо-западного направления; более крутые углы падения наблюдаются в приразломных зонах. Особое значение в истории геологического развития мульды играют разломы, вдоль которых размещались древние вулканы.

Северо-Ладужская синклиновая зона, имеющая сложное тектоническое строение, является восточным окончанием Восточно-Финляндской зоны (по Л. И. Салопу, Саво-Ладужской) на территории СССР. Здесь развиты интенсивно-дислоцированные и метаморфизованные осадочно-вулканогенные и осадочные толщи ладожской серии среднего протерозоя, представленной ритмичнослоистыми образованиями (метаморфизованный флиш?).

Специфической особенностью Северо-Ладужской зоны является множество гнейсовых куполов облекания или, по Л. И. Салопу, окай-

мленных куполов. Ядра куполов сложены гнейсо-гранитами архея, реже раннего протерозоя, на которых залегают образования карелид. Складчатые структуры Северо-Ладожской синклинойной зоны имеют генеральное северо-западное простирание, сильно варьирующее в зависимости от положения и контуров куполов облекания. Весьма характерны мелкие складки, линейность, проявления будинажа, разрывы, параллельные осевым поверхностям. Типично для зоны проявление тектонических движений по окраинам куполов, обусловивших появление зон бластомилонитов. Метаморфизм пород многостадийный, усиливающийся в направлении с севера на юг. Намечается зональность от зеленосланцевой до гранулитовой фации.

Разрывные тектонические нарушения в Карельской зоне карелид играют очень большую роль. Они определили заложение геосинклинальных трогов карелид, оказали влияние на распределение фаций первично осадочно-вулканогенных комплексов пород, интенсивность метаморфических процессов и их зональность, а также особенности магматизма в пределах массива и окаймляющих его зон карелид.

Глубинные разломы представляют собой сбросы, частью крутые надвиги, маркируемые либо зонами брекчий и милонитизации, либо узкими линейными складками и флексурами. По времени и глубине заложения, протяженности и характеру последующего развития глубинные разломы в зонах карелид предположительно могут быть подразделены на: 1) разделяющие блоки земной коры I порядка (достигают по сейсмическим данным поверхности Мохоровичича и сопровождаются интенсивным основным и ультраосновным магматизмом), время заложения их поздний архей — ранний протерозой; 2) разломы, разделяющие блоки земной коры II порядка, сопровождающиеся основным и ультраосновным магматизмом и гранитоидами, время заложения их ранний и средний протерозой; 3) разломы, расколы относительно небольшой глубины залегания, главным образом послераннепротерозойские. Разломы перечисленных групп испытали наложение процессов активизации различного возраста.

В последнее время обращено внимание на латеральные движения. Предполагается, что сдвиги по широтным нарушениям, имеющим глобальный характер, предопределили весь структурный план восточной части Балтийского щита, в частности карелид [337].

Магматизм карелид Карельской зоны весьма разнообразен по интенсивности проявления и составу пород. Ранние интрузии габбро-гипербазитовой формации представлены ультраосновными и основными породами, которые внедрились по разрывам в краевых частях структур. Затем проявились породы гранодиорит-плагиогранитовой формации, вызвавшие явления мигматизации карелид и архейд. Характерны интрузии ультраосновных, основных пород перидотит-пироксенит-габбровой формации и формации порфиридных гранитов завершающего цикла раннепротерозойского магматизма. К зоне сочленения беломорид с карелидами приурочены интрузии гиперстеновых гранодиоритов.

Среднепротерозойский магматизм карелид отражает особенности перестройки коры в период стабилизации карельских складчатых поясов. Начальный магматизм представлен интрузиями основного и ультраосновного состава, представленными перидотитами, пироксенитами, диабазами. На стыке карелид и беломорид проявился ультраосновной — щелочной магматизм (Елетьозерская интрузия).

Кольская зона карелид изучена намного хуже Карельской. Границами зоны являются на севере — Мурманский массив, на юге — Беломорский блок. В пределах Кольской зоны выделяется несколько крупных синклинойных и антиклинойных структур — Восточно-Кольский (Норвежско-Кольская синклиная зона) синклинойный, Печенгский синклинойный, Центральнокольский антиклинойный, Терский антиклино-

рий и другие реликтовые разобщенные структуры. Зоны сочленения синклинорных структур с фундаментом представляют собой подвижные области, характеризующиеся разломами, надвигами фундамента, образованием зон бластомилонитов и проникновением в ряде мест ультраосновных интрузий и щелочных гранитов. Аналогично карелидам Карелии в подобных структурах Кольского полуострова участвуют архейские, нижне- и среднепротерозойские образования.

В осевой части карельских горных сооружений полуострова и в их основании залегает мощная толща гнейсов кольской серии, относимых большинством исследователей к архею. Ранний гранулитовый метаморфизм гнейсов серии определяется по радиологическим данным цифрой 3500 млн. лет [98]. Тектоническая структура кольской серии отличается большой сложностью. Она образована складками разных порядков, в которых наблюдаются явления разлинзования, очковые структуры, бластомилониты, бластокатаклазиты. Гнейсы интенсивно мигматизированы и содержат тела палингенных гранитоидов, гиперстеновых диоритов и габбро-амфиболитов.

Главные системы складок кольских карелид осложнены дополнительными изоклинальными складками, а также разрывами, разлинзованием, линейностью, проявляющимися в ряде случаев как следствие дифференциальных внутрипластовых и межпластовых движений. Структурные блоки Кольской зоны карелид, по мнению некоторых исследователей [387, 513], расчленились в среднем протерозое разломами, претерпели глыбовые перемещения, обусловившие разную степень их эродированности, и подверглись дроблению с возникновением зон милонитов, катаклазитов и проницаемых для платформенных интрузий участков.

Особенности тектонического строения карелид Кольского полуострова наиболее отчетливо проявились в Печенгском и Имандра-Варзугском синклинориях, сложенных ранне- и среднепротерозойскими образованиями. Печенгский синклинорий сложен образованиями тундровой серии нижнего протерозоя и печенгской серии среднего протерозоя. Породы архейского фундамента синклинория разбиты на ряд блоков [369]. В пределах этого синклинория выделяются Поросьярвинская и Печенгская синклинали, осложненные поперечными синклиналями.

Важнейшую роль в формировании Печенгской синклинали играли разрывные нарушения различного возраста, в том числе внутриформационные, а также краевые глубинные разломы типа Порьиташского, протягивающиеся на 60 км. Северо-восточные внутриформационные разломы обусловили границы основных тектонических блоков. С подобными нарушениями большой глубины заложения связаны пояса ультраосновных пород. Поперечные нарушения сбросового типа вызывают блоковое строение пачки сланцев, вмещающей никеленосные интрузии.

Имандра-Варзугский синклинорий протягивается в субширотном направлении более чем на 325 км. В соответствии с геофизическими исследованиями И. В. Литвиненко, Л. Н. Платоненкова и других, синклинорий может рассматриваться как крупная асимметричная впадина со срезанным глубинным разломом южным крылом. Эта впадина, развитая глубинными разломами на ряд блоков, сочленяется по разломам с Центрально-Кольским и Терско-Нотозерским антиклинориями. Синклинорий делится на южную и северную подзоны, между которыми проходит крупный разлом.

Северная подзона, опущенная по отношению к южной подзоне, представляет собой грабен. Кроме разломов северо-западного простирания, ограничивающих Варзугский грабен, внутри синклинория устанавливается серия субпараллельных разрывных нарушений. Ряд разломов сопровождается мощными зонами милонитизации.

На структуры кольских карелид (Кольский синклинорий) с севера надвинут Мурманский жесткий массив, сложенный гранитоидами, гранодиоритами и чарнокитами. Зона надвига маркируется мощными поясами бластомилонитов. К ранней группе магматических образований кольских карелид относятся интрузии габбро-гипербазитовой формации, а также комплекс гранитоидов и мигматитов, развитый в фундаменте карелид (мигматит-гранитовая формация). В позднюю группу входят интрузии ультраосновного и основного состава, в том числе интрузии габбро-анортозитовой формации. Интрузии среднего протерозоя представлены комплексом основных и ультраосновных пород (габбро-диабазовая, перидотит-пироксенит-габбровая формации), а также кислых и щелочных.

В области развития кольских карелид выделяются различные по направлению, глубине заложения и времени образования разрывные тектонические нарушения, играющие важнейшую роль в геологическом развитии структуры в целом. В частности, выделяются глубинные долгоживущие разломы (например, разлом, отделяющий западную часть полуострова, южнее Печенгской структуры и др.), переходящие в ряде случаев в надвиги, а также разломы небольшой глубины заложения. Зоны разломов сопровождаются в ряде мест брекчированием пород, явлениями разлинзования и милонитизации, а также гидротермальным метасоматозом. Разломы определяют размещение интрузий основных и ультраосновных пород, гранитоидов и зон метаморфизма, возникших в различных условиях давления и температуры.

Структуры отложений рифея и венда. Отложения нижнего рифея, в связи с устойчивым поднятием Балтийского щита в среднем протерозое, в его восточной части отсутствуют. Средний рифей и венд слагают небольшие тектонические депрессии в районе Ладожского озера (салминская свита, Пашский прогиб). К рифею, вероятно, относятся и песчаники Терского берега Кольского полуострова [318]. К позднерифейскому вендскому периоду принадлежат структуры полуостровов Рыбачьего и Среднего и о-ва Кильдин (байкалиды) [513].

О процессах тектоно-магматической активизации. К образованиям этапа позднепротерозойской тектоно-магматической активизации имеются основания относить массивы формации гранитов рапакиви и связанных с ними, как доказано последними исследованиями, породами комплекса габбро-лабрадоритов-монцититов [507]. Интрузии гранитов рапакиви Карелии и близкие к ним по геологической позиции и возрасту интрузии порфириовидных гранитов северо-западной части Кольского полуострова относятся по радиологическим данным к одной возрастной группе (1650 ± 50 млн. лет), показывающей их принадлежность к гранитоидам среднего — верхнего протерозоя. Сходные данные получены относительно временного и структурного положения гранитов рапакиви и для других щитов.

При оценке структурной позиции гранитов рапакиви и близких к ним гранитов следует учитывать их отчетливо выраженный анорогический характер, многофазность, внутреннюю структуру и приуроченность к долгоживущим разломам, несомненно, подвергшимся омоложению. Совокупность этих данных может свидетельствовать о перестройке консолидированного фундамента платформы и о принадлежности гранитов рапакиви к этапу позднепротерозойской тектоно-магматической активизации.

Палеозойский период геологического развития восточной части Балтийского щита ознаменовался возобновлением тектонических движений и интенсивного магматизма по зонам глубинных долгоживущих разломов северо-западного и северо-восточного направлений (Кандалакшский и Хибинско-Ловозерский глубинные разломы) с образованием специфических для платформы формаций щелочно-ультраосновных по-

род с карбонатитами и агпайтовых нефелиновых сиенитов (Ковдорский, Хибинский, Ловозерский и другие массивы). Возраст их 520—270 млн. лет. Эти образования связаны с этапом палеозойской тектоно-магматической активизации.

АЛДАНСКИЙ ЩИТ

В настоящее время существуют две различные точки зрения, определяющие Алданский щит как структуру Сибирской платформы или как структуру фундамента Сибирской платформы. Основной положением является структурная, вещественная и генетическая подчиненность Алданского щита Сибирской платформе в целом [500]. Согласно второму положению щит обособляется как архейская складчатая область [132].

Исходя из принятого нами понятия «щит», мы разделяем представления о принадлежности Алданского щита к структурам Сибирской платформы, и в частности к Алданской антеклизе, рассматриваем в качестве одного из наиболее существенных признаков характер его ограничений. Ограничения щита принадлежат к морфотектоническому и геоструктурному типам, различным в связи с его положением у южной окраины Сибирской платформы.

Морфотектонический характер имеют северные и восточные ограничения щита, которые определяются контактом между докембрийским фундаментом и платформенным покровом в современном эрозионном срезе и не нарушают тектонического плана архейд и протерозоид. Склоны щита плавно погружаются под осадочный покров платформы на севере и более круто под отложения Юдомо-Майского, Березовского прогибов соответственно на востоке и северо-западе. Границы щита с этими прогибами следует рассматривать как внутриплатформенную границу Алданской антеклизы в начальный период ее формирования.

Геоструктурный характер имеют западная и южная границы щита, вдоль которых щит сочленен со складчатыми сооружениями байкалид и с Монголо-Охотской складчатой областью, неоднократно подвергавшейся тектоно-магматической активизации. Геоструктурный характер ограничений щита с более молодыми складчатыми областями фиксируется глубинными разломами и резкими структурными несогласиями, предопределившими мозаично-глыбовое строение зоны сопряжения. Южное и юго-восточное ограничения Алданского щита в общем плане совпадают с южной границей Сибирской платформы. Зоны сопряжения щита с Байкало-Патомской, Селенгино-Яблоновой и Монголо-Охотской складчатыми областями фиксируются Жуинским и Монголо-Охотским глубинными разломами. Блоковое строение южной окраины Алданского щита характеризуется неоднократным региональным взламыванием складчатых сооружений Джугджуро-Становой зоны. Область, разделяющая Сибирскую и Северо-Китайскую платформы и захватывающая взломанную южную окраину Алданского щита, имеет в основании архейды и ранние протерозоиды и на западе — консолидированные поздние и эпипротерозойские складчатые сооружения. Таким образом, морфотектонические ограничения щита имеют внутриплатформенное происхождение, а геоструктурные не связаны с развитием и становлением платформ.

В соответствии с рассмотренными типами ограничений Алданский щит представляет собой крупный (более 400 тыс. км²) выступ гетерогенного докембрийского фундамента платформы, дискордантно ограниченный с юга и юго-запада системами байкалид и более молодых складчатых областей, а на севере и востоке плавно погружающийся под платформенный покров.

Современные границы Алданского щита во многом связаны с процессами мезозойской активизации, обусловившими его асимметричное воздымание, блоковую перестройку и трансформацию южного, северного и восточного рубежей. В строении Алданского щита выделяются: складчатый фундамент Сибирской платформы, платформенный покров и структурный комплекс тектоно-магматической активизации (рис. 8, 9).

Складчатый фундамент Сибирской платформы, обнаженный на территории Алданского щита, представлен архейским прогеосинклинальным, раннепротерозойским протогеосинклинальным и среднепротерозойским проторогогенным структурными (структурно-формационными) комплексами.

Архейские складчатые сооружения (алданиды) сложены глубоко-метаморфизованными осадочно-вулканогенными и ультраметаморфическими геологическими формациями, суммарная мощность которых по геологическим данным варьирует от 15 до 26 км; глубина поверхности Конрада составляет в среднем 12 км. Концентрически-линейный план складчатости выражается в соподчиненном сочетании линейных пликативных структур, ориентированных в северо-западном или в северо-восточном направлениях, а также характером среза различных частей складок. Структурные формы алданид — мегаантиклинорий и мегасинклинорий — усложнены складками более высоких порядков.

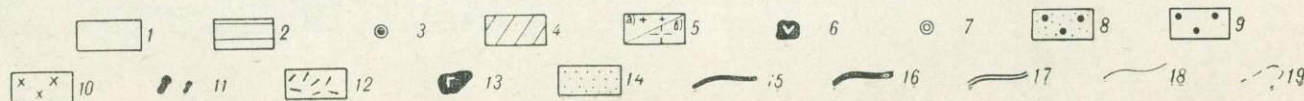
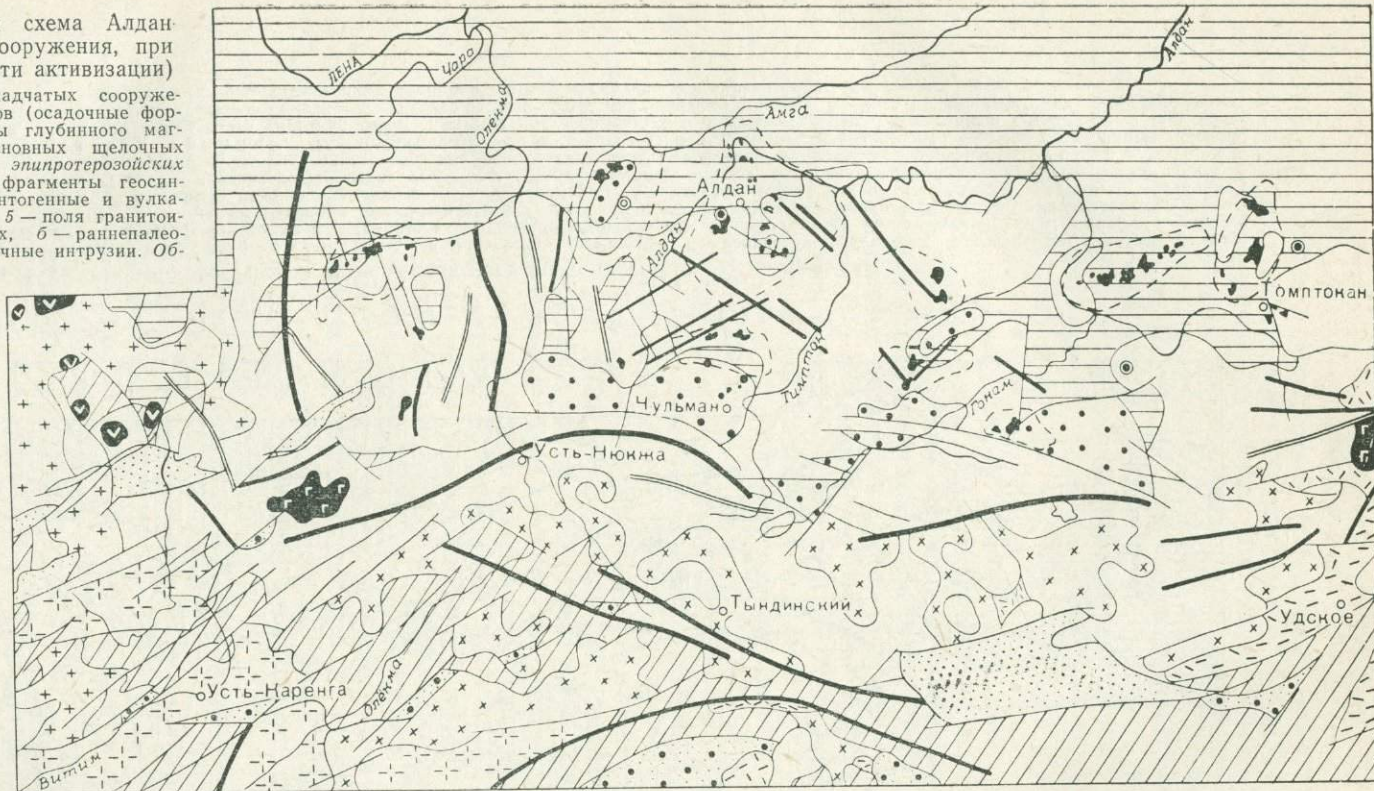
Западную часть щита занимает Алдано-Тимптонский мегаантиклинорий, сложенный породами иенгрской серии и периклинально замыкающийся на востоке. Периклинальная часть Алдано-Тимптонского мегаантиклинория выделена Л. М. Минкиным как нижнетимптонская антиклинальная структура, затем в несколько иных границах под названием «Алданской куполовидной области» и «Центральноалданской куполовидной структуры» [274]. Эта структура представляет собой в плане незамкнутый овал, маркирующийся кулисообразно и концентрично расположенными складками. Протяженность их варьирует от 30—40 до 70 км, ширина от 8—15 до 20—25 км. Южное крыло куполовидной структуры пологое, подчеркивающее ее асимметричность. Литоосновой овала служат породы нижней части архейского структурно-формационного комплекса (иенгрская серия) и ультраметаморфические образования мигматит-гранитовой, мигматит-плагиогранитовой и чарнокитовой формаций.

Восточную часть щита занимает Тимптоно-Учурский мегасинклинорий, сложенный породами тимптонской и джелтулинской серий (тимптоно-джелтулинского комплекса), при весьма ограниченном развитии ультраметаморфических образований. Строение мегасинклинория определяется линейными полого выгнутыми на юг антиклинорийными и синклинорийными структурами (Сутамский и Южно-Суннагинский синклинорий, Северо-Суннагинский антиклинорий). Протяженность этих складчатых структур превышает 200—300 км. В зоне сопряжения Алдано-Тимптонского мегаантиклинория и Тимптоно-Учурского мегасинклинория находится Сутамский синклинорий, протягивающийся в меридиональном направлении на 400 км.

Архейские образования юго-восточной части Алданского щита вскрыты среди платформенного покрова в отдельных блоках (Сутамский, Гонамский, Тырканский), план складчатости которых контролируется Альванарской и Харбинской синклиналями и Идюмской антиклиналью; на южной окраине щита алданиды представлены блоками, которые сложены породами курультинской серии, смятыми в простые пологие складки. Строение архейских складчатых сооружений во многом обусловлено влиянием процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, способствующих гомогенизации первичных осадочных и осадочно-вулканогенных образований и гармоничной трансформации складчатых форм. Характерно направленное размещение

Рис. 8. Геологоструктурная схема Алданского щита (складчатые сооружения, прилегающие к щиту и области активизации)

1 — блоки докембрических складчатых сооружений; 2 — платформенный покров (осадочные формации PR_3 — PZ); 3 — эпицентры глубинного магматизма (формация ультраосновных щелочных пород). *Области поздне- и эoproтерозойских складчатых сооружений:* 4 — фрагменты геосинклинальных прогибов (седиментогенные и вулканогенные формации PR_3 — PZ), 5 — поля гранитоидов (а — позднепротерозойских, б — раннепалеозойских), 6 — трещинные щелочные интрузии. *Области мезозойской активизации:* 7 — эпицентры глубинного магматизма (кимберлиты), 8 — предгорные и межгорные приразломные впадины (вулканогенно-осадочные формации), 9 — предгорные прогибы (аргиллит-песчаниковая угленосная формация), 10 — сводово-блоковые поднятия (гранитонды зоны сочленения Алданского щита с эoproтерозойскими складчатыми сооружениями), 11 — сводово- и купольно-блоковые поднятия (щелочная вулканогенно-интрузивная формация), 12 — наложенные прогибы (базальт-липаритовая формация). *Районы контрастных неотектонических движений:* 13 — кайнозойские базальтовые покровы, 14 — неотектонические рифты и депрессии. *Дизъюнктивные дислокации:* 15 — докембрические разрывные нарушения, 16 — краевые швы (тектонические ограничения разновозрастных складчатых сооружений), 17 — межблоковые разломы (ограничивающие интракратонные прогибы), 18 — мезозойские разломы (зоны дробления, сбросы, надвиги), 19 — контуры купольно-блоковых структур.



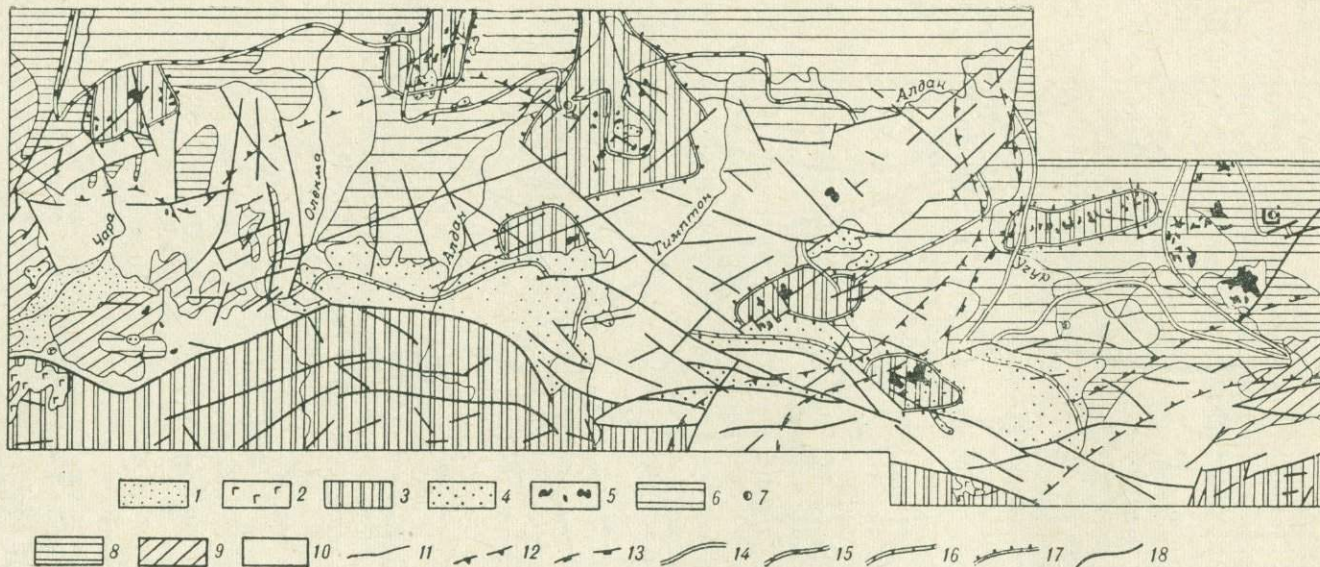


Рис. 9. Структурно-палеогеологическая схема Алданского щита (составил Б. А. Ермолаев).

Структурно-геологические элементы. Кайнозойские структуры: 1 — депрессии и впадины, выполненные рыхлыми отложениями, 2 — покровы базальтов; 3 — мезозойско-кайнозойские сводово-глыбовые сооружения тектоно-магматической активизации. Мезозойские структуры: 4 — впадины и прогибы, выполненные юрско-меловыми сводово-глыбовыми сооружениями тектоно-магматической активизации. Юромско-раннепалеозойские структуры: 5 — лакколиты, неки, пластовые тела щелочных и гранитоидных образований. Юромско-раннепалеозойские структуры: 6 — платформенный покров (известняки, доломиты, песчаники), 7 — интрузии карбонатитов; 8 — позднепротерозойские структуры — платформенный покров, внутриплатформенные и периплатформенные прогибы; 9 — среднепротерозойские прогибы; 10 — раннепротерозойские и архейские метаморфогенно-складчатые сооружения. Генерализованные геологические границы. 11 — наблюдаемые (всех возрастов). Предполагаемые (палеогеологические) позднепротерозойские: 12 — гонамская, 13 — омахтинская свита учурской серии. Контуры платформенных и континентальных отложений в срезе — 500 м под уровнем моря: 14 — мезозойских континентальных, 15 — юдомо-раннекембрийских платформенных, 16 — позднепротерозойских платформенных; 17 — контуры гео- и морфоструктурных ограничений областей тектоно-магматической активизации; 18 — разрывные нарушения.

областей проявления процессов гранитизации, тяготеющих к крупным антиклинорным структурам и подчеркивающих периклинальное замыкание Тимптоно-Учурского мегаантиклинория.

Раннепротерозойские образования (становиды), занимающие более трети площади Алданского щита, представлены осадочными, вулканогенными и интрузивными формациями Джугджуро-Становой и Олекминской зон. Раннепротерозойские складчатые сооружения характеризуются хорошо выраженным линейным планом складчатости.

В Олекминской зоне (западная часть щита) развита серия субпараллельных меридионально ориентированных складок, характеризующихся чередованием многочисленных брахиантиклинориев и линейных складок более низкого порядка. Протяженность антиклинорных структур 60—120 км при ширине 20—50 км, синклинальных складок — 45—80 км при ширине до 15 км [284, 338].

Строение Джугджуро-Становой субширотной зоны, занимающей южную часть щита, усложнено в связи с приуроченностью к ней трансрегионального Станового глубинного разлома и наложением последующих процессов тектоно-магматической активизации. Положение зоны в контакте с неоднократно активизированной Монголо-Охотской складчатой областью привело к ее блоковой перестройке, выдвиганию архейских блоков и нарушению первичного структурного плана протерозоид. В пределах отдельных блоков выделяется ряд антиклинориев и синклинориев, а также линейных складок, сходных по типу со складчатыми сооружениями Олекминской зоны.

Существенное влияние на тектоническое строение раннепротерозойского структурного комплекса оказали магматические и ультраметаморфические процессы, приведшие к образованию крупных массивов габбро-диорит-диабазовой, габбро-анортозитовой и мигматит-гранитовой формаций. Сильная трансформация нижнепротерозойских толщ проявлена вдоль Становой зоны глубинных разломов, где размещены Джугджурский анортозитовый пояс и гранитоиды станового комплекса.

В состав кристаллического фундамента Сибирской платформы нами включается *среднепротерозойский протоорогенный структурный комплекс*, рассматриваемый на Алданском щите как протоплатформенный [325], эоплатформенный [132] или как многосинклинальный [385]. Согласно С. В. Нужнову [311], эта группа геологических образований отражает орогенный этап развития Алданского щита.

По сочетанию линейных, конседиментационных и германотипных складок, а также по данным геолого-формационного анализа представляется возможным относить эти геологические образования к протоорогенному структурно-формационному комплексу. Особые пути развития региона в среднем протерозое подчеркиваются сочетанием таких характерных признаков, как:

1) наложенный характер разобщенных прогибов, формирующихся в условиях глыбых перемещений (воздыманий и компенсирующих их погружений) и в связи с межблоковыми разломами;

2) молассоидный характер геологических формаций;

3) колебания мощностей от 10—12 до 1,5—3 км в различных структурах, видимо, обусловленных неравномерной частотой и амплитудой глыбых перемещений;

4) связь среднепротерозойских прогибов с долгоживущими разломами (конседиментационными и более поздними);

5) связь интрузий малых глубин габбро-норитовой, гранитовой и щелочно-гранитовой формаций с областями накопления среднепротерозойских осадков и межблоковыми разломами, иногда в сочетании с вулканогенными образованиями.

Строение платформенного покрова, определяется двумя типами структур: 1) перикратонными и внутриплатформенными проги-

бами (Юдомо-Майский, Березовский) и поднятиями (Оленекское, Юдомо-Хайканское, Центральноалданское), выполненными осадочными отложениями позднего протерозоя; 2) платформенным покровом, сложенным осадочными формациями венда (юдомы) — раннего кембрия.

Прогибы и поднятия осложнены сводами, впадинами, флексурами. Суммарная мощность позднепротерозойских формаций в осевых частях Юдомо-Майского и Березовского прогибов достигает 5—8 км. Существенно карбонатные отложения геологических формаций юдомско-нижекембрийского структурно-формационного комплекса несогласно залегают на подстилающих образованиях и характеризуются непостоянной мощностью. Суммарная мощность его составляет 500—700 м, возрастая в Березовском и Юдомо-Майском прогибах до 1600—2400 м.

С магматическими процессами вендско-кембрийского возраста связано внедрение небольших трещинных интрузий трапповой и щелочно-ультраосновной с карбонатами формаций. Позднекембрийско-триасовый этап развития Алданской антеклизы характеризуется тенденцией к опусканию ее северной части. Разрез платформенного покрова постепенно наращивался к северу от щита более молодыми палеозойскими и триасовыми отложениями, накопление которых закончилось образованием рэт-лейасовой коры выветривания.

Структурный комплекс тектоно-магматической активизации. Главные элементы активизированной платформы включают три типа гео- и морфоструктур: 1) континентальные впадины, входящие в систему Пристанового предгорного прогиба; 2) сводово-блоковые поднятия и 3) рифтогенные впадины. Предгорный прогиб выполнен континентальными угленосными отложениями. Сводово-блоковые поднятия захватывают складчатые сооружения архейд и ранних протерозоид Алданского щита (Алдано-Учурское и Нюкжа-Удское поднятия). Неоген-четвертичные рифтогенные впадины выполнены рыхлыми отложениями и базальтовыми покровами.

Мезозойская активизация Алданского щита связана с максимальным ростом контрастности и амплитуды глыбовых дислокаций в юрское и меловое время.

Пристановой прогиб (Южно-Якутская впадина, по И. С. Бредихину) протягивается вдоль северной границы хр. Станового на расстояние более 600 км при максимальной ширине до 100 км. В его пределах обособляются Чульманская, Токкинская и другие впадины, разделенные выступами кристаллического фундамента. Угленосные отложения залегают моноклинално и дислоцированы на юге в зонах надвигов. Небольшие впадины располагаются у северного склона Чарско-Учурского поднятия в приуроченности к юдомско-кембрийским синеклизам.

Чарско-Учурское (или Алдано-Учурское, по Ю. А. Билибину и Е. В. Павловскому) поднятие, занимающее северную половину Алданского щита, усложнено инверсионными купольно-блоковыми структурами, связанными с центрами мезозойского магматизма. Купольно-блоковые структуры, площадь которых иногда достигает 10 000 км², представляют собой системы грабенов и горстов, возникших на фоне докембрийских складчатых сооружений. Для них характерны сгущение разрывных дислокаций и насыщенность вулканогенно-интрузивными телами трахит-фонолит-сиенитовой и лампрофир-сиенитовой щелочной формации калиевого ряда [341].

Магматические образования имеют аллохтонный дискордантный характер и способствуют консолидации активизированных докембрийских блоков. Суммарные вертикальные перемещения блоков в пределах купольно-блоковых структур составляют 600—800 м. Наряду с этим присутствуют линейные структуры активизации, подчиняющиеся положению глубинных разломов (Жуинская зона мезозойских разломов и магматических образований).

Нюкжа-Удское поднятие приурочено к субширотной Джугджуро-Становой зоне протерозойского, имеющей блоковое строение. Для этого поднятия характерно мощное проявление мезозойского магматизма, выразившегося в образовании громадных массивов юрско-раннемеловой гранодиорит-гранитовой формации (ларбинской комплекс), во многом влияющей на строение гетерогенного архейско-нижнепротерозойского фундамента. Разрывные нарушения, возникающие в условиях активизации, проявляются здесь на ранее заложенных зонах диафоритовых сланцев, а также представлены сбросами, сбросо-сдвигами и надвигами различной амплитуды.

Сводово-блоковые поднятия контролируются не только геоструктурными, но и геоморфологическими элементами. Так, Нюкжа-Удское поднятие почти на всем протяжении совпадает со Становым хребтом, а восточная часть Чаро-Учурского свода — с хр. Суннагин. Поднятие выделяется в рельефе высотами, превышающими 2000 м. Пристановой предгорный прогиб, напротив, контролируется впадинами, синхронными с отложениями раннеюрской угленосной формации.

Рифтогенные впадины располагаются у западной окраины щита, где они относятся к зоне Монголо-Байкальского — Южно-Якутского палеорифта [177]. Впадины, выполненные неоген-четвертичными отложениями, наследуют положение Пристанового предгорного прогиба и частично отклоняются от осевой линии мезозойской активизации к северо-востоку.

Одним из существенных элементов строения и геологического развития Алданского щита являются разрывные нарушения, во многом определяющие области проявления магматических, ультраметаморфических и дислокационно-метаморфических процессов, а также имеющие конседиментационное значение.

В основу классификации дизъюнктивных дислокаций Алданского щита положены их геологические, геометрические и геофизические признаки. К геологическим признакам относятся возраст контактирующих пород, сопряженность магматических и гидротермальных образований с разломами, мощности отложений, связанных с конседиментогенными разломами, и др. Геометрические и кинематические элементы разломов позволяют различать сбросы, сдвиги, флексуры, надвиги и др.

Внутреннее выполнение разломов представлено бластомилонитами, милонитами, катаклазитами, тектоническими брекчиями, диафоритами и др., обязанными происхождением деформациям и метаморфизму горных пород, контактирующих по разлому. Тектониты замещаются гидротермально-метасоматическими образованиями и являются вместищем месторождений полезных ископаемых.

По совокупности перечисленных характеристик дизъюнктивные дислокации Алданского щита объединены в следующие группы.

1. Краевые разломы или долгоживущие зоны сочленения разнородных геоструктур (областей архейской и протерозойской складчатости). Это сложнопостроенные глубинные разломы, протяженностью в сотни километров при ширине от 1—2 до 20—50 км. Крупнейший Становой разлом, выделенный Ю. К. Дзевановским [129] и охарактеризованный работами М. И. Ициксона [176], Н. Г. Судовикова и др. [94], фиксируется бластомилонитами, зонами рассланцевания и катаклаза. Главными элементами его контроля являются автохтонные массивы габбро-анортозитов джугджурского комплекса и гранитоидов станового комплекса. Дальнейшее развитие разлома маркируется зонами рассланцевания и диафоритовых сланцев.

Темулякитский краевой шов имеет, так же как и Становой разлом, большую амплитуду вертикальных перемещений, протяженность в несколько сотен километров, но по ширине не превышает 2—3 км. Магматический контроль этого разлома определяется интрузиями

габбро-диабазов амнуактинского комплекса и гранитоидов станового комплекса. Формы внутреннего выполнения такие же, как в Становом разломе.

2. Межблоковые и внутриблоковые разломы раннепротерозойского заложения локализуются в архейских и раннепротерозойских складчатых сооружениях Алданского щита, маркируются бластомилонитами, бластокатаклазитами, а также ортотектитам и пегматоидами. Бластомилониты и бластокатаклазиты формируются, по В. И. Казанскому и И. Б. Иванову [182], в условиях альмандин-амфиболитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Разрывные нарушения представлены серией сближенных кулисообразных трещин, группирующихся в мощные и протяженные зоны. Длина их достигает 100—200 км, мощность 30—40 м и более. Соподчинение пликативных и дизъюнктивных структур, а также формирование ортотектитов во внутренних швах указывают на их тесную связь с процессами ультраметаморфизма. Разломы этой группы особенно благоприятны для воздействия процессов активизации, ведущей к появлению зон катаклаза, брекчирования и сбросо-сдвиговых перемещений.

3. Межблоковые разломы среднепротерозойского заложения представляют собой протяженные (до 200 км и более) и мощные (до 10—30 км) глубокие разрывы докембрийских складчатых сооружений.

Межблоковые разломы, относящиеся, по В. Е. Хаину [476], к коровым разломам, предопределяют размещение среднепротерозойских прогибов. Характерна приуроченность их к областям сочленения архенд и протерозонд и совмещение отдельных фрагментов с Джугджуро-Становым и Темулякитским краевыми разломами. Амплитуда конседиментогенных межблоковых разломов фиксируется соответствующими геологическими формациями среднего протерозоя. Суммарная амплитуда перемещения субпараллельных разломов, судя по мощности синхронных осадков, достигает нескольких километров (Удоканский и Улканский прогибы).

Тектониты в межблоковых разломах этой категории представлены милонитами, катаклазитами, тектоническими брекчиями и зонами расланцевания. Магматический контроль фиксируется крупными интрузиями габбро-габбро-норитовой, гранитовой и щелочно-гранитовой формаций, которые тяготеют к бортам прогибов, нередко срезая отложения среднего протерозоя и маскируя положение разломов.

4. Сквозные диаклазы или зоны глубинной трещиноватости, макрируемые дайками диабазов позднепротерозойского и раннепалеозойского возраста представлены протяженными (до 100 км), но маломощными трещинами скола и отрыва, по которым не происходило значительных смещений. Сквозные диаклазы, локализующиеся преимущественно в складчатых сооружениях архенд, ориентированы в северо-восточном и северо-западном направлениях; в плане они образуют крупную диагональную сетку.

5. Разрывные нарушения периода мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации относятся к следующим группам:

а) кулисовидные зоны сбросов и взбросов (морфотектонические уступы), контролирующие выдвигание горстов, суммарная мощность перемещений по которым достигает 600—700 м; обычно приуроченность их к древним межблоковым и внутриблоковым разломам;

б) магмоподводящие разломы, представленные на уровне застывания магматических тел мезозойской щелочной вулканогенно-интрузивной формации зонами дробления и расланцевания;

в) конседиментогенные разломы, контролирующие формирование юрских угленосных впадин и кайнозойских рифтогенных депрессий;

г) надвиговые перемещения, развитые преимущественно у южного края Пристанового прогиба.

ЕНИСЕЙСКИЙ ВЫСТУП

Территория Енисейского кряжа представляет собой мегаантиклинорное поднятие фундамента западной окраины Сибирской платформы. В центральной и западной частях выступа господствуют метаморфические и метаморфизованные образования архея и протерозоя, в восточной части распространены осадочные отложения платформенного покрова.

Границы Енисейского выступа как геотектонической единицы являются на востоке и севере морфотектоническими, а на западе и юге — геоструктурными, проходя по Главному Саянскому разлому, отделяющему выступ от каледонид Алтае-Саянской складчатой области. В районе северной части разлома к Енисейскому выступу прилегают, частично перекрывая докембрийские образования, мезозойско-кайнозойские отложения Западно-Сибирской плиты.

С. В. Обручев [313], Г. И. Кириченко [197], Н. С. Зайцев [164], Е. К. Ковригина [200] и другие рассматривают докембрий Енисейского кряжа как структуру фундамента Сибирской платформы. Т. Н. Спичарский [427], Д. И. Мусатов [292] считают, что ранее он представлял собой самостоятельную Саяно-Енисейскую складчатую область длительного развития или западную ветвь Байкальского подвижного пояса. По нашему мнению, отмеченные представления не противоречивы, принимая во внимание, что в протерозойское время происходило направленное протогеосинклиналиное развитие региона, а затем складчатые сооружения постепенно причленились к архейско-раннепротерозойским структурам, образуя фундамент платформы. На современное тектоническое строение Енисейского выступа существенное влияние оказали процессы тектоно-магматической активизации среднепалеозойского — мезозойского возраста.

Как показано на схеме (рис. 10), Енисейский выступ имеет сложное тектоническое строение, характеризующееся сочетанием разновозрастных и разнотипных структур, среди которых выделяются два основных типа геотектонических зон первого порядка, образующих фундамент платформы: а) сравнительно стабильные антиклинории, обладавшие тенденцией к поднятию, сложенные преимущественно архейскими и нижнепротерозойскими метаморфическими породами гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (Приенисейский и Центральный антиклинории); б) относительно неустойчивые синклинорные структуры, испытывающие переменные по знаку движения и выполненные метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями среднего и верхнего протерозоя (Нижевороговский, Кордо-Лебяжинский, Большепитский, Ангаро-Питский синклинории).

Особенностью геотектонического строения Енисейского кряжа являются грабен-синклинали, выполненные осадочно-вулканогенными и молассоидными образованиями позднего протерозоя (Верхневороговская, Тиссо-Уволжская, Каменская, Питская, Мурожнинская и др.), и зоны проявления процессов тектоно-магматической активизации (Сурнинско-Кутукасская, Уволжско-Нойбинская, Усть-Кийская, Среднепитская, Усть-Ангарская, Шилкинская, Канская и др.).

Древней структурой складчатого докембрия является Ангаро-Канский антиклинорий, имеющий в длину 180 км, в строении которого участвуют метаморфические образования осадочных и осадочно-вулканогенных формаций архея. Внутреннее строение Ангаро-Канского антиклинория характеризуется сочетанием блоков, разделенных зонами разломов, в пределах которых развиты куполовидные и валообразные структуры. В юго-восточной части антиклинория господствуют реоморфические гранитоиды таракского комплекса.

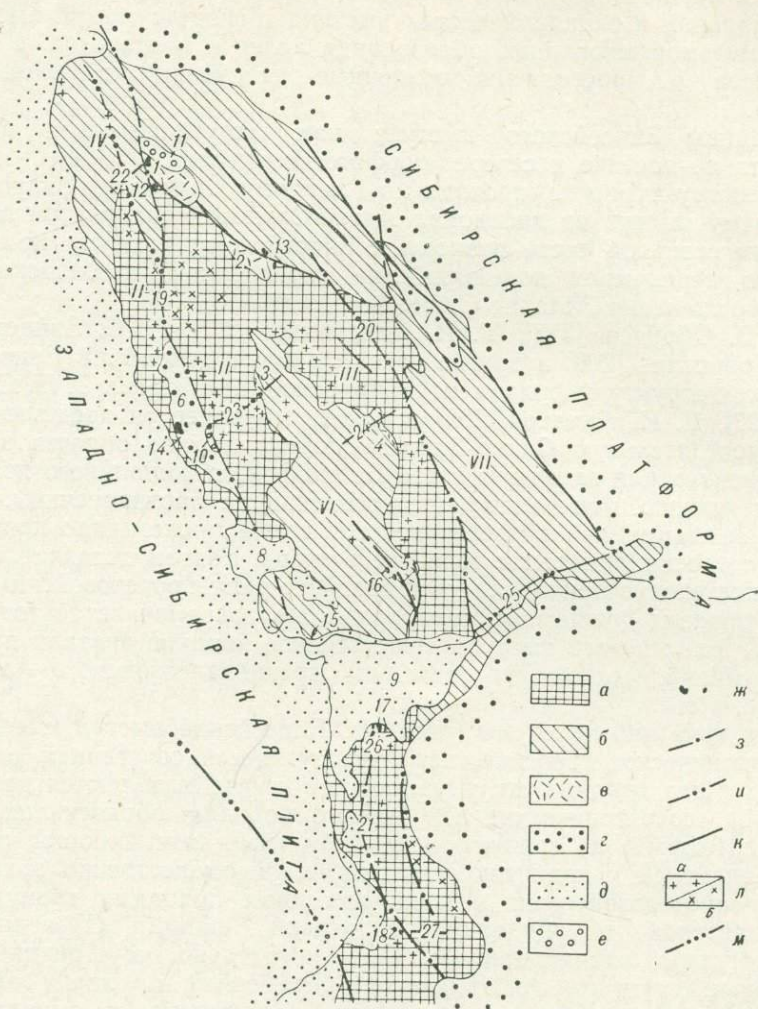


Рис. 10. Схема главнейших геотектонических элементов Енисейского выступа (составил Г. Б. Кочкин, 1972 г.).

а — антиклинории, сложенные архейскими и протерозойскими метаморфическими образованиями: I — Ангаро-Канский, II — Приенисейский, III — Центральный; б — синклинории, сложенные средне- и верхнепротерозойскими метаморфизованными образованиями: IV — Нижневороговский; V — Кордо-Лебяжинский; VI — Большепитский; VII — Ангаро-Питский; в — грабен-синклинали, выполненные осадочно-вулканогенными позднеорогенными образованиями позднего протерозоя: 1 — Верхневороговская, 2 — Уволжская, 3 — Кийская, 4 — Питская, 5 — Мурожинская (частично показаны вне масштаба); г — грабены, сложенные галезойскими отложениями чехла Сибирской платформы; д — впадины, выполненные мезо-кайнозойскими отложениями чехла Западно-Сибирской плиты; е — грабен-синклинали, сложенные вулканогенными отложениями эпохи активизации (PZ—MZ?); ж — группы массивов щелочно-ультраосновных пород эпохи активизации (PZ₂—MZ?); з — зоны глубинных разломов: 8 — Приенисейская, 9 — Приангарская; и — системы поперечных северо-восточных разломов: 22 — Сурнихинско-Ковригинская, 23 — Кийская, 24 — Питская, 25 — Ангарская, 26 — Шилкинская, 27 — Канская; к — отдельные зоны разломов; л — крупные массивы гранитоидов (а — интрузивные, б — метасоматические); м — зона сочленения Енисейского выступа с Алтае-Саянской складчатой областью.

Приенисейский антиклинорий, протягивающийся на расстояние 270 км при ширине до 80 км, смыкается на северо-востоке с Центральным антиклинорием. В пределах этого антиклинория широко развиты метаморфические породы кварцит-известняково-сланцевой формации нижнего протерозоя, а также породы различных формаций среднего и верхнего протерозоя. Строение Приенисейского антиклинория усложнено сочетанием гнейсовых куполов и валов с изоклинальными складками более высоких порядков и появлением узких грабенов, выполненных осадочно-вулканогенными образованиями позднего протерозоя; грабены имеют субмеридиональную ориентировку при размерах 7—25 на 2—8 км.

Центральный антиклинорий, располагающийся в осевой части Енисейского выступа и имеющий размеры 350 на 60—90 км, сложен метаморфическими породами и гранитоидами геологических формаций нижнего, среднего — верхнего протерозоя. В пределах антиклинория обособляются цепочки куполов (Татарский, Панимбинский, Енишимский, Карпинский), к которым приурочены гранитные интрузии татаро-аяхтинского комплекса. Антиклинорий имеет асимметричное строение, выражающееся в более крутом падении его западного крыла и обилии там разрывных нарушений. Складки более высоких порядков характерны для западных частей антиклинория. В пределах Центрального антиклинория широко развиты продольные зоны разломов, образующие систему ступенчатых взбросов, наряду с которыми существует система поперечных или диагональных разломов.

Нижневороговский, Кордо-Лебяжинский, Большепитский и Ангаро-Питский синклинории имеют длину 150—250 км при ширине 70—110 км. В пределах каждого синклинория развиты отложения преимущественно средне- и верхнепротерозойских геологических формаций. Породы этих формаций образуют симметричные, коробчатые и гребневидные складки, а также брахиформные структуры. Своеобразной структурой является Иркинеевская антиклиналь, находящаяся у юго-восточного окончания Ангаро-Питского синклинория, которая рассматривается Т. Н. Спижарским [427] как «входящий угол» Енисейского выступа в Сибирскую платформу.

Грабен-синклинали, приуроченные, как правило, к бортовым частям рассмотренных антиклинориев и синклинориев, выполнены осадочно-вулканогенными образованиями среднего — позднего протерозоя. Прерывистая цепь грабен-синклиналей размером $(40 \div 10) \times (20 \div 7)$ км прослеживается вдоль восточного края Центрального антиклинория на расстоянии 350 км (Верхневороговская, Уволжская, Мурожнинская). В их пределах залегают грубообломочные металлоносные конгломератсодержащие толщи верхнего протерозоя [231]. Положение грабен-синклиналей контролируется зонами глубинных конседиментационных разломов.

Образования платформенного покрова сохранились, как правило, в обрамлении Енисейского выступа, в пределах локальных грабенов и впадин. По завершении байкальского тектогенеза и причленения Енисейского выступа к фундаменту Сибирской платформы проявились процессы тектоно-магматической активизации. В последнее время выявлены зоны активизации среднепалеозойского — мезозойского (?) возраста, приуроченные к местам сочленения субмеридиональных глубинных региональных разломов с системами поперечных разломов северо-восточного направления. Грубообломочные осадочные и щелочные вулканогенные породы, возникшие в обстановке активизации, залегают в системах высокоамплитудных грабенов.

Интрузивные образования, представленные массивами пород щелочно-ультраосновной формации, развиты как в грабенах, так и в горстах вдоль зон глубинных разломов: Приенисейского, Ковригинско-Татарского и Южно-Енисейского.

Приенисейский разлом, имеющий протяженность около 600 км, контролирует резкие фациальные изменения в терригенно-вулканогенных отложениях среднего и верхнего протерозоя и размещение магматических образований различного возраста — от гипербазитов среднего протерозоя до щелочных пород среднепалеозойско-мезозойского (?) возраста. Южно-Енисейский глубинный разлом является продолжением Приенисейского.

К востоку от него развиты складчатые толщи архея. Ковригинско-Татарский глубинный разлом, располагающийся по контакту Центрального антиклинория с Лебяжинским и Ангаро-Питским синклинориями, имеет форму дуги, обращенной к востоку. Общая длина разлома около 550 км. Он контролирует размещение гранитоидных формаций среднего и позднего протерозоя, к нему же приурочены грабен-синклинали, выполненные протоорогенными образованиями.

Перечисленные разломы имеют межблоковый характер. Заложение их относится к архейскому и раннепротерозойскому возрасту. Системы этих разломов, имеющие протяженность десятки километров, представлены зонами дробления, смятия, милонитизации и будинажа. Вблизи зон разрывных нарушений устанавливается резкое повышение степени метаморфизма пород, а также развитие процессов гранитизации и щелочного метасоматоза и, в частности, калишпатизации.

Системы поперечных разломов развиваются вдоль устойчивых относительно поднятых участков Енисейского выступа и отвечают зонам глубинной трещиноватости (сквозным диаклазам). Протяженность их достигает 60—140 км; в совокупности с главной системой межблоковых разломов они расчленяют Енисейский выступ на разноприподнятые блоки.

Среди разломов периода тектоно-магматической активизации преобладают кулисовидные зоны взбросов, возникших вдоль ограничений горстов и грабенов, отдельные магнаподводящие и конседиментационные разломы, а также надвиговые перемещения. Более молодыми являются мел-палеогеновые сбросы.

Приведенные данные показывают, что Енисейский выступ представляет собой в настоящее время структуру Сибирской платформы, являющуюся в уменьшенном виде «зеркальным отражением» Алданского щита. Выступ сложен метаморфическими образованиями, сформировавшимися в ходе про- и протогeosинклинального развития в архее и протерозое; ограничения его на востоке и юге морфотектонические, а на западе геоструктурные. Важнейшее значение для формирования внутренней тектонической структуры выступа имел период протогeosинклинального направленного развития, охватывавший средне-позднепротерозойское и частично раннекембрийское время, примерно соответствующее байкальскому тектогенезу.

Особенностью Енисейского выступа является его пограничное положение на стыке древней Сибирской платформы и молодой Западно-Сибирской плиты, сходное с положением Украинского щита.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ЩИТОВ И МАССИВОВ

Сопоставление данных о тектонике Алданского, Украинского, восточной части Балтийского щитов, а также Воронежского, Белорусского массивов и Енисейского выступа позволило установить некоторые признаки их сходства и различия. Основанием для прямой корреляции щитов и массивов служит их принадлежность к структурам Русской и Сибирской платформ, представляющих собой геологически гомологичные элементы земной коры. Щиты и массивы хорошо идентифици-

руются по возрасту и типу структурно-формационных комплексов, типам геологических процессов их становления и принадлежности к структурам платформ. Вместе с тем существуют конкретные признаки, по которым определяются различия щитов и массивов. К ним относятся характер ограничений, длительность становления, размеры щитов и массивов и другие отличия преимущественно частного характера. Геоструктурные и морфотектонические ограничения щитов и морфотектонические ограничения массивов служат одновременно критерием их сходства и различия. Четко различаются геоструктурные ограничения щитов, фиксируемые возрастом примыкающих к ним складчатых областей. Так, геоструктурные ограничения Алданского щита определяются характером их контакта с байкалидами, для Балтийского щита — с каледонидами и для Украинского щита — с герцинидами.

Общие и отличительные черты тектоники Алданского, Балтийского и Украинского щитов определяются также возрастом геологических образований, контролирурующих их морфотектонические рубежи. Большая часть морфотектонических границ Алданского и Балтийского щитов представляет собой область структурно-эрозионного контакта платформенного покрова, сформировавшегося в позднем протерозое — раннем палеозое с раннедокембрийским фундаментом Русской и Сибирской платформ. Морфотектонические границы Украинского щита различны. На западе перекрывающие его породы покрова Русской платформы имеют позднепротерозойский возраст, а на юге контролируются мезозойскими платформенными отложениями Скифской плиты. Границы Воронежского и Белорусского массивов имеют морфотектонический характер и представляют собой эрозионно-стратиграфические контакты между докембрийским фундаментом и позднепротерозойско-раннепалеозойским платформенным покровом. Граница Енисейского выступа контролируется на западе отложениями мезозойского покрова Западно-Сибирской плиты, а на востоке — кембрийскими отложениями покрова Сибирской платформы, но в обоих случаях имеет преимущественно морфотектонический характер.

Показательным элементом различия щитов и массивов является занимаемая каждым из них площадь. В современном эрозионном срезе она оценивается в 1500 тыс. км² для Балтийского щита, превышает 400 тыс. км² для Алданского щита и несколько более 200 тыс. км² для Украинского щита. Площадь Енисейского выступа составляет примерно 100 тыс. км², а Воронежского массива (учитывая только выходы фундамента на дневную поверхность) не более 15 тыс. км². Таким образом, размеры названных щитов различаются между собой в 3—7 раз.

Особого внимания для установления сходства и различия сопоставляемых щитов и массивов заслуживают специфика и длительность их становления. Данные для анализа длительности развития каждого из них дают палеогеологические реконструкции. Осуществление таких реконструкций на территории Алданского щита показывает, что его современная конфигурация существенно отличается от таковой в мезозойское, кембрийское и позднепротерозойское время.

Данные о геологическом строении Украинского щита показывают, что конфигурация этого региона в современных контурах обусловлена в значительной степени кайнозойскими движениями. Принципиальное различие в специфике и длительности становления Алданского и Украинского щитов заключается в том, что Украинский щит не обнурживает существенных трансформаций, начиная со среднего палеозоя, а Алданский щит, особенно его южная часть, почти полностью переработан в результате мезозойской тектоно-магматической активизации.

Отличительными чертами Балтийского щита являются преимущественная роль в образовании его современных границ Баренцева и Бал-

тийского морей, а также значительное отличие площади, занятой щитом в настоящее время, от таковой в раннем палеозое.

Общим для рассматриваемых щитов является их периферическое положение в составе платформы, отличительным — автономность или подчиненность не одной, а нескольким (в возрастном и географическом отношении) платформам. Наиболее ярким примером в этом отношении может служить Украинский щит, который является неотъемлемым компонентом и эпибайкальской Русской платформы, и эпигерцинской Скифско-Туранской плиты.

Общие признаки выявляются также при сопоставлении типов складчатых структур докембрия. Раннедокембрийские складчатые сооружения щитов и массивов характеризуются неизменным сочетанием куполовидных и линейных структур, типичных соответственно для архея и раннего протерозоя. Намечается, что в областях наиболее интенсивного проявления процессов гранитизации доминируют куполовидные структуры, а области с минимальным проявлением ультраметаморфизма характеризуются преимущественно линейными складками. Такая структурная картина, вероятно, может быть объяснена физико-механической неоднородностью субстрата в пространстве и времени и периодическим преобладанием то радиальных, то тангенциальных напряжений.

Важным критерием геоструктурного родства рассматриваемых щитов является блоковое строение докембрийских складчатых сооружений. К сопоставимым элементам внутреннего строения щитов и массивов можно отнести разрывные нарушения и структуры областей тектономагматической активизации.

Разрывные нарушения, являющиеся одной из отличительных особенностей тектонических структур щитов и предопределяющие их блоковое строение, различаются в разных фрагментах земной коры лишь в частности. Большинство разломов относится к категории глубинных и характеризуется связью с процессами метаморфизма и гранитизации. Различия их выражены главным образом в пространственном соотношении и метрических характеристиках. Отличительной особенностью Алданского щита является проявление в его южной части трансрегионального Джугджуро-Станового линеамента, контролирующего размещение глубинных магматических комплексов.

Структуры областей тектономагматической активизации проявлены на щитах в форме горстовых поднятий, фиксированных разломами и магматическими телами, а также в форме наложенных впадин. Время и интенсивность проявления этих процессов различны. На Алданском щите структуры областей активизации относятся главным образом к мезозойской эпохе и характеризуются максимальной полнотой и мощностью их проявления. Признаки тектономагматической активизации палеозойского возраста установлены у юго-западной окраины щита. Возраст структур активизации в восточной части Балтийского щита ранне-среднепалеозойский, интенсивность проявления процессов активизации также значительна, но уровень эрозии большой. На Украинском щите структуры тектономагматической активизации фиксируются в раннем палеозое и мезозое; для них характерен глубокий уровень эрозионного среза.

Сходство и различия щитов и массивов Русской и Сибирской платформ обусловлены тем, что наблюдаемые в их пределах выступы докембрия представляют собой фрагменты планетарных древнейших складчатых сооружений. Становление их происходило на протяжении сотен миллионов лет и, естественно, было неоднозначным в различных частях одной и той же зоны в одно и то же время. Коррелируем же мы, как правило, разновозрастные сооружения, учитывая, что наиболее существенные различия должны быть между разновозрастными образованиями. Это обстоятельство позволяет высказать несколько парадок-

сальное, на первый взгляд, положение о том, что сходными элементами древнейших сооружений являются, скорее, разновозрастные, чем одно-возрастные геоструктуры или их части.

Анализ сопоставления тектоники щитов и массивов древних платформ позволяет сделать следующие выводы.

1. Все рассмотренные регионы представляют собой геолого-геоморфологические или морфотектонические подразделения земной коры, причем значение геологических и геоморфологических признаков для щитов и массивов равнозначно.

2. Длительность существования и периодической трансформации Украинского, Балтийского и Алданского щитов превышает 1700 млн. лет. Обособление в качестве автономного подразделения Воронежского массива и Енисейского выступа произошло в фанерозое, а их современная конфигурация обусловлена мезозойско-кайнозойским тектогенезом.

3. Щиты и массивы Русской и Сибирской платформ пространственно и генетически представляют собой гомологичные фрагменты древнейшей земной коры, но по отношению к соответствующим платформам являются неравнозначными элементами фундамента последних.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЩИТОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Геофизические материалы (карты физических полей, профили ГСЗ, физические характеристики горных пород) играют важную роль в изучении глубинного строения щитов и широко используются при структурных и металлогенических построениях. Особенности интерпретации этих материалов, отражающие взгляды различных исследователей, детально освещены в ряде работ [233, 236, 239, 321, 370, 424, 425, 489, 490, 491].

В настоящей главе на примере Украинского щита, изученного наиболее детально геофизическими методами (в первую очередь, глубинным сейсмическим зондированием), показан подход к интерпретации геофизических материалов, принятый в этой работе, дана детальная характеристика глубинного строения Украинского щита и рассмотрены основные черты глубинного строения других щитов в сравнительном плане.

ЗНАЧЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ РАСШИФРОВКИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЩИТОВ

Наиболее эффективными методами изучения строения земной коры являются глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) и гравиметрия, которые, согласно Б. А. Андрееву [3, 4] и Р. М. Деменицкой [127], взаимно дополняют друг друга.

В условиях щитов процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, в развитии которых по современным представлениям важную роль играют глубинные разломы, связаны не только с существенной переработкой горных пород и изменением их физических свойств (в том числе и плотности), но и с нарушением выдержанных границ раздела, характерных для исходных слоистых эффузивно-осадочных толщ. К изменениям физических свойств и структуры земной коры при региональном метаморфизме добавляются изменения в нижнем слое земной коры и на границе земной коры с мантией, связанные с глубинными слабоизученными процессами преобразования вещества (базификация и гранитизация в планетарных масштабах). Все эти обстоятельства (сложная форма границ раздела и отсутствие надежных данных по распределению плотности горных пород в земной коре) затрудняют выбор модели и, тем самым, существенно ограничивают возможности геологической интерпретации гравиметрических данных.

Как показывает опыт последних лет [423, 424], серьезные трудности в интерпретации получаемой при ГСЗ картины волнового поля испы-

тывает и сейсмометрия. Эти трудности связаны не только со сложностью геологического разреза в областях докембрия, которая не всегда позволяет проследить отражающие границы на большие расстояния, но и с необходимостью разрешения ряда чисто геофизических вопросов: исключения волн-помех, определения природы упругих колебаний в закритических областях и т. п. Недостаточная разработанность этих вопросов приводит к тому, что разрезы, получаемые по одним и тем же материалам ГСЗ, претерпевают существенные изменения с течением времени. Достаточно привести примеры переинтерпретации этих материалов по центральной части Украинского щита и району Днепровско-Донецкой впадины.

Несмотря на это, данные сейсмометрии не только дают более точную информацию о характере и поведении границ раздела в земной коре, но и позволяют осветить значительно большие глубины по сравнению с данными гравиметрии. В настоящей работе проанализирован весь имеющийся материал ГСЗ по Украинскому щиту. Здесь пройдено 5 основных профилей ГСЗ трестами Укргеофизразведка, Днепрогеофизика и Институтом геофизики АН УССР. Эти профили располагаются в северной части щита по линии Шепетовка — Чернигов (длина 350 км), в центральной части по линии Голованевск — Кировоград — Днепропетровск (длина 400 км), в Приднепровье и Приазовье по линии Днепропетровск — Таганрог (260 км). С учетом того что небольшие отрезки профилей ГСЗ пересекают щит или выходят на него (в Приазовье Ногайск — Сватово, Жданов — Луганск; в центральной части Звенигородка — Новгород-Северский), общий объем ГСЗ в пределах щита к настоящему времени достигает 1,5 тыс. км.

Интерпретация полученных материалов ГСЗ [423] показала, что мощность земной коры в пределах Украинского щита непостоянна и претерпевает значительные изменения (в интервале 35—55 км), а характер сейсмических границ раздела в земной коре очень сложен. Породы с граничными скоростями 6,0—6,2 км/сек, характерные для гранитного слоя, встречаются не только в его пределах, но и глубже — в базальтовом слое, а породы с граничными скоростями 6,6—7,2 км/сек, характерные для базальтового слоя, в свою очередь обнаруживаются и выше границы Конрада. Такое переслаивание «гранитных» и «базальтовых» пород как в верхних, так и в нижних частях земной коры не только осложняет интерпретацию сейсмических данных, но и делает во многих случаях неопределенными и сами границы раздела между гранитным и базальтовым слоями (граница Конрада) и между базальтовым слоем и верхней мантией (граница Мохоровичича).

Сложность разреза земной коры в пределах Украинского щита является одной из причин отсутствия в большинстве случаев корреляции между глубинами сейсмических границ раздела (в первую очередь, границы Мохоровичича) и данными, получаемыми при формальной интерпретации гравитационного поля на основе зависимости между сглаженными значениями силы тяжести в редукции Буге и глубиной до поверхности Мохоровичича, выведенной путем статистической обработки данных для континентальной земной коры [3, 127]. Для континентальной земной коры в целом изменению глубины границы Мохоровичича на 10 км отвечает изменение региональной составляющей гравитационного поля на 100—120 мгал. В соответствии с этим изменение мощности земной коры на 20 км, выявленное для Украинского щита по сейсмическим данным, должно сопровождаться аномалиями силы тяжести не менее 200 мгал. В то же время фактический перепад значений поля силы тяжести в редукции Буге на щите не превышает 90 мгал (даже без осреднения).

Следует особенно подчеркнуть, что рельеф земной поверхности в пределах щита очень спокойный, и ошибки в редукциях силы тяжести (осо-

бенно в поправке Буге) не могут исказить гравитирующего действия границы Мохоровичича *.

Внимательное рассмотрение профилей ГСЗ в сопоставлении с картиной гравитационного поля показывает, однако, что общая тенденция в уменьшении значений силы тяжести вместе с увеличением мощности земной коры существует (см. рис. 19). Объяснения этой тенденции, с нашей точки зрения, следует искать не столько в гравитирующем влиянии границы Мохоровичича, сколько в особенностях строения верхней части земной коры, которая разбита на крупные блоки, отличающиеся как по составу, так и по истории своего развития. Действительно, при блоковом строении земной коры границы раздела внутри блоков в первом приближении, можно рассматривать как имеющие одинаковые линейные размеры (период). В этом случае легко показать [5], что эффект от ближней границы раздела (границы Конрада) будет во много раз больше эффекта от нижней границы (границы Мохоровичича) при одной и той же амплитуде поднятия (или опускания), несмотря на то, что разница в скачке плотности на границе Мохоровичича, согласно многим моделям, в два раза больше (0,2 и 0,4 г/см³ соответственно).

Указанным обстоятельством и объясняется тот факт, что гравитационное поле Украинского щита в основном связано с источниками, расположенными в «гранитном» слое на глубинах в пределах первого десятка километров.

Несмотря на то что объем выполненных исследований методом ГСЗ ограничен и не позволяет составить кондиционной карты глубинного строения (схематическая карта В. Б. Соллогуба [423] по целому ряду причин не может рассматриваться как убедительная), полученные материалы подтверждают блоковый характер геологического строения щита, выявленный работами УкрНИГРИ [175, 323, 383] и нашими исследованиями.

Как показывают данные, полученные ГСЗ, земная кора дифференцирована как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Дифференциация в вертикальном направлении на отдельные горизонтальные слои имеет сложный характер и во многом зависит от детальности проводимых исследований. Несколько границ раздела отмечается как в гранитном, так и в базальтовом слоях. Обращает на себя внимание сложный характер границы Мохоровичича, который В. Б. Соллогубом [423] связывается с многоэтапностью развития земной коры («древние» и «молодые» границы Мохоровичича). Глубинные разломы, выделяемые по сейсмическим данным, также имеют сложное строение и, как правило, связываются с большими амплитудами перемещений блоков по границе Мохоровичича, чем по границе Конрада. Последнее объясняется, по-видимому, большими скоростями преобразования горных пород в верхней части земной коры. Особенно показательны в этом отношении близширотный профиль ГСЗ Кировоград — Таганрог.

На схеме глубин поверхности Мохоровичича, по В. Б. Соллогубу [423], в центральной и восточной частях щита намечается субмеридиональные поднятия и погружения этой границы, в отдельных случаях далеко выходящие за пределы щита. Такие утолщения земной коры до 55 км в Кременчугско-Криворожской и Орехово-Павлоградской зонах автор схемы связывает с древними корнями гор, формировавшимися в доораннепротерозойское время, а синклиории, располагающиеся в пределах этих зон и трассируемые магнитными аномалиями (Криворожско-Кременчугская, Верховцевская, Орехово-Павлоградская и др.), —

* Отсутствие корреляции между гравиметрическими и сейсмическими данными для щита в целом не исключает необходимости изучения ее в пределах отдельных блоков, отличающихся различным строением земной коры.

с остатками складчатых сооружений. Сами зоны по сейсмическим данным имеют ширину до 100 км при ширине синклинали, не превышающей 20 км. В этой же работе отмечается, что утолщение земной коры в районе горных сооружений альпийского возраста (Карпаты) смещено к Предкарпатскому прогибу и захватывает часть Восточно-Европейской платформы.

То обстоятельство, что за 2 млрд. лет, прошедших после консолидации раннепротерозойской протогеосинклинали, не произошло выравнивания поверхности Мохоровичича, а только ее незначительный подъем, свидетельствует о сравнительно полной изостатической уравновешенности отдельных блоков. А раз так, то средняя плотность в разрезе земной коры над участками с приподнятым положением границы Мохоровичича должна быть меньше средней плотности над участками ее максимального прогибания*. Необходимое выравнивание средней плотности блоков с различной мощностью земной коры могло происходить или за счет изменения мощностей гранитного и базальтового слоев в разрезе, или за счет изменения плотности этих слоев (например, за счет разуплотнения базальтового слоя).

Для такого выравнивания достаточно незначительного изменения в плотности отдельных слоев. Так, например, при средней мощности земной коры порядка 50 км (15 км гранитного и 35 км базальтового слоев) для компенсации гравитационного эффекта от подъема границы Мохоровичича на 5 км достаточно изменения плотности базальтового слоя всего на $0,05 \text{ г/см}^3$ (при плотностях гранитного, базальтового слоев и мантии соответственно 2,7; 2,9 и $3,3 \text{ г/см}^3$). Вопрос изостатического равновесия блоков коры на Украинском щите рассматривался Г. Я. Голлиздрой [116]. Механизм, приводящий к этому равновесию, требует специального изучения.

Выполненные измерения теплового потока в пределах Украинского щита выявили пониженные по сравнению со средним для континентов [$1,17 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сек}) \pm 10\%$] значения [$0,6\text{—}0,9 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сек})$], среднее $0,77 \pm 0,09 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сек})$. Наиболее низкие значения теплового потока приурочены к центральной части щита, несколько более высокие — к зоне Криворожско-Кременчугского глубинного разлома.

Недостаточность фактического материала по глубинному строению Украинского щита ставит исследователей перед необходимостью использования гравитационных и магнитных полей для тектонических построений, хотя глубинность их не охватывает всей мощности земной коры. Использование при интерпретации физических полей данных регионального изучения физических свойств и имеющихся геологических материалов позволяет наметить блоковое строение Украинского щита, отражающее особенности его глубинного строения.

В пределах Воронежского массива имеется один профиль ГСЗ, пересекающий основные структуры массива по линии Купянск — Липецк [109], который и может быть использован при анализе глубинного строения массива. На основании этого профиля авторы работы выделяют три блока с различной мощностью коры, разделенные близмеридиональными — северо-западными глубинными разломами.

Территория восточной части Балтийского щита ГСЗ освещена сравнительно слабо. На Алданском щите, Анабарском и Енисейском массивах эти работы еще не проводились. Поэтому общие представления о глубинном строении этих щитов и массивов могут быть получены только из анализа гравитационного и магнитного полей и данных о распределении физических свойств в региональном плане. При этом могут

* Допустимо полагать, что плотность пород ниже границы Мохоровичича в приподнятых блоках также уменьшается, и не считать, что эта граница является границей изостатического равновесия.

быть использованы приемы, выработанные при изучении Украинского щита и Воронежского массива, а также данные зарубежных исследователей по другим щитам.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Описанию и интерпретации геофизических полей Украинского щита посвящен ряд работ производственных и научно-исследовательских организаций. Полученные представления широко отражены в работах Г. К. Кужелова, З. А. Крутиховской, Г. Т. Собакаря, Е. П. Купчинского, К. Ф. Тяпкина, В. А. Рябенко, Г. И. Каляева, А. Н. Козловской и других. В дальнейшем остановимся лишь на тех основных особенностях геофизических полей Украинского щита, которые имеют отношение к поставленной проблеме.

При рассмотрении регионального гравитационного поля Украинского щита (полученного в результате пересчета на высоту 5—10 км или осреднения с радиусом 8—10 км) видно, что это поле неоднородно и состоит из ряда чередующихся крупных максимумов и минимумов силы тяжести. Наиболее значительными из минимумов являются Корсунь-Новоукраинский в центральной части щита и Коростенский в северо-западной. Менее значительные (как по интенсивности, так и по площади) относительные понижения поля отмечаются в Уманском, Вознесенском, Фастовском и других районах. Из повышенных значений гравитационного поля прежде всего следует отметить Голованенский, Осницкий, Запорожский и Западно-Приазовский максимумы. Повышенными значениями в целом отличается Приазовская часть щита. Участки с различным уровнем Δg занимают значительные площади, которые чаще имеют прямолинейные границы, пересекающиеся друг с другом под различными углами. Эти границы в большинстве случаев являются согласными по отношению к тектонической структуре щита в целом, так как имеют субмеридиональное или северо-восточное, реже субширотное направление и поперечными относительно его современных морфоструктурных ограничений. Такой характер гравитационного поля дал основание многим авторам предположить, что эти особенности поля отражают глыбово-блоковое строение щита и выделить блоки, отличающиеся как по условиям формирования, так и по истории развития.

Характерным для Украинского щита является наличие довольно интенсивных перепадов силы тяжести типа гравитационных ступеней, линейно вытянутых и протягивающихся на большие расстояния (десятки и сотни километров). Согласно представлениям В. Е. Хаина [477], А. В. Пейве [333] и других, такие гравитационные ступени характерны для глубинных разломов, разграничивающих блоки с различным строением. Положение глубинных разломов определяется повышенными значениями горизонтальных градиентов силы тяжести от 2,5 до 5,0 мгал/км (Кировоградская, Уманско-Богуславская, Тетеревская, Сущано-Пержанская и другие зоны разломов). Кроме известных признаков выделения глубинных разломов по геофизическим данным в условиях Украинского щита намечается еще один характерный признак — понижения гравитационного поля, вытягивающиеся вдоль разломов на многие десятки и иногда сотни километров и имеющие ширину 10—15 км. Наиболее вероятной причиной проявления таких локальных линейных минимумов являются массивы существенно калиевых гранитов. Это дает основание полагать, что процессы гранитизации и особенно ее конечной стадии — калиевого метасоматоза — наиболее интенсивно проявились в пределах (вблизи) глубинных разломов (Кировоград-

ская, Первомайская, Уманско-Богуславская, Хмельникская, Джуриин-Немировская, Звенигородская и другие зоны).

По гравиметрическим данным кроме отмеченных региональных максимумов и минимумов силы тяжести выделяются многочисленные аномалии второго и высших порядков, которые наиболее четко проявляются в поле остаточных аномалий при осреднении с радиусом 8—10 км.

Судя по их форме (чаще всего овальной, реже изометричной), размерам и конфигурации, можно полагать, как это отмечалось Г. К. Кужеловым [240], З. А. Крутиховской, И. К. Пашкевич [236], что они отражают пликативную тектонику фундамента. Синклинальные структуры, выполненные преимущественно метаморфизованными осадочно-вулканогенными (более плотными) отложениями, создают, как правило, положительные остаточные аномалии, а антиклинальные поднятия, ядра которых сложены различными гранитоидами, — отрицательные остаточные аномалии. Это подтверждено многочисленными геологическими наблюдениями, что позволяет по гравиметрическим данным уточнять положение, форму, размер и простираение складчатых структур щита и выполнять ориентировочное петрографическое расчленение пород кровли фундамента. Из наиболее значительных и характерных в этом отношении аномалий в пределах щита можно назвать некоторые положительные (Сурскую, Верховцевскую, Криворожскую, Приингульскую, Братскую и другие), соответствующие крупным синклинальным структурам, а также отрицательные (Пятихатскую, Бобринецко-Кировоградскую, Вознесенскую, Ржищевскую, Ингулецкую и другие), соответствующие крупным антиклинальным поднятиям.

По характеру магнитного поля в региональном плане Украинский щит разделен в работе З. А. Крутиховской и И. К. Пашкевич [234, 236] на три части:

1) западную (от северо-западных окраин щита до Николаевско-Первомайской зоны разломов), характеризующуюся мозаичным, знакопеременным полем с чередованием как положительных (100—1000 гамм), так и отрицательных (от —200 до —400 гамм) аномалий самой разнообразной конфигурации и направления;

2) центральную (от Первомайской до Западно-Ингулецкой зоны), отличающуюся спокойным отрицательным (в целом) магнитным полем невысокой интенсивности (от —50 до —200 гамм);

3) восточную (от Западно-Ингулецкой зоны до восточной окраины щита), характеризующуюся сильно аномальным положительным полем (от сотен до десятков тысяч гамм) с преимущественным развитием субмеридиональных аномалий высокой интенсивности.

Все магнитные аномалии щита эти исследователи разделяют на несколько типов:

1. Наиболее многочисленную группу в пределах щита составляют линейно-вытянутые полосовые аномалии различной интенсивности (чаще 100—5000 гамм) и направления, обусловленные главным образом метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами (различные метабазиты, сланцы, гнейсы, чарнокиты и др.), развитыми в синклинальных структурах. Особо необходимо выделить наиболее интенсивные аномалии (до 70 000 гамм), вызванные железистыми кварцитами и метабазитами, которые характерны для районов Кривого Рога, Орехово-Павлоградской зоны и др. Изучение этого типа аномалий дает наибольшую информацию о характере складчатого строения фундамента (размерах структур, их форме, простираении пород и т. д.).

2. Спокойные отрицательные магнитные аномалии, характерные для пород гранитоидного состава, наиболее широко развиты в центральной части щита, где они занимают обычно обширные площади. Отдельные гранитные массивы, породы которых обладают повышенным

содержанием магнетита, характеризуются повышенными магнитными полями (до 300—1000 гамм) обычно мозаичного строения (Уманский, Токовский, Демурицкий, Мухаревский и др.).

3. Положительные аномалии средней интенсивности (1000—2000, редко до 5000 гамм), неправильной формы, с мозаичным строением, обусловлены породами основного состава. Такие аномалии развиты главным образом в пределах Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов.

4. Узколинейные аномалии невысокой интенсивности (до 500, редко до 1000 гамм) обусловлены дайковым комплексом, связанным с разломной тектоникой; они обычно секут все остальные структуры щита и чаще имеют субширотное (Девладовские, Субботско-Мошоринские) или северо-западное простирания (Ново-Бугско-Хмелевский пояс, Емильчинский и др.).

ПРИНЦИПЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Интерпретация гравитационного и магнитного полей на щитах производится, как правило, на основе каких-либо заранее обусловленных представлений. Для Украинского кристаллического щита такими являются следующие представления:

1) об едином непрерывном плане складчатой структуры всего докембрия древней платформы [240, 241];

2) о структурах раннего докембрия как линейных геосинклинальных системах, разделенных срединными массивами [233];

3) о повсеместном развитии разломно-блоковых и складчато-разломных структур, в частном случае взаимно-ортогональных [175, 323].

Различный подход к интерпретации обуславливает и различия в геологическом объяснении одних и тех же геофизических аномалий или участков геофизических полей с одинаковыми характеристиками. Заранее обусловленный подход оставляет в большинстве случаев вне объяснений особенности геофизических полей, которые не укладываются в принятую схему. Затрудняет интерпретацию также недостаточность наших знаний о глубинном строении земной коры в первую очередь по таким вопросам, как изменение физических свойств горных пород с глубиной.

Преодолению возникающих трудностей в интерпретации может способствовать планомерное бурение на большие глубины с детальным изучением вещества и свойств горных пород, развитие работ по глубинному сейсмическому зондированию.

Наиболее перспективно представление о блоковом строении щитов, позволяющее (с известными ограничениями) распространить на глубину даже те особенности геологического строения, которые получены для заведомо близповерхностных частей земной коры (например, при изучении магнитного поля), и увязать их с данными ГСЗ. Это представление и было принято нами при построении схемы глубинного строения Украинского щита.

Главная задача таких построений — выявить крупные блоки земной коры, различающиеся по глубине заложения и степени регионального метаморфизма и разделенные глубинными разрывными нарушениями. В связи с этим основное внимание при интерпретации было уделено выделению на картах гравитационного и магнитного полей протяженных линейных структур, представляющих собой границы блоков различных порядков, которые отличаются по уровню или по характеру поля. Эти линейные элементы гравитационного и магнитного полей отождествляются нами с глубинными разломами в тех случаях, когда

есть возможность опереться на геологические данные или на данные ГСЗ. Если таких данных нет, единственным критерием глубинности выделяемых межблоковых границ является их протяженность.

К использованным нами линейным элементам гравитационного поля относятся: 1) гравитационные ступени, подразделяемые по величине горизонтального градиента (мгал/км); 2) узкие протяженные зоны минимумов (или вытянутые локальные аномалии); 3) цепочки положительных вытянутых аномалий; 4) зоны перерыва корреляции аномалий, смещения и деформации изоаномал.

Узкие протяженные зоны минимумов выделены нами как в центральной и юго-западной частях щита, так и в Приазовье и объясняются разуплотнением вещества в верхней части земной коры при процессах гранитизации. Как показывают геологические наблюдения, эти зоны связаны с калиевыми разностями гранитоидов; в их пределах интенсивно проявлены процессы калиевого метасоматоза.

В магнитном поле линейные элементы выражены:

1) границами участков магнитного поля, отличающихся по структурному плану, уровню и контрастности отдельных аномалий;

2) цепочками и линейными зонами узких положительных или отрицательных аномалий;

3) линиями корреляции и зонами нарушения корреляции магнитных аномалий.

Из 15 выделенных нами межблоковых разломов 11 пересечены профилями ГСЗ, при этом на 10 из 11 зон зафиксированы более или менее резкие изменения глубины залегания границы Мохоровичича, а в отдельных случаях и границы Конрада, которая в пределах щита не всегда четко выделяется.

Опущенные по границе Мохоровичича блоки (Ново-Украинский, Кировоградский, Криворожский) характеризуются пониженным уровнем гравитационного поля и в целом спокойным магнитным полем (частью отрицательным). Верхняя часть этих блоков сложена преимущественно гранитоидами, в меньшей мере — гнейсами с нечетко выраженным простираем. Приподнятые по границе Мохоровичича блоки (Голованевский, Запорожский, Приазовский и др.) характеризуются повышенным уровнем гравитационного поля при обилии отдельных повышений и понижений. Верхняя часть таких блоков сложена различного рода гнейсами, мигматитами, а также плотными породами чарнокитовой формации, легкие гранитоиды здесь занимают подчиненное положение.

Связь между уровнем гравитационного поля и положением границы Мохоровичича носит лишь качественный характер, так как корреляция между сглаженными значениями силы тяжести и рельефом поверхности Мохоровичича отсутствует. Наблюдается лишь тенденция к корреляции для центральной части Украинского щита. Основная часть гравитационного поля вызывается плотными неоднородностями земной коры в ее верхней части (до 10—12 км), поэтому распространение выделяемых крупных блоков на большую глубину в случаях, когда отсутствуют данные ГСЗ, может рассматриваться лишь как один из возможных вариантов строения земной коры.

Еще более сложным является определение относительного перемещения по вертикали отдельных блоков. По гравитационному полю надежное решение этой задачи в большинстве случаев не представляется возможным из-за сложности геологического разреза и отсутствия достаточных данных для выбора гравитирующей модели. Кроме того, величины вертикальных смещений, определенные по геофизическим данным для верхней части земной коры, трудно увязать со смещениями в нижней части коры. Вопрос об относительных вертикальных перемещениях (различии срезом) крупных блоков может решаться только со-

вместо с выяснением различий геологической эволюции коры в этих блоках; кроме того, не лишено основания предположение, что смещение во времени фронта метаморфизма, происходящее вместе со смещением изотермических границ, может не соответствовать реальным перемещениям по вертикали вдоль глубинных разломов при тектонических процессах. Иными словами, фронт метаморфизма может перемещаться медленнее или быстрее, чем перемещаются сами блоки.

Поэтому те выводы об относительных перемещениях блоков, которые можно сделать на основании результатов интерпретации гравитационных аномалий и которые нашли отражение на построенной нами схеме глубинного строения, следует рассматривать лишь как один из возможных вариантов и обязательно подкреплять другими, например геологическими, данными.

Для определения амплитуды вертикальных уступов по гравитационной ступени В. А. Крюченко и Э. А. Кожинной был применен способ Н. М. Никифорова [5], основанный на использовании горизонтального градиента V_{xz} . Поскольку в данном случае кривая V_{xz} является трансформацией кривой $V_z (\Delta g)$, полученной при региональных съемках, точность данных, естественно, невысока.

Для наклонного уступа определение амплитуды проводилось с помощью номограмм по кривой V_{xz} [150]. Расчеты по этим формулам выполнены для 17 профилей, выбранных вкrest гравитационных ступеней. Полученные результаты в большинстве случаев расходятся с данными ГСЗ. В какой-то мере сопоставимые результаты были получены по центральной части Одесско-Тальновской и Кировоградской зон разломов, где между значениями Δg и глубиной границы Мохорovichа намечается тенденция к корреляции. А. О. Шмидтом был опробован и способ подбора разрезов. Сопоставление выбранной

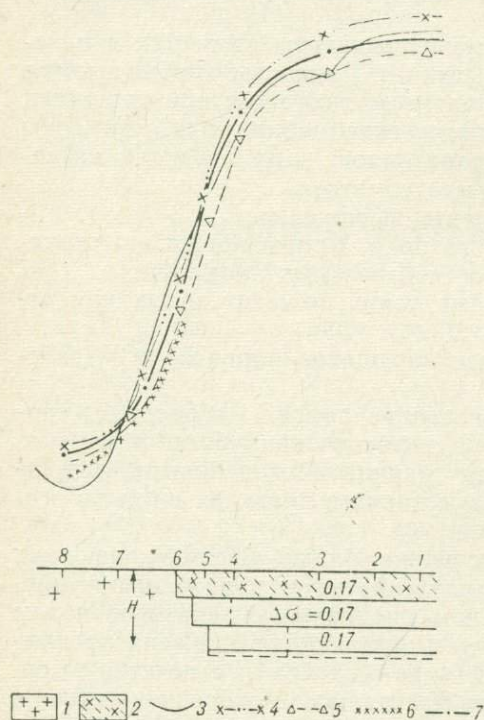


Рис. 11. Пример подбора модели гравитирующих масс разреза по аномалии над Голованевской складчатой зоной.

1 — граниты плагномикроклиновые со средней плотностью $2,62 \text{ г/см}^3$; 2 — чарнокиты, гиперстеновые кристаллические сланцы, мигматиты, средняя плотность $2,77 (2,79) \text{ г/см}^3$; 3 — наблюдаемая кривая гравитационной аномалии в редукции Буге; 4 — вычисленная кривая в двухмерном варианте разреза при плотности пород синклинория $0,15 \text{ г/см}^3$ и крутых углах падения его границ ($H=7,5 \text{ км}$); 5 — вычисленная кривая с учетом «граничной коррекции» (коэффициент 1,2) за ограниченную протяженность структуры вкrest профиля при $\sigma=0,17 \text{ г/см}^3$, $H=7,5 \text{ км}$ и крутых углах падения; 6 — вычисленная кривая без коррекции при $\sigma=0,17 \text{ г/см}^3$, $H=7,5 \text{ км}$ и пологих углах падения границ модели синклинория; 7 — вычисленная кривая без коррекции при $\sigma=0,15 \text{ г/см}^3$, $H=7 \text{ км}$, кругом падении границ структуры; 1—8 — точки вычислений; 0,17 — варианты значений плотности.

модели коры с разрезом ГСЗ и наблюдаемого поля силы тяжести с рассчитанным приведено на рис. 11. При наличии опорных данных для построения модели этот способ, по нашему мнению, следует признать наилучшим. Для оценки «глубины влияния» гравитирующих масс можно воспользоваться и простейшей формулой для двойного слоя [5].

Наконец, косвенно о наличии вертикальных движений блоков можно судить по глубине заложения складчатых структур в верхних горизонтах фундамента. С этой целью был выполнен ряд расчетов по опре-

делению центров тяжести масс по наиболее типичным гравитационным аномалиям центральной части щита. Количественные расчеты по определению центра тяжести гравитирующих масс проводились прямыми методами путем применения интегральных соотношений для интерпретации гравитационных аномалий по Е. Г. Булах [55] и способом К. Ф. Тяпкина [460] для гравитационных аномалий, обусловленных конечными по простиранию геологическими объектами. При расчетах вводились поправки, учитывающие конечные пределы интегрирования. Пример определения центров тяжести гравитирующих масс обоими методами приведен на рис. 11.

При определении нижних кромок гравитирующих тел мы исходили из предположения, что положительные гравитационные аномалии обусловлены синклинальными структурами, поперечное сечение которых в первом приближении может быть принято за треугольное, с учетом чего определенные центры тяжести примерно должны соответствовать $\frac{1}{3}$ глубины заложения структур. Сопоставление результатов, полученных обоими методами по одним и тем же аномалиям, показывает, что между ними всегда существует систематическое расхождение (глубины центров тяжести структур, определенные по второму способу, примерно в 1,3—1,5 раза выше, чем по первому). Для суждения об относительных изменениях глубины заложения структур эти расхождения не имеют принципиального значения.

При построении геолого-геофизического разреза нами были использованы результаты интерпретации по первому способу (рис. 12). В пределах опущенных блоков (Криворожском и Звенигородском) глубина заложения синклинальных структур является максимальной: 9—10 км для Сурской, Верховцевской и Братской, в то же время как для Припугульской синклинали (приподнятый Ингуло-Ингулецкий блок) она составляет 6—7 км, а для структур наиболее поднятого Голованевского блока — всего 4—5 км.

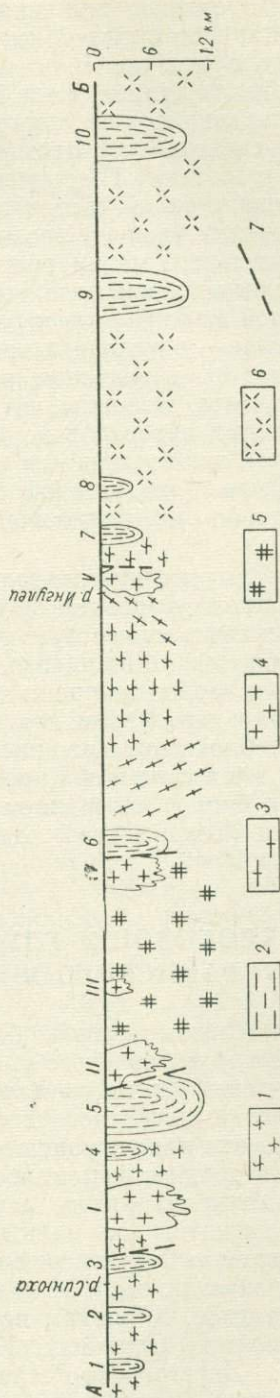


Рис. 12. Расчетный геолого-геофизический разрез по линии Первомайск — Кировград — Днепропетровск.

1 — гипертенсондежидация кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, граниты; 2 — синклинальные структуры, сложенные метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами преимущественно основного состава и предполагаемая форма их залегания согласно вычислениям (1 — Первомайская, 2 — Бугско-Синюхинская, 3 — Синюхинская, 4 — Вознесенская, 5 — Братская, 6 — Ингульская, 7 — Пятихатская, 8 — Чертомлыкская, 9 — Верховцевская, 10 — Сурская); 3 — биогитовые гнейсы; 4 — массивы существующих микроклиновых гранитов (I — Вознесенский, II — Братский, III — Центральный, IV — Бобринцевский, V — Владимирский); 5 — граниты Новоукраинского массива; 6 — плагиоклинозиты и плагиограниты; 7 — разломы.

Приингульская и особенно структуры Голованевского блока являются более глубоко эродированными по сравнению с Братской, Сурской и Верховцевской, что находится в соответствии с полученными направлениями движений этих блоков. Исключение из этого составляет лишь Криворожская синклиналь, глубина заложения которой по расчетам составляет около 5 км, что недостаточно для опущенного Криворожского блока.

В пределах приподнятых более эродированных блоков, более широко развиты мигматиты, породы чарнокитового комплекса и различного рода гнейсы. Это характерно для Винницко-Житомирского, Запорожского и особенно Голованевского блоков.

Возможно, такой состав пород свидетельствует о некотором соответствии между уровнем эрозионного среза и интенсивностью проявления регионального метаморфизма. В центральной части щита в пределах опущенных блоков развиты породы, образовавшиеся в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, в то время как в пределах приподнятых блоков — в условиях гранулитовой фации. Это в какой-то мере подтверждается характером распределения радиоактивных элементов в породах щита. Известно, что в процессе регионального метаморфизма происходит перераспределение радиоактивных элементов в толще земной коры, заключающееся в выносе их из пород высших фаций метаморфизма (эклогитовой и гранулитовой) и привносе в зоны развития пород амфиболитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма.

Результаты гамма-спектрометрии позволяют высказать предположение, что между уровнем эрозионного среза и содержанием радиоактивных элементов существует определенная связь. Так, в пределах приподнятых блоков (Винницкого, Голованевского, Западно-Ингулецкого) кларковые содержания урана чрезвычайно низки [порядка $(1,0 \div 2,5) \times 10^{-4}\%$], что характерно для пород гранулитовой фации. В пределах опущенных блоков содержание урана значительно выше и изменяется в широких пределах: для Кировоградско-Новоукраинского и Новоград-Вольнского блоков составляет порядка $(2,5 \div 5,0) \times 10^{-4}\%$, а для Криворожского (Токовский и Демурицкий гранитные массивы) даже $(5,0 \div 10,0) \times 10^{-4}\%$.

БЛОКОВОЕ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА

При выделении крупных блоков структур, представленных на схематической карте блокового и глубинного строения Украинского щита (рис. 13), нами учитывались региональный уровень и структура гравитационного и магнитного полей, распределение физических свойств кристаллических пород, мощность земной коры по данным ГСЗ. За границы блоков принимались наиболее протяженные и контрастные гравитационные ступени, в ряде случаев сопряженные с зонами линейно-полосовых магнитных аномалий.

Рассматривая Украинский щит в целом в качестве надпорядковой тектонической единицы, мы выделяем в его пределах блоки первого и второго порядков. К блокам первого порядка с северо-запада на юго-восток относятся: Осницкий, Коростенско-Шепетовский, Житомирско-Винницкий, Днестровско-Росинский, Голованевский, Звенигородско-Кировоградский, Ингуло-Ингулецкий, Приднепровский, Приазовский. В пределах некоторых из них выделены блоки второго порядка. Границами этих блоков в нашем понимании являются линеаменты, выделяемые в геофизических полях, протяженные и контрастные гравитационные ступени, в ряде случаев сопряженные с зонами полосовых магнитных

аномалий. Детальное геологическое изучение позволяет проследить в пределах этих границ зоны длительно развивавшихся разрывных нарушений, связываемые нами с разломами, проникающими в глубинные части земной коры. Это подтверждается имеющимися данными ГСЗ. В пределах Украинского щита нами выделено десять наиболее крупных разломов (см. рис. 13), простирающие которых закономерно меняется от северо-восточного в западной части щита до меридионального и затем северо-северо-восточного в его восточной части. Многие из глубинных разломов при их прослеживании по простираанию меняют свое направление от северо-западного к меридиональному или северо-восточному и снова к северо-западному.

Суцано-Пержанский глубинный разлом фиксируется гравитационной ступенью интенсивностью 2—3 мгал/км, протягивающейся в северо-восточном субширотном направлении на расстояние около 260 км. Интенсивность, ширина ступени (8—10 км) и однородность структуры поля сохраняются на всем ее протяжении. В магнитном поле зона выражена чередованием линейных малоинтенсивных максимумов и минимумов Z_a , которые связаны с чередованием гранодиоритов осницкого комплекса и существенно калиевых метасоматических гранитов пержанского комплекса. Помимо разнообразных щелочных метасоматических гранитоидов в строении Суцано-Пержанской тектонической зоны участвуют бластомилониты и другие образования дислокационного метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Сейсмических данных по зоне нет.

Тетеревский глубинный разлом фиксируется на расстоянии 340 км по линии Макаров — Староконстантинов — Черняховск уникально прямолинейной гравитационной ступенью северо-восточного простираения небольшой интенсивности (1—1,5 мгал/км) и является одновременно границей отчетливой смены структуры гравитационного и магнитного полей в пределах разделяемых им блоков. Геологические данные о проявлении связанных с этой зоной разрывных нарушений отсутствуют, но разделяемые им блоки характеризуются различным набором формаций.

Джурин-Немировский разлом, прослеженный по геофизическим данным на протяжении 400 км, имеет северо-восточное направление, постепенно меняющееся к северу на близмеридиональное. Он фиксируется интенсивной гравитационной ступенью (1,5—2,5 мгал/км), а в магнитном поле соответствует границе раздела спокойного близнулевого поля на западе и резко дифференцированного на востоке.

Весьма характерно, что структура магнитного поля и локальных аномалий гравитационного поля в периферических частях разделяемых блоков согласуется с северо-восточным направлением связанных с зоной разлома аномалий. Среди последних наиболее интересны линейные локальные минимумы Δg в пределах Днестровско-Росинского блока, прилегающих к разлому.

Джурин-Немировский разлом по геологическим данным [133, 296] развивался в архее и раннем протерозое (бластомилониты амфиболитовой фации метаморфизма) и активизирован в раннепалеозойское время (вулканы трахилипаритовой формации).

Одесско-Тальновский разлом фиксируется интенсивной и контрастной гравитационной ступенью близмеридионального северо-восточного направления на протяжении около 500 км. По геофизическим данным он продолжается на юге в древнем фундаменте Причерноморской впадины.

С запада гравитационная ступень обрамляется линейными минимумами Δg , связанными с наиболее разуплотненными породами докембрия — калиевыми гранитами и щелочными метасоматическими образованиями. Линейные зоны разуплотнения прослеживаются вдоль всей восточной границы Днестровско-Росинского блока. Разлом документи-

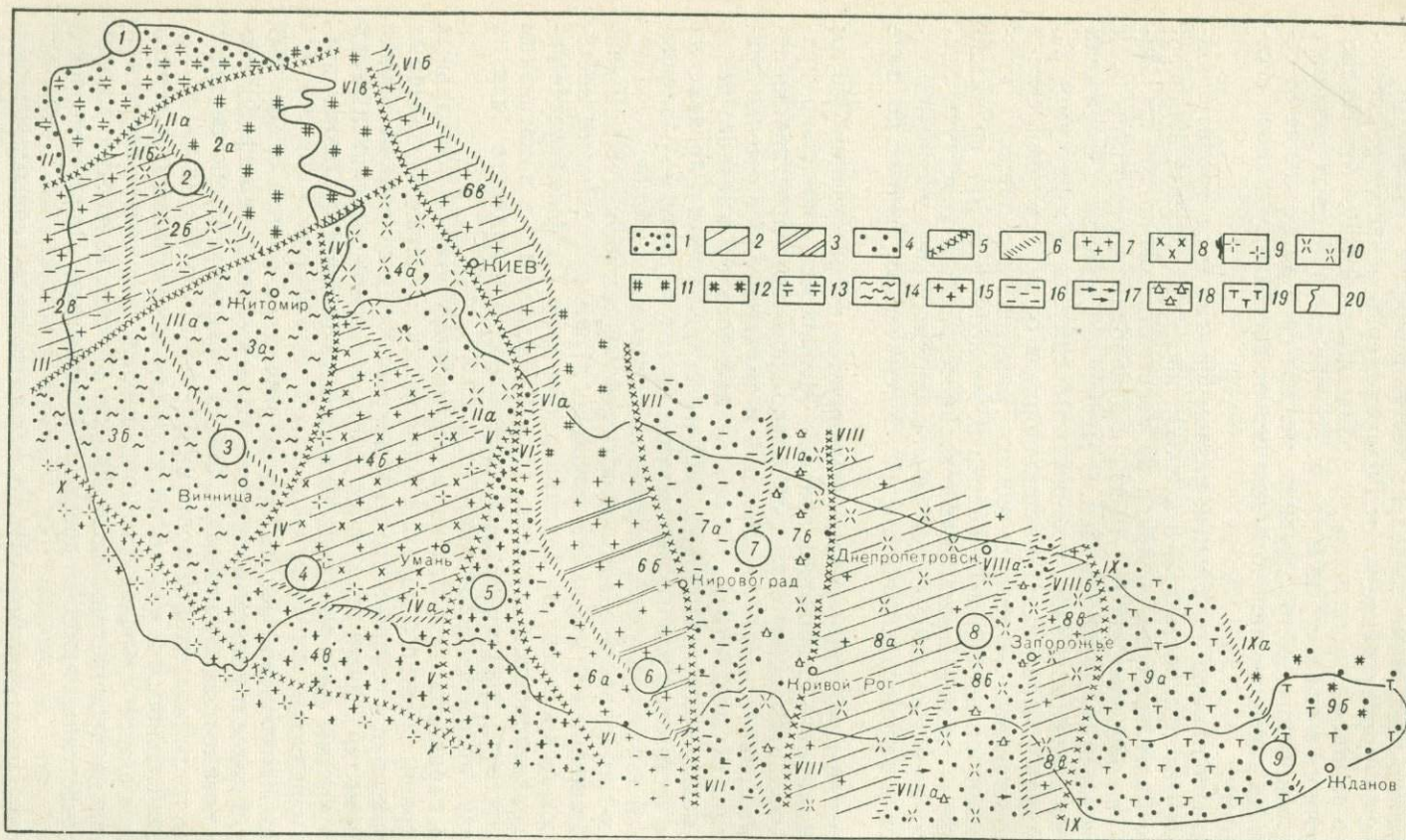


Рис. 13. Схематическая карта блокового и глубинного строения Украинского щита.

1 — блоки с плотной слабо дифференцированной корой; 2 — блоки с разуплотненной дифференцированной корой; 3 — блоки с разуплотненной максимально дифференцированной корой; 4 — блоки с корой промежуточного типа; 5 — межблоковые глубинные разломы первого порядка; 6 — межблоковые разломы второго порядка. Преобладающий состав геологических образований в верхней части коры, до глубины ΔH , по результатам интерпретации геофизических и петрофизических данных: 7 — микроклиновые и плаггиомикроклиновые граниты, 8 — мигматиты, 9 — плаггиограниты и гранодиориты, 10 — плаггиомигматиты, 11 — граниты рапакиви, габбро, плаггиоклазиты коростенского комплекса, 12 — сyenиты, щелочные сyenиты и граниты, 13 — диориты и гранодиориты осницкого комплекса, 14 — биотит-гранат-кордиеритовые мигматиты

и граниты, 15 — гипертеновые граниты и мигматиты, 16 — биотитовые гнейсы, 17 — амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, 18 — пироксеновые и амфибол-пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, 19 — биотит-пироксен-амфиболовые гнейсы, магнетитовые кварциты и джезилиты, кальцифиры; 20 — граница распространения выходов кристаллических пород на поверхность.

Блоки первого порядка и их расчетные параметры: 1 — Осницкий ($\sigma=2,72$; $\delta g=17$; $\Delta\sigma=0,05$; $\Delta H=8$)*, 2 — Коростенско-Шепетовский; 3 — Житомирско-Винницкий ($\sigma=2,72$; $\delta g=5$; $\Delta\sigma=0,05$; $\Delta H=3$), 4 — Днестровско-Росийский; 5 — Голановский ($\sigma=2,76$; $\delta g=21$; $\Delta\sigma=0,10$; $\Delta H=5$, $M=42$), 6 — Звенигородско-Новоукраинский (Звенигородско-Кировоградский); 7 — Ингулево-Ингулецкий ($\sigma=2,67$; $\delta g=5$, $\Delta\sigma=0,02$, $M=40$), 26 — Новоград-Волынский ($\sigma=2,76$; $\delta g=10$, $\Delta\sigma=0,25$, $M=45-52$), 28 — Шепетовский; 30 — Житомирский; 33 — Винницкий; 34 — Коростенский ($\sigma=2,76$; $\delta g=20$), $\Delta\sigma=0,05$, $M=45$), 40 — Новоград-Волынский ($\sigma=2,76$; $\delta g=3$, $\Delta\sigma=0,07$, $\Delta H=1$), 6а — Фастовский ($\sigma=2,66$; $\delta g=0$, $\Delta\sigma=0,01$, $\Delta H=0$), 46 — Гайсинский ($\sigma=2,64$; $\delta g=10$, $\Delta\sigma=0,09$, $\Delta H=3$, $M=55$), 4в — Днестровский ($\sigma=2,76$; $\delta g=3$, $\Delta\sigma=0,07$, $\Delta H=1$), 6а — Звенигородский ($\sigma=2,66$; $\delta g=3$, $\Delta\sigma=0,02$, $\Delta H=3$, $M=45$), 6б — Новоукраинский (Кировоградский; $\sigma=2,62$; $\delta g=24$, $\Delta\sigma=0,05$, $\Delta H=10$, $M=52$), 6в — Киевский ($\sigma=2,63$, $M=50$), 7а — Ингулецкий; 7б — Ингулецкий; 8а — Кировоградский ($\sigma=2,64$; $\delta g=5$, $\Delta\sigma=0,04$, $\Delta H=3$, $M=49$), 8в — Западно-Приазовский ($\sigma=2,70$; $\delta g=6$, $\Delta\sigma=0,04$, $\Delta H=4$, $M=40$), 9б — Восточно-Приазовский ($\sigma=2,65$; $\delta g=9$, $\Delta\sigma=0,05$, $\Delta H=4-5$, $M=42$), Межблочные разломы первого и второго порядка; 11а — Суцанско-Пержанский; 11в — Коростенский; 11с — Шепетовский; 11д — Тетеревский; 11е — Побульский; 11ж — Дзурин-Немировский; 11з — Дзурин-Немировский; 11г — Росийский; 11д — Гайворон-Шаргородский; 11е — Одесско-Тальновский; 11в — Шепетовский; 11г — Тетеревский; 11д — Киевский; 11а — Звенигородско-Днепропетровский; 11б — Ядловско-Трактемировский (Каневский); 11г — Кировоградский; 11а — Западно-Ингулецкий (Доминский); 11б — Кировоградский; 11а — Каховский; 11бб — Белозерский; 11х — Орехово-Павлоградский; 11а — Центрально-Приазовский; 11х — Днестровский.

* Основные расчетные параметры блоков: σ — средняя плотность кристаллических пород на уровне среза, г/см³; δg — разность среднего уровня поля Δg блока и его окружения, мгал; $\Delta\sigma$ — избыточная плотность блока и его окружения, г/см³; ΔH — разность глубины равноплотных горизонтов в коре, км (вертикальная мощность гравитирующих контактов блока с указанной плотностью); M — средняя мощность коры по данным ГСЗ, км.

руется проявлениями дислокационного метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. По данным ГСЗ с ним связан перепад глубины залегания раздела Моховичича с амплитудой до 20 км.

Детальная структура гравитационного и магнитного полей разлома чрезвычайно сложна. В магнитном поле он фиксируется зоной линейнополосовых контрастных аномалий интенсивностью до 10—20 мЭ, связанных с образованием вторичного магнетита в дислокационно-метаморфических породах — псевдотахилитах и порфиробластических мигматитах.

Киевский разлом прослеживается в северо-западном направлении на 300 км в виде интенсивной гравитационной ступени. В магнитном поле он выражен менее отчетливо. Возможно, что этот разлом является продолжением Одесско-Тальновской тектонической зоны. По данным ГСЗ ему отвечает относительное увеличение глубины залегания поверхности Моховичича на несколько километров.

Николаевско-Первомайский разлом прослеживается непрерывной системой контрастных и интенсивных гравитационных ступеней на расстоянии свыше 400 км, непосредственно от участка сопряжения Одесско-Тальновского и Киевского разломов в меридиональном направлении, сменяющемся к югу на северо-западное и снова близмеридиональное. Разлом фиксируется по границе изменения уровня и структуры магнитного поля. На всем протяжении разлом документирован проявлением метаморфизма амфиболитовой фации. По данным ГСЗ он четко не проявляется.

Особенностью Николаевско-Первомайского разлома является согласованность его со складчатыми структурами высоких порядков в обоих разделяемых им блоках, что находит отражение в плане локальных аномалий магнитного поля и остаточных аномалий Δg .

Кировоградский разлом по геофизическим данным прослеживается в субмеридиональном направлении на расстоянии 490 км в пределах Украинского щита и его южного и северного склонов между Херсонским и Припятско-Днепровским разломами, являющимися морфоструктурными границами щита. Разлом местами фиксируется гравитационной ступенью, интенсивность которой максимальна в центральных его частях. В центральной части Кировоградский разлом сопровождается линейным минимумом поля остаточных аномалий Δg , которые тя-

нутся вдоль его западного борта на протяжении 100 км и связываются нами с зоной разуплотнения.

В магнитном поле Кировоградский разлом проявлен не повсеместно благодаря слабой намагниченности вмещающих пород (в основном гранитоидов). Разлом представлен широкой зоной разрывных нарушений, выраженных катаклазитами и милонитами, соответствующими амфиболитовой и зеленосланцевой фациям метаморфизма. В глубинном сейсмическом разрезе по VIII профилю зондирований положению разлома соответствует большой перепад границы Мохоровичича, от 37 км на востоке до 54 км на западе. Перепад устанавливается в виде ступенчатого погружения отражающей границы Мохоровичича со скоростью 8,0—8,1 км/сек и не связан с изменением положения границы Конрада. На поверхности фундамента смещения не зафиксированы.

Криворожский глубинный разлом прослеживается в гравитационном поле прямолинейной зоной гравитационных ступеней, простирающихся в северо-восточном направлении $12\text{--}18^\circ$ на расстоянии свыше 1000 км. Почти на всем протяжении в пределах фундамента Русской платформы Криворожский разлом разделяет области с различным уровнем и структурой гравитационного поля; трассирующие его аномалии продолжают, вероятно, на юг под акваторией Черного моря.

В пределах Украинского щита и его склонов, между Днепровско-Донецким и Херсонским пограничными разломами, Криворожский разлом выражается полосой весьма интенсивных магнитных аномалий, детально охарактеризованных З. А. Крутиховской и И. К. Пашкевич [235] и связанных с узкими синклиноными структурами, сложенными метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями и породами джеспилитовой формации раннего протерозоя.

Структурный план магнитных и гравитационных аномалий Криворожского разлома имеет сходный характер со структурным планом локальных аномалий прилегающей с востока территории, но дискордантен относительно плана магнитных и гравитационных аномалий, расположенных к западу от разлома. Характеристика Криворожской зоны дополняется Ингульским, Зеленовским и Хмельницким линейными минимумами Δg , расположенными вдоль западного края зоны и связанными с микроклиновыми гранитами, трассирующими ее почти на всем протяжении в пределах свода Украинского щита. В глубинном сейсмическом разрезе [423] Криворожскому разлому соответствуют резкое погружение поверхности Мохоровичича до глубины 65—70 км и заметное погружение выделяемой здесь границы Конрада.

Орехово-Павлоградский разлом простирается в субмеридиональном направлении, от северной границы щита (от Днепровско-Донецкого разлома) до его южных склонов, уходит под акватории Азовского и Черного морей и фиксируется двумя характерными сближенными гравитационными ступенями и ограниченной ими зоной интенсивных линейных магнитных аномалий на расстоянии свыше 450 км. Магнитные аномалии связаны с ультрабазитами и железисто-кремнистыми породами орехово-павлоградской свиты нижнего протерозоя. Внутри Орехово-Павлоградской зоны разломов прослеживаются отдельные линейные минимумы Δg в поле остаточных аномалий, связываемых с гранитоидами, состав которых детально не изучен. По данным ГСЗ с зоной связан перепад глубины залегания границы Мохоровичича от 46 до 52 км, с востока на запад.

Особое положение среди этих структур занимает Днестровский разлом, рассматриваемый в качестве юго-западного — южного ограничения Житомирско-Винницкого и Днестровско-Росинского блоков. Этот разлом фиксируется широкой и интенсивной гравитационной ступенью запад-северо-западного направления на протяжении 400 км. Природа Днестровского разлома окончательно не установлена.

Погружения подошвы коры в связи с межблоковыми разломами установлены по данным ГСЗ для Криворожского, Одесско-Тальновского, Кировоградского, Орехово-Павлоградского и Звенигородско-Анновского разломов, перечисленных в порядке уменьшения амплитуды локального погружения границы Мохоровичича.

Все выделенные нами блоки по их геофизическим особенностям можно разделить на две группы. К первой группе относятся блоки с относительно высоким уровнем гравитационного поля, высокими средними значениями плотности кристаллических пород, нормальным или аномально высоким положением границы Мохоровичича. В строении этих блоков преобладают архейские породы, слагающие брахиформные складчатые структуры и гранитоиды плагногранит-чарнокитовой формации.

Блоки второй группы характеризуются пониженным или низким уровнем гравитационного поля, низкими расчетными значениями плотности, глубоким залеганием поверхности Мохоровичича и сложены главным образом существенно киевскими гранитоидами и метаморфическими породами раннего протерозоя. Последние образуют крупные складчатые зоны одинакового в пределах блока простирания.

Проведенный нами анализ физических свойств позволяет выявить более высокие модалные значения плотности пород архейских формаций Украинского щита по сравнению с раннепротерозойскими. Для метаморфических пород это иллюстрируется табл. 2.

Таблица 2

Модалные значения плотности пород архейских формаций Украинского щита

Бугская серия архея	Плотность, г/см ³	Ингульская серия раннего протерозоя	Плотность, г/см ³
Гнейсы биотит-плагноклазовые	2,81	Гнейсы биотит-плагноклазовые и биотитовые	2,70
Гнейсы амфиболовые и близкие по составу породы	2,86	Гнейсы амфиболовые и близкие по составу породы	2,78
Пироксен-плагноклазовые гнейсы и кристаллические сланцы	2,93	Пироксен-плагноклазовые гнейсы и кристаллические сланцы	2,83

Такие же особенности намечаются и для гранитоидов. Плотность архейских гранитоидов (гиперстеновых гранитов и мигматитов, пироксен-амфиболовых гранодиоритов, гранат-биотитовых гранитов и мигматитов) 2,75—2,83, в то время как для раннепротерозойских плагниомикроклиновых гранитов и мигматитов широко распространенного кировоградско-житомирского комплекса составляет всего 2,62—2,65 г/см³.

Таким образом, блоки первой группы можно характеризовать как блоки с относительно плотной корой, а второй группы — как блоки с разуплотненной корой, или кратко плотные и разуплотненные блоки.

На основании данных ГСЗ устанавливается существенное различие в составе и структуре земной коры для блоков двух типов. К более плотным блокам первого порядка относятся Житомирско-Винницкий, Голованевский, Ингуло-Ингулецкий и Приазовский блоки. К блокам с разуплотненным (и более дифференцированным) разрезом верхней части коры или сокращенно разуплотненным блокам относятся: Коростенско-Шепетовский, Днестровско-Росинский, Звенигородско-Кировоградский и Приднепровский. На уровне блоков второго порядка в пределах разуплотненных блоков выделяются максимально разуплотненные блоки: Кировоградский и, возможно, Шепетовский.

Кроме использования опубликованных сейсмических разрезов нами подобрана модель сейсмоплотностного разреза коры Украинского щита (рис. 14, 15, 16), расчеты вариантов которой выполнены В. Б. Бурьяновым по программе, учитывающей переменные значения плотности по глубине разреза с градиентами, различными для отдельных блоков, составленной В. И. Старостенко в вычислительном центре Института геофизики АН УССР [428].

Блоки первого типа характеризуются относительно простой структурой сейсмического и плотностного разреза коры. Для блоков второго типа помимо увеличенной общей толщины коры характерен более сложный сейсмический разрез, особенно дифференцированный вблизи ограничивающих блоки глубинных разломов, с которыми связаны зоны аномально резкого погружения поверхности Мохоровичича. Им соответствует сложный плотностной разрез коры (с возрастанием плотности с глубиной) с зонами разуплотнения в пределах «гранитного» слоя и возможными зонами переуплотнения вещества верхней мантии. Типичный двухслойный разрез коры с четкой границей раздела Конрада наблюдается только для Кировоградского блока, относящегося к подтипу максимально разуплотненных блоков.

Осницкий блок первого порядка, расположенный на северо-западной окраине щита и ограниченный Суцано-Пержанским разломом выделяется высоким уровнем достаточно однородного гравитационного поля и соответствует одноименному крупному максимуму Δg . Магнитное поле неоднородно, но слабо дифференцировано. Средняя плотность пород кристаллического фундамента $2,72 \text{ г/см}^3$ согласуется с установленным преобладанием в составе блока метаморфизованных и гранитизированных основных пород, плотности которых лежат в интервале значений $2,69—2,83 \text{ г/см}^3$. Магнитные и локальные гравитационные аномалии образуют крупный овал с удлинением на северо-восток, занимающий всю площадь блока и соответствующий единой синклинойной структуре, располагающейся в верхней части блока. В строении этой структуры метаморфизованные основные породы имеют большее значение, чем это предполагалось ранее.

Коростенско-Шепетовский блок ограничен Суцано-Пержанским и Теревским разломами и характеризуется низким средним уровнем гравитационного поля. В его пределах четко обособлены три блока второго порядка, с юго-запада на северо-восток: Шепетовский, Новоград-Волынский и Коростенский, отличающиеся по структуре гравитационного и магнитного полей.

Средние расчетные параметры (см. рис. 10) получены в целом для Шепетовского и Новоград-Волынского блоков второго порядка и характеризуют средний состав преобладающих в этих блоках пород мигматит-гранитовой формации, не характерных для соседних Осницкого и Житомирско-Винницкого блоков первого порядка.

Гравитационное поле Шепетовского блока, обусловленное чередованием положительных и отрицательных субмеридиональных линейных и слабо вытянутых аномалий третьего порядка протяженностью до первых десятков километров, связано с закономерным чередованием синклинойных и антиклинойных структур. В строении синклинойных преобладают биотитовые гнейсы тетеревской серии, антиклинойрии сложены калиевыми гранитами кировоградско-житомирского комплекса, что дает разницу в плотности $0,04—0,06 \text{ г/см}^3$. Магнитные аномалии по знаку соответствуют гравитационным. Аномалии третьего и более высоких порядков отражают своеобразный узор внутренней складчатости блока вблизи Суцано-Пержанской зоны, согласующийся с ее аномалиями.

Новоград-Волынский блок по внутренней структуре полей аналогичен Шепетовскому; его отличает лишь более высокий средний уровень магнитного и гравитационного полей, что связано, видимо, с большей

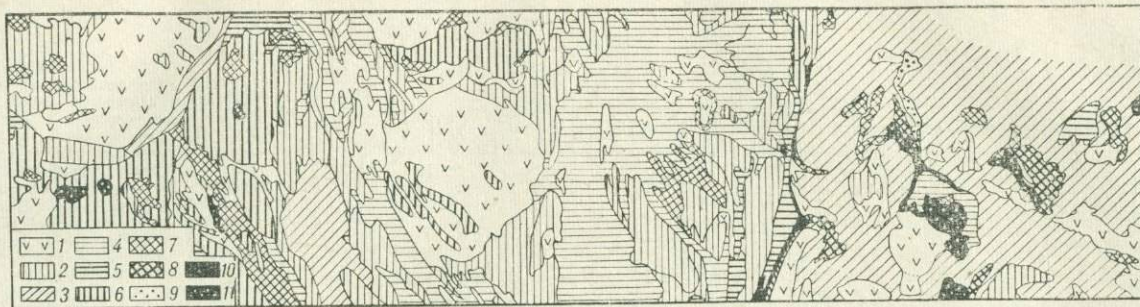


Рис. 14. Схема распределения плотности кристаллических пород в центральной части Украинского щита.

Плотность, г/см^3 : 1 — 2,60—2,62; 2 — 2,63—2,64; 3 — 2,65—2,66; 4 — 2,67—2,70; 5 — 2,71—2,75; 6 — 2,76—2,80; 7 — 2,81—2,85; 8 — 2,86—2,90; 9 — 2,91—2,95; 10 — 2,96—3,00; 11 — 3,01 и выше.

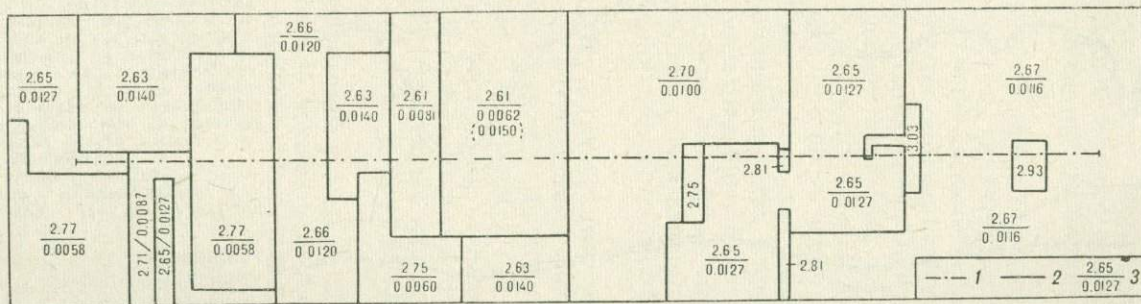


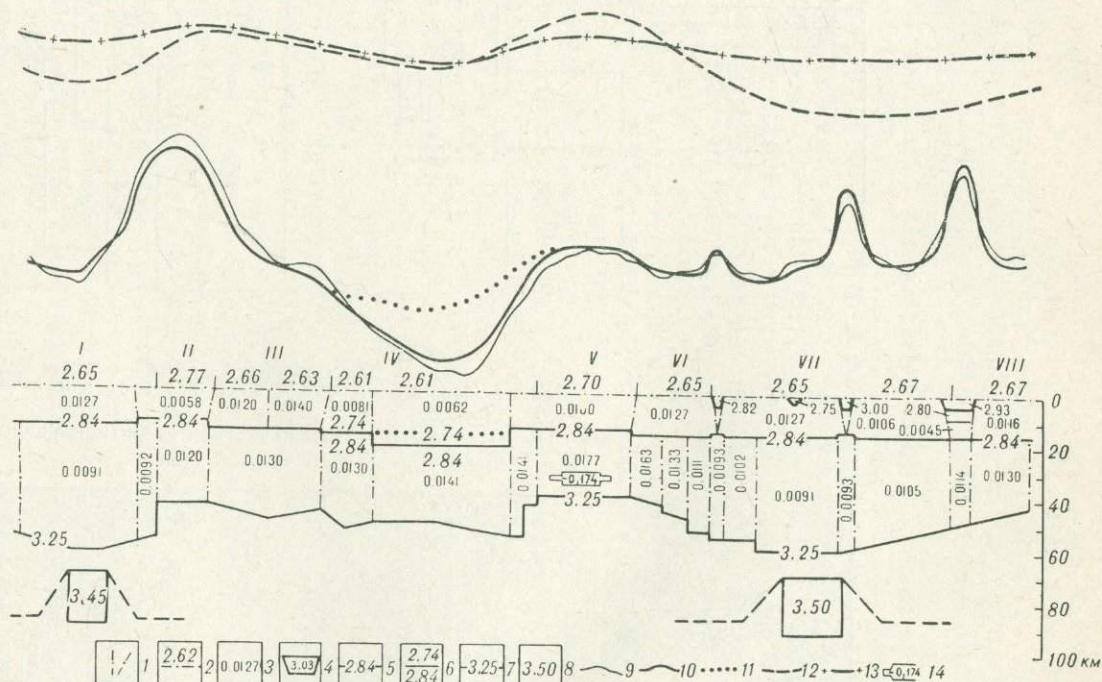
Рис. 15. Границы блоков плотностей модели в плане (для площади, показанной на рис. 14).

1 — положение профиля, по которому подобрана модель земной коры; 2 — контуры блоков модели с различной плотностью; 3 — средняя плотность кристаллических пород на поверхности, г/см^3 (в числителе) и градиент нарастания ее с глубиной, $\text{г}/(\text{см}^3 \cdot \text{км})$ (в знаменателе).

Рис. 16. Модель плотностного разреза земной коры Украинского щита по линии VIII широтного профиля ГСЗ. Составили А. О. Шмидт, В. Б. Бурьянов (данные ГСЗ по В. Б. Соллогубу, А. А. Трипольскому и другим, 1971 г.).

Блоки: I — Гайсинский, II — Голованевский, III — Звенигородский, IV — Кировоградский, V — Ингульский, VI — Западно-Ингулецкий, VII — Криворожский, VIII — Запорожский.

1 — граница гравитирующих блоков модели с непрерывно нарастающей плотностью по вертикали; 2 — плотность на поверхности консолидированной коры блока, г/см³; 3 — градиент нарастания плотности с глубиной, г/см³, различный для участков блоков в «гранитном» и «базальтовом» слоях; 4 — границы блоков модели, гравитационный эффект которых вычислен с постоянным значением плотности, г/см³; 5 — поверхность выравнивания вышележащих плотностных неоднородностей «гранитного» слоя коры и значение плотности на ней, г/см³ (без скачка); 6 — скачок плотности на поверхности выравнивания в блоке с максимально разуплотненной корой; 7 — поверхность Мохоровичича (среднее положение по данным сейсмических разрезов) и принятое значение плотности вещества, г/см³; 8 — значение плотности вещества, г/см³, в пределах зон уплотнения в подкоровом слое (показаны два расчетных варианта границ зон); 9 — кривая наблюдаемого поля; 10 — вычисленная кривая гравитационного эффекта верхней части модели земной коры, до глубины 22 км; 11 — вариант положения поверхности выравнивания при отсутствии скачка плотности и соответствующая вычисленная кривая гравитационного эффекта верхней части коры; 12 — вычисленный гравитационный эффект «базальтового» слоя и рельефа поверхности Мохоровичича (нижняя часть модели глубже 22 км); 13 — суммарная кривая взаимокompенсиремых эффектов «базальтового» и верхней части подкорового слоя; 14 — область дефицита плотности в нижней части коры, соответствующая установленной зоне проводимости.



сохранностью реликтовых складчатых структур, сложенных биотитовыми гнейсами. Кроме того, в строении этого блока участвуют гранитоидные породы различных формаций. Это объясняет и более сложную детальную структуру магнитного поля Новоград-Волинского блока.

Шепетовская зона разломов, разграничивающая блоки второго порядка, фиксируется мало контрастной гравитационной ступенью, протяженностью около 150 км. Ступень осложнена четко фиксирующимся в наблюдаемом и локализованном поле линейным минимумом аномалий силы тяжести, геологическая природа которого выяснена недостаточно. На профиле ГСЗ Шепетовской зоне соответствует утолщение коры от 49—50 до 55 км. Среди рассмотренных блоков второго порядка максимальной толщиной коры характеризуется Шепетовский блок (48—55 км), минимальной — Коростенский (38—42 км).

Житомирско-Винницкий блок первого порядка, ограниченный Тетеревским и Джуриин-Немировским разломами, характеризуется достаточно однородным полем силы тяжести с более высоким средним уровнем по сравнению с сопредельными Коростенско-Шепетовским и Гайсинским блоками. Магнитное поле низкое и однородное. Побужская зона линейных минимумов силы тяжести разделяет этот блок на Житомирский и Винницкий блоки второго порядка, которые различаются по плотности и другим параметрам. Средняя плотность кристаллических пород для Житомирского блока составляет 2,70, а для Винницкого — 2,76 г/см³, что связано с различием глубинного состава блоков (архейские гранат-кордиеритовые граниты и мигматиты преобладают в Житомирском блоке, а в пределах Винницкого — те же породы ассоциируют с более плотными гиперстеновыми кристаллическими сланцами и гиперстеновыми гранитами). Модальные значения плотности этих пород соответственно 2,74; 2,80; 2,75 г/см³.

Внутренняя структура блоков осложнена гравитационными максимумами второго — третьего порядков, соответствующими синклинорным структурам архея (Шаргородская, Бердичевская и Винницкая синклинали в Винницком блоке, Житомирская и Липовецкая — в Житомирском) и разделяемыми линейными минимумами Δg , отвечающими антиклинориям (Липовецкий антиклинорий в Житомирском блоке и ряд более мелких структур высшего порядка, сложенных плаггиомикроклиновыми мигматитами и гранитами с плотностью 2,62—2,68 г/см³, в пределах Винницкого блока).

Днестровско-Росинский блок, ограниченный с запада Джуриин-Немировской, а с востока Одесско-Тальновской зонами разломов, состоит из трех обособленных блоков второго порядка — Фастовского, Гайсинского и Днестровского.

Фастовский блок второго порядка, ограниченный на северо-востоке Киевским, на северо-западе фланговыми зонами Тетеревского и Джуриин-Немировского разломов первого порядка и на юго-западе Росинским разломом второго порядка, совпадает с региональным максимумом силы тяжести небольшой интенсивности и характеризуется преобладанием меридиональных аномалий магнитного поля. Несмотря на то, что на поверхности блока широко распространены нижнепротерозойские гнейсы и амфиболиты, в верхней части его разреза, по данным интерпретации геолого-геофизических материалов, должны преобладать плаггиограниты и плаггиомигматиты, что согласуется с вычисленным значением средней плотности (2,64 г/см³).

Гайсинский блок второго порядка соответствует крупному гравитационному минимуму, характеризующемуся своеобразной прямоугольной формой и размерами 150 × 200 км. В плане она обусловлена разломными ограничениями по Джуриин-Немировской, Гайворон-Шаргородской и Одесско-Тальновской зонам, являющимся примерами наиболее контрастных границ смены уровня и характера геофизических полей и их

внутренней структуры по разломам. Менее контрастна северная граница блока по зоне неинтенсивных гравитационных ступеней Росинского разлома, отделяющая блок от соседнего Фастовского блока второго порядка.

В гравитационном и магнитном полях Гайсинского блока отчетливо выражено его подразделение на четыре различных по конфигурации блока третьего порядка, отличающихся структурой полей, которая отражает различия в их складчатом строении. Северный Сквирский блок в магнитном поле и полях локальных (остаточных) аномалий силы тяжести характеризуется сочетанием и взаимными постепенными пере-

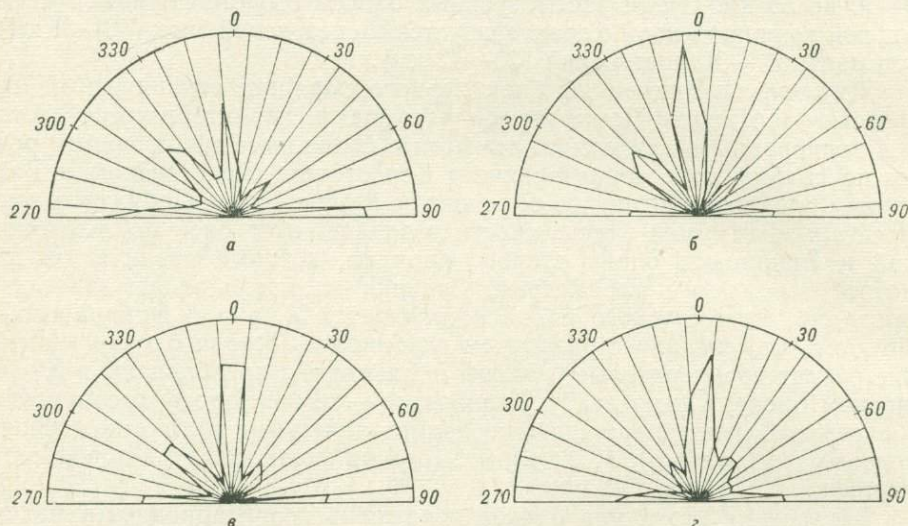


Рис. 17. Диаграммы направлений осей локальных магнитных аномалий для блоков второго порядка.

а — Гайсинского ($n=407$); б — Фастовского ($n=214$); в — Новоград-Волинского ($n=405$); г — Криворожского ($n=501$).

дами аномалий близмеридионального и северо-западного плана (рис. 17).

Меридиональный план связан со структурой реликтовых метаморфических пород архея — нижнего протерозоя и преобладающих количественно плагиогранитов с плотностью $2,64-2,72 \text{ г/см}^3$. Северо-западный план структуры блока сформирован главным образом микроклиновыми мигматитами кировоградско-житомирского комплекса с модальными значениями плотности $2,64-2,65 \text{ г/см}^3$ и гранитами того же комплекса ($2,62 \text{ г/см}^3$), входящими в состав мигматит-гранитовой формации нижнего протерозоя. Породы последней преобладают в Сквирском блоке.

Уманский блок третьего порядка отделяется от Сквирского меридиональной Уманской зоной разломов, фиксируемой четкой гравитационной ступенью. Этот блок отличается пониженным уровнем поля силы тяжести, сложной внутренней структурой этого поля и меридиональным простиранением магнитных аномалий. В составе блока преобладают микроклиновые граниты сложно дифференцированного Уманского массива с модальным значением плотности $2,62 \text{ г/см}^3$, отвечающие мигматит-гранитовой формации нижнего протерозоя, что и объясняет относительный минимум силы тяжести.

В восточной окраине блока устанавливается четкий линейный минимум Δg в поле локальных аномалий, имеющий размеры $40 \times 4-5 \text{ км}$, связанный с зоной порфиробластических микроклиновых гранитов пониженной плотности (модальное значение $2,60 \text{ г/см}^3$). Эти породы уча-

ствуют в строении западного борта Одесско-Тальновской зоны разломов. Глубина залегания «нижней кромки» рассмотренной линейной зоны разуплотнения, полученная вычислениями по палеткам А. А. Духовского [150], варьирует в пределах 8—12 км.

Христиновско-Гайсинский блок третьего порядка ограничен Христиновским и Побужским разломами, фиксируемыми в интервале границ блока гравитационными ступенями средней контрастности и линейными минимумами Δg и Z_a . Блок выделяется малоинтенсивным гравитационным максимумом третьего порядка и резко дифференцированным магнитным полем с контрастными интенсивными аномалиями высших порядков на фоне низких отрицательных аномалий Z_a северо-западного плана. Такое чередование полей обусловлено сочетанием плотных пород Гайсинского синклиория (гибридные пироксен-амфиболовые породы, так называемые собиты с плотностью 2,68—2,80 г/см³) с преобладающими в блоке микроклиновыми мигматитами кировоградско-житомирского комплекса, с которыми связаны отрицательные значения Z_a .

Тулчинский блок третьего порядка, совпадающий с одноименным гравитационным минимумом, ограничен с юга Гайворон-Шаргородской и с севера Побужской зонами разломов. Блок характерен однородной структурой гравитационного и отрицательного магнитного полей, связанных с аплит-пегматоидными плагио-микроклиновыми гранитами (2,59—2,61 г/см³) и мигматитами раннепротерозойского возраста. Отдельные интенсивные магнитные аномалии связаны с реликтами сильно магнитных пород плагиогранит-чарнокитовой формации архея.

Полученное для Гайсинского блока в целом среднее значение плотности 2,64 г/см³ отражает преобладание в составе блоков высших порядков калиевых гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса. Необходимо отметить, кроме того, общую особенность внутреннего строения ограничений блока, выражающуюся в плавном сочленении аномальных зон высоких порядков с аномалиями, фиксирующими элементы строения ограничивающих блок Джури-Немировской, Гайворон-Шаргородской и Одесско-Тальновской зон разломов. Судя по немногочисленным данным ГСЗ, толщина коры Фастовского блока 50—52 км, Гайсинский блок отличается максимальными значениями 60—62 км.

Днестровский блок второго порядка, ограниченный с севера Гайворон-Шаргородским разломом, резко отличается от сопредельного Гайсинского блока высоким уровнем гравитационного поля и дифференцированным интенсивным магнитным полем. Этими особенностями блок сходен с примыкающим с востока Голованевским блоком первого порядка, но отличается от него изометричной формой магнитных и локальных гравитационных аномалий. Такое строение геофизических полей связывается нами с куполами, в строении которых в основном участвуют гиперстеновые мигматиты и граниты плагиогранит-чарнокитовой формации архея, обусловившие высокий средний параметр плотности блока (2,76 г/см³).

В целом Днестровско-Росинский блок, включающий блоки второго и третьего порядков, занимает четкое положение в региональном гравитационном поле между двумя крупнейшими для щита гравитационными максимумами (Житомирско-Винницким и Голованевским).

Голованевский блок первого порядка, ограниченный Одесско-Тальновским и Николаевско-Первомайским разломами, соответствует интенсивному региональному гравитационному максимуму. Магнитное поле блока, в целом высокое и дифференцированное, имеет достаточно однородную структуру.

Высокий средний вычисленный параметр плотности пород блока (2,76 г/см³) связан с резким преобладанием в его составе гиперстено-

вых гранитов и мигматитов плагногранит-чарнокитовой формации архея, а также пироксеновых и пироксен-амфиболитовых кристаллических сланцев архея. Большую часть блока по площади занимают локальные максимумы силы тяжести северо-западного простирания, чередующиеся с участками незначительного понижения поля. Такая структура гравитационного поля связана с развитием в пределах блока единой системы куполовидной (брахиформной) складчатости общего северо-северо-западного плана.

Линейные магнитные и гравитационные аномалии ограничивающей блок с запада Одесско-Тальновской зоны разломов имеют резкие несогласные взаимоотношения с аномалиями Голованевского блока. Последние в свою очередь согласуются с простиранием гравитационной ступени и других аномалий, фиксирующих Николаевско-Первомайскую зону разломов в восточном ограничении блока.

Глубины нижних кромок синклиналей Голованевского блока, определенных по отдельным локальным максимумам третьего-четвертого порядков по методу А. Г. Булаха, составляют 5—6 км. Региональный Голованевский максимум в целом может быть объяснен моделью крутопадающей структуры с нижней кромкой на глубине 7,5 км при значении избыточной плотности, определенной как разность средних параметров Голованевского и Гайсинского блоков и составляющей $0,15 \text{ г/см}^3$ (см. рис. 14). Профиль ГСЗ фиксирует в пределах Голованевского блока границу Конрада на глубине 10—12 км, а границу Мохоровичича на глубине около 45 км.

Звенигородско-Кировоградский блок ограничен Николаевско-Первомайским и Кировоградским разломами. Он характеризуется общим низким уровнем гравитационного и магнитного полей, зона пониженных значений которых вытягивается в меридиональном направлении от южных границ Украинского щита до Днепровской впадины. В составе блока выделяются Киевский, Звенигородский и Новоукраинский блоки второго порядка, имеющие различную структуру физических полей.

Киевский блок отвечает минимуму силы тяжести, вытянутому в северо-западном направлении, ограниченному контрастными гравитационными ступенями Киевского и Ядловско-Трактемировского (Каневского) разломов. Последний выражен также полосой высокоинтенсивных линейных магнитных аномалий. Для блока характерны однородность гравитационного поля и низкое слабо дифференцированное магнитное поле. Ориентировочно установленная средняя плотность пород блока $2,63 \text{ г/см}^3$.

Звенигородский блок отмечается невысоким средним уровнем гравитационного поля. Среднее значение плотности пород ($2,66 \text{ г/см}^3$) соответствует преобладанию в составе блока мигматитов мигматит-гранитовой формации ($2,64 \text{ г/см}^3$) и биотитовых гнейсов раннепротерозойских формаций ($2,70 \text{ г/см}^3$). Простирание аномалий магнитного и гравитационного полей третьего и высших порядков согласно с северо-западным близмеридиональным простиранием, ограничивающих блок, зон разломов. Среди этих аномалий выделяется Вознесенский и другие линейные минимумы Δg и Z_a , отвечающие антиклинориям, в строении которых количественно преобладают калиевые граниты с модельными значениями плотности $2,61—2,62 \text{ г/см}^3$. Глубина залегания раздела Мохоровичича в Звенигородско-Анновском и Новоукраинском блоках по профилю ГСЗ лежит в пределах 46—48 и 49—54 км соответственно.

Новоукраинский блок второго порядка, ограниченный Звенигородско-Анновской и Кировоградской зонами разломов, отвечает крупному минимуму силы тяжести и характеризуется отрицательным магнитным полем простой и достаточно однородной структуры. Среднее расчетное значение плотности блока $2,62 \text{ г/см}^3$ соответствует резко преобладающему положению в строении блока слабоплотных калиевых гранитов,

входящих в состав мигматит-гранитовой формации раннего протерозоя. Структуру гравитационного поля в периферических частях Новоукраинского блока осложняют линейные минимумы Δg , связанные со Звенигородско-Анновской и Кировоградской зонами межблоковых разломов. Геологическая природа их рассмотрена выше на примере Кировоградского разлома. Глубины залегания нижних кромок синклинорных структур (Братской синклинали и др.) в пределах Звенигородско-Кировоградского блока, полученные при интерпретации аномалии Δg , лежат в интервале 10—12 км.

Использование формулы уступа для оценки различия глубин залегания равноплотных горизонтов (ΔH) по контактам Новоукраинского блока второго порядка дает максимальную разницу глубин (≥ 10 км), значительно превосходящую ΔH , полученную для других блоков (1,5—6 км).

Приведенные данные показывают, что источники аномалий гравитационного поля в пределах Звенигородско-Кировоградского блока залегают на максимальной для Украинского щита глубине, что резко отличает его от остальных блоков.

Ингуло-Ингулецкий блок первого порядка ограничен Кировоградской и Криворожской зонами глубинных разломов. В нем выделены два блока второго порядка — Ингульский и Ингулецкий, разделяемые меридиональным Долинским (Западно-Ингулецким) разломом второго порядка. При близких средних значениях уровня поля и плотности, соответствующей 2,66 и 2,68 г/см³, блоки достаточно резко отличаются по структуре аномальных полей, отделяющих Приингульскую складчатую зону от Западно-Ингулецкой. Для Ингулецкого блока характерен более высокий уровень магнитного поля. Интересной особенностью гравитационного поля Ингулецкого блока является наличие линейных минимумов Δg , трассирующих юго-западный фланг Криворожской зоны, о чем уже говорилось выше.

Приднепровский блок выделен в пределах между Криворожской и Орехово-Павлоградской зонами разломов. Весь блок, за исключением его центральной части, характеризуется несколько пониженным уровнем гравитационного поля по сравнению с сопредельными — Ингуло-Ингулецким на западе и Приазовским на востоке. В пределах Приднепровского блока нами выделяются три блока второго порядка, резко различающиеся по средней плотности пород, среднему уровню поля Δg и толщине земной коры, по данным ГСЗ: Криворожский, Запорожский и Мокромосковский.

Средние плотности Криворожского и Мокромосковского блоков (соответственно 2,64 и 2,66 г/см³) отвечают преобладающим в их составе микроклин-плагноклазовым гранитам и мигматитам днепровского комплекса архея и микроклиновым гранитам мигматит-гранитовой формации нижнего протерозоя. Микроклиновые граниты залегают в виде крупных куполов (Токовский, Демурицкий, Мокромосковский и др.), обуславливающих минимумы Δg второго-третьего порядков.

Структура гравитационного и магнитного полей Криворожского блока осложнена интенсивными положительными аномалиями третьего порядка, связанными с Верховцевским, Сурским, Чертомлыкским, Токмаковским и другими синклинориями, сложенными основными породами осадочно-вулканогенных формаций нижнего протерозоя, обладающими высокими магнитными и плотностными параметрами. Эти структуры подробно охарактеризованы в работе З. А. Крутиховской [233].

По нашим данным, глубина залегания нижних границ Сурской и Верховцевской структур составляет 9—10 км (интегральный метод А. Г. Булаха) и 5—6 км (способ подбора модели). Те же методы позволяют оценить глубину заложения северной части Криворожской зоны

разломов соответственно в 4 и 5 км, что в общем согласуется с литературными данными.

Основной особенностью Криворожского блока являются большая глубина залегания раздела Мохоровичича (60—70 км), а также заметное погружение границы Конрада. В пределах Мокромосковского блока поверхность Мохоровичича фиксируется на глубинах 48—52 км.

Запорожский блок второго порядка совпадает с региональным максимумом Δg и имеет относительно высокое значение средней плотности кристаллических пород (2,68 г/см³). На широтном профиле ГСЗ ему отвечает аномально высокое положение границы Мохоровичича (30—38 км). Значение средней плотности соответствует преобладанию в составе блока пироксен-амфиболовых гнейсов вулканогенно-терригенных формаций архея — нижнего протерозоя.

Глубина залегания нижней границы Белозерской синклинали, обусловившей наиболее интенсивную в пределах блока аномалию в магнитном и гравитационном полях, по данным К. Ф. Тяпкина [460], составляет 4—5 км. Для сравнения укажем, что З. А. Крутиховская [233] оценивает глубину локальных синклинорных структур в пределах Орехово-Павлоградской зоны, сложенных метаморфическими породами архея, в 2—3 км.

Приазовский блок первого порядка занимает крайнюю восточную часть Украинского щита и ограничен на западе Орехово-Павлоградской межблоковой зоной разломов. На «Схематической карте блокового и глубинного строения Украинского щита» граница Приазовского блока проведена по западной из двух гравитационных ступеней, хотя межблоковой границей можно считать и восточную гравитационную ступень, соответствующую Азово-Павлоградскому глубинному разлому.

Приазовский блок разделен на два блока второго порядка с различными уровнями и структурой поля силы тяжести — Западно-Приазовский и Восточно-Приазовский, разграниченные Центральным-Приазовским глубинным разломом. Этот разлом фиксируется на всем своем протяжении (свыше 120 км) гравитационной ступенью и локальными минимумами Δg , вытянутыми в север-северо-западном направлении.

Западно-Приазовский блок характеризуется высоким уровнем спокойного гравитационного поля и в этом отношении сходен с другими архейскими блоками Украинского щита: Винницким, Житомирским, Днестровским, хотя и отличается несколько меньшей средней плотностью (2,67 г/см³) кристаллических пород. Субмеридиональные и северо-западные локальные гравитационные аномалии хорошо согласуются с внутренней складчатой структурой блока. Часть гравитационных минимумов в восточной части блока — Сорокинский, Розовский, Кальмиусский и другие — связана с зонами разуплотнения и калиевого метасоматоза. Детальными геологическими исследованиями в этих зонах устанавливаются микроклиновые разности гранитоидов и другие метасоматические образования.

Гравитационное поле Восточно-Приазовского блока имеет более низкий уровень и значительно более сложную структуру по сравнению с соседним блоком. Крупный Розовский максимум второго порядка в западной части блока и Кальмиусский максимум в восточной его части имеют изометричную форму. Магнитное поле в пределах этих структур при детальном изучении обнаруживает кольцевое строение, что связано с чередованием в различной степени гранитизированных толщ первоначально основного состава и ультраметаморфических образований — гранодиоритов и калиевых гранитов (анадольские и другие граниты, относимые к нижнему протерозою). Это типичные купола гранитизации, видимо, аналогичные рассмотренным в Приднепровском блоке.

В пределах Розовского купола четко обособляются несколько положительных локальных магнитных и гравитационных аномалий округлой

формы с поперечными размерами 2—4 км. По данным расчетов Л. В. Цветковой, верхние кромки магнитовозмущающих масс залегают на глубинах 100—1000 м. Эти аномалии в одних случаях можно связывать с локальными корневыми структурами щелочных интрузивных массивов (Волновихский и др.), в других — с нескрытыми массивами основных пород. Глубины нижних кромок магнитных и плотностных аномальных масс получены в широковарьирующих пределах.

Кроме рассмотренных особенностей внутренней структуры геофизических полей Восточно-Приазовский блок отличается от Западно-Приазовского меньшими параметрами средневзвешенной плотности (2,62 г/см³) и большей глубиной залегания поверхности Мохоровичича (42 по сравнению с 40 км). Это явление можно связывать с широким проявлением раннепротерозойской гранитизации, ультраметаморфизма и последующего формирования щелочных сиенитов в Восточно-Приазовском блоке.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ДРУГИХ ЩИТОВ И МАССИВОВ

Исследованиями последних лет установлено, что аномалии поля силы тяжести Балтийского щита обусловлены главным образом неоднородностью верхней части гранитного слоя и рельефом базальтового и подкорового слоев [516]. На этой основе и с учетом вычисленной корреляционной зависимости осредненных значений силы тяжести и глубины подошвы коры по сейсмическим данным для всей территории Балтийского щита и палеозойских структур его обрамления выделены четыре крупнейших геоблока: Саамо-Карельский и Свеко-Норвежский с наименьшей мощностью коры в пределах 30—38 км, Свекофеннский с мощностью коры 38—43 км и Каледонский, мощность коры которого превышает 50 км. Геоблоки характеризуют неоднородности всей тектоносферы, ограничивающие их глубинные разломы имеют предположительно древнее, досреднепротерозойское заложение, не согласуются с границами разновозрастных складчатых систем и распространяются до глубины 80—100 км (данные пересчетов в нижнее полупространство полного нормированного вертикального градиента силы тяжести).

В пределах Саамо-Карельского геоблока, включающего всю советскую часть территории Балтийского щита, выделены блоки земной коры, различающиеся особенностями характеристик верхней части гранитного слоя и ограниченные глубинными разломами. Эти блоки характеризуются более древним заложением по сравнению со временем обособления Саамо-Карельского геоблока и являются крупными структурными швами, разделяющими разновозрастные складчатые сооружения. Такая геоструктурная характеристика блоков, их площадные размеры соответствуют аналогичным данным для блоков первого порядка, выделенных нами на Украинском щите, несмотря на существенные отличия исходных геофизических данных и методов их анализа. Блоки первого и второго порядков характеризуются различием мощности коры и ее «гранитного» слоя, устанавливаемой главным образом по сейсмическим данным [108, 110], с использованием корреляционных соотношений с аномалиями Δg ; различием регионального уровня гравитационного поля, а также структуры гравитационного и магнитного полей с учетом локальных аномалий; по средним значениям плотности кристаллических пород различных геологических формаций.

Блоки первого порядка разделяются зонами глубинных разломов, фиксирующимися по сейсмическим данным в пределах разреза всей коры и в рельефе поверхности Мохоровичича (Мурманский, Имандра-Варзугский, Беломорско-Карельский, Свекофенно-Карельский, Бураковский разломы) и наиболее протяженными гравитационными ступенями. На отдельных участках эти зоны отмечаются интенсивными линейно-полосовыми магнитными аномалиями.

Ограничения блоков второго порядка, фиксирующиеся региональными линейными аномалиями ΔT и гравитационными ступенями, можно связывать с глубинными разломами, которые развивались в одних случаях в пределах коры и подкорового слоя, в других — в пределах «гранитного» и значительной части «базальтового» слоев.

К зонам сочленения блоков во многих случаях приурочены линейные приразломные синклинорные структуры нижнего-среднего, протерозоя. Образование среднего-верхнего протерозоя помимо выполнения приразломных структур приурочены к отдельным блокам второго порядка, в пределах которых они тяготеют к верхней части гранитного слоя.

Для различных блоков первого и второго порядков наблюдается прямая корреляция плотности пород преобладающих геологических формаций с интенсивностью регионального гравитационного поля. Исключением является Мурманский блок, в региональном поле которого преобладает влияние резкого подъема поверхности Мохоровичича (в связи с зоной перехода к океанической коре), не связанного с изменением вещественного состава «гранитного» слоя в данном блоке. Но и в этом блоке интенсивность аномалий Δg второго и более высоких порядков обнаруживает тесную связь с составом геологических формаций и плотностью пород.

В целом блоки коры с относительно более поздней стабилизацией, в геологическом строении которых существенную роль играют калиевые гранитоиды, характеризуются относительно низким уровнем гравитационного поля, пониженными средними значениями плотности пород верхних горизонтов, большей мощностью коры (Карельский, Кольский блоки первого порядка) и увеличенной мощностью гранитного слоя (Карельский блок первого порядка, Костамукшско-Гимольский, Сортавальско-Питкярантский, Выборгский, Телекинско-Водлозерский блоки второго порядка). Блоки относительно ранней стабилизации характеризуются преобладанием в их верхней части супракrustальных образований, метабазитов и умеренно кислых гранитоидов, относительно высоким уровнем гравитационного поля, меньшей мощностью коры и зачастую сокращенной мощностью «гранитного» слоя (Беломорский блок).

Таким образом, совокупность изложенных данных позволяет предполагать слоисто-блоковую структуру земной коры восточной части Балтийского щита с двухслойным разрезом коры отдельных блоков первого порядка и более дробной дифференциацией последних. В блоках второго порядка устанавливается различие структуры глубинного разреза «гранитного» слоя и соотношений мощностей отдельных слоев коры в связи со своеобразием истории геологического развития отдельных блоков.

Основной особенностью магнитного поля Алданского щита является присутствие региональных зон высокоинтенсивных линейных аномалий протяженностью многие сотни километров, которые разделяют области дифференцированного мозаичного поля с преобладанием отрицательных значений над положительными.

С запада на восток выделяются Тарынакская (Чарская), Амгинская, Иджекская, Тимптонская (Нуяно-Сеймджинская и Таас-Юрехская), Тыркандинская, Улканская и Нельканская (Нелькан-Кыллаах-

ская) близмеридиональные магнитные зоны, которые разделяют Алданский щит на четыре аномальные области: Чарско-Олекминскую, Алдано-Тимптонскую (Центральноалданскую), Тимптоно-Учурскую, Маймакано-Батомгскую (Восточно-Алданскую). С юга к ним примыкает Джугджуро-Становая область, расположенная в пределах широкой Становой зоны полосовых магнитных аномалий. Эти аномальные области характеризуются различным средним уровнем напряженности магнитного поля ΔT_a и различной внутренней структурой поля, а также характером размещения локальных аномалий, их преобладающей ориентировкой, величиной горизонтальных градиентов и дифференцированностью. Линейно-полосовые аномалии связываются, согласно А. И. Краснову и другим [226, 384], с древними разломами и складчатыми структурами.

Чарская, Амгинская и Тыркандинская аномальные зоны прослеживаются в северном направлении, в пределах фундамента Сибирской платформы, что подтверждает морфоструктурный характер северных границ щита. Южный фланг Тыркандинской зоны постепенно сливается с субширотными аномалиями Джугджуро-Становой области. Чарская, Амгинская и другие аномалии на южных флангах обнаруживают «торцовое» сочленение с магнитными аномалиями Джугджуро-Становой зоны.

Алданский щит характеризуется отрицательным гравитационным полем сложной мозаичной структуры. Пять аномальных областей, фиксируемых по магнитному полю, полностью подтверждаются в гравитационном поле. Эти аномальные области характеризуются резко различной структурой поля силы тяжести (ориентировкой и интенсивностью аномалий второго-третьего порядков) и разделяются протяженными (многие сотни километров) гравитационными ступенями, соответствующими региональным зонам линейно-полосовых магнитных аномалий. Такое соотношение крупных элементов магнитного и гравитационного полей позволяет рассматривать Чарско-Олекминскую, Алдано-Тимптонскую, Тимптоно-Учурскую и Маймакано-Батомгскую аномальные области в качестве тектонических блоков первого порядка, а разделяющие их зоны гравитационных ступеней связывать с межблоковыми глубинными разломами.

Сейсмологические исследования коры Алданского щита ограничиваются меридиональным профилем наблюдений с аппаратным комплексом «Земля», выполненных под руководством Ю. И. Сытина [445]. Профиль, расположенный в пределах Алдано-Тимптонского блока, зафиксировал подошву коры на глубинах 41—43 км и увеличение ее глубины на 2—4 км в районе Южно-Алданского разлома, Становой зоны и под Якокитским минимумом силы тяжести. Расчеты мощности коры, выполненные Г. А. Микушиным на основе корреляционных соотношений этой величины с аномалиями Буге по данным мировой статистики, дали значительные вариации ее значений для Алданского щита (от 45 до 55 км). Это дает основание предполагать, что выделяемые нами блоки характеризуются различной глубиной залегания поверхности Мохоравича.

Крупные блоки Алданского щита, выделяемые по совокупности рассматриваемых данных, характеризуются следующими особенностями. Чарско-Олекминский блок, ограниченный Жуинским краевым разломом на западе и Амгинским глубинным разломом на востоке, характеризуется относительно спокойным магнитным полем с близнулевыми значениями и малоконтрастным, но дифференцированным гравитационным полем. Структура полей блока нарушается Тарынакской (Чарской) зоной разломов, фиксирующейся линейными аномалиями, которая разделяет Чарско-Олекминский блок на два блока второго порядка — Чарский и Олекминский.

Алдано-Тимптонский блок, выделяющийся своим сложным дифференцированным магнитным полем и контрастными аномалиями гравитационного поля, ограничен Амгинской глубинной зоной разломов на западе и Тыркандинской — на востоке. Магнитное поле блока с расположением отдельных крупных аномалий в виде большого овала ограничивается с востока Тимптонской зоной разломов, положению которой отвечает контакт иенгрской и тимптонской серий архея. Тимптонская зона не фиксируется в гравитационном поле; граница блока определяется гравитационной ступенью, связанной с Тыркандинским глубинным разломом. Не исключено, что Тыркандинский глубинный разлом характеризуется более древним заложением по сравнению с Тимптонской зоной.

Отличительной чертой Алдано-Тимптонского блока являются региональные кольцевые структуры, фиксируемые по расположению локальных магнитных аномалий в его центральной части и по сочетанию крупных линейных минимумов и максимумов Δg . Магнитные аномалии располагаются в форме большого овала диаметром 300 км, в центре которого расположен Якокутский гравитационный минимум. Интенсивные и средние магнитные аномалии связаны с калиевыми гранитами нимырского комплекса. Глубина распространения кольцевой структуры по характеру гравитационных аномалий не менее 5—6 км. Аналогичный купол в южной части блока фиксируется Нижнехатыминским и Анамджаканским минимумами Δg , связанными с гранитами Хатыминского поля гранитизации.

Тимптоно-Учурский блок, ограниченный Тыркандинской и Улканской (Учурской) зонами глубинных разломов, характеризуется низким уровнем магнитного поля, а в гравитационном поле обособляется по положению крупных максимумов и минимумов Δg второго порядка северо-восточного простирания. В структуре гравитационного поля рассматриваемого блока обособляются три блока второго порядка: Алданский, Алдано-Учурский, Гонамо-Учурский, разделяемые интенсивными гравитационными ступенями протяженностью сотни километров.

Восточно-Алданский блок, ограниченный Улканской и Нельканской зонами глубинных разломов, отличается более высоким уровнем магнитного поля, что связано с большей магнитностью пород диабаз-спилитовой формации раннего протерозоя (утукачанская, одолинская и маймаканская свиты) по сравнению с формациями архея сопредельного блока.

Джугджуро-Становой блок, характеризуемый сложной структурой магнитного и гравитационного полей с преобладанием линейных субширотных аномалий, отделен с севера от других блоков первого порядка глубинным разломом. Гравитационные максимумы второго-третьего порядков, совпадающие с интенсивным магнитным полем, соответствуют реликтовым складчатым структурам блоков, сложенных породами курультинской серии архея. Крупные линейные гравитационные максимумы, совпадающие с положительным магнитным полем, фиксируют анортозитовые массивы.

В пределах Воронежского массива по магнитному полю и полю силы тяжести выделяются четыре сопоставимых по размерам блоков — Западный, Белгородско-Курский, Центральный и Ново-Павловский, разделяемые почти прямолинейными зонами гравитационных ступеней и примыкающих к ним линейных минимумов Δg север-северо-западного простирания. По данным профиля ГСЗ по линии Купянск — Липецк [509, 447] эти три зоны связываются с глубинными разломами, наиболее резкие нарушения структуры сейсмического разреза коры связаны с Центральным (Новооскольским) разломом. С этим разломом связывается резкий подъем поверхностей равных скоростей с запада на восток, в том числе для поверхности Мохоровичича с амплитудой 6 км. Западная

ветвь разлома является, по нашим данным, продолжением Криворожского линейamenta. Различие региональной структуры физических полей Воронежского массива соответственно с особенностями геофизических полей его северных склонов прослеживается далее до Подмосковной синеклизы.

Для Воронежского массива характерна, так же как и для Украинского щита, зависимость между составом пород в блоках, уровнем гравитационного поля и относительной мощностью коры; наиболее разуплотненный Ново-Павловский блок имеет максимально мощную для Воронежского массива кору (50 км), наиболее плотный Западный блок отмечается наименьшей мощностью коры (40 км).

Четко фиксируется в геофизических полях блоковое строение Анабарского кристаллического массива (данные А. Л. Пискарева [342]). Отдельные блоки разделяются субмеридиональными зонами глубинных разломов, продолжающихся за пределы морфоструктурных ограничений массива. Для межблоковых зон массива установлена связь линейных магнитных аномалий и гравитационных аномалий типа ступеней с геологически прослеженными докембрийскими разрывными нарушениями.

Для сравнения с отмеченными особенностями глубинных разрезов земной коры различных щитов и кристаллических массивов Русской и Сибирской платформ можно отметить имеющиеся в литературе некоторые указания о блоковом строении Канадского щита. Важной особенностью разреза земной коры Канадского щита являются резкие изменения рельефа поверхности Мохоровичича от 20 до 55 км на небольших отрезках сейсмических профилей [107, 483], согласующиеся с аналогичными данными по Украинскому щиту, по-видимому, так же, как и для последнего, связанные с блоковым строением коры.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЩИТОВ

На рассмотренном материале вырисовываются общие закономерности глубинного строения Украинского, Балтийского, Алданского щитов. В пределах каждого из них выделены блоки древнего (архей-раннепротерозойского) формирования, имеющие различную характеристику в региональных гравитационном и магнитном полях, различную глубинную структуру разреза коры, включая ее мощность, соотношение глубин залегания границ раздела, степень дифференцированности сейсмического и плотностного разрезов.

На различных щитах устанавливаются блоки двух типов: с плотной корой и с разуплотненной корой, фиксирующиеся соответственно относительно высокими и относительно низкими региональными аномалиями Буге. Сходными для щитов оказываются геологическая природа различий блоков этих типов, а также морфология блоков, характерная их удлиненность преимущественно в субмеридиональном направлении, площадь и размеры, достигающие первых сотен километров в поперечнике и многих сотен километров по длине блоков.

Несмотря на различие мощности коры щитов и специфику ее глубинной структуры, в отдельных блоках наблюдается сходство сейсмических разрезов изученных участков Украинского, Балтийского и других щитов, Воронежского массива по скоростям упругих волн, фиксирующим подошву коры. Выдержанность граничных скоростей (7,9—8,0, реже 8,1 км/сек) на поверхности Мохоровичича позволяет считать мощность коры одним из важнейших параметров при сравнительном изучении глубинного строения щитов и отдельных блоков в их пределах.

Сейсмическими исследованиями и данными проведенного нами сравнительного анализа выявлены также существенные различия в глубинном строении Украинского, восточной части Балтийского и Алданского щитов. На Украинском щите для блоков двух рассматриваемых типов устанавливается различный характер глубинного разреза земной коры. Блокам с низким уровнем гравитационного поля и минимальными значениями средней плотности пород слагающих их геологических формаций (блоки с разуплотненной корой) отвечают более дифференцированный разрез коры и значительно большая ее мощность по сравнению с блоками, для которых установлены относительно высокий уровень поля силы тяжести и максимальные значения средней плотности геологических образований (блоки с плотной корой). Среди блоков с разуплотненной корой в некоторых из них наблюдается аномально большая мощность «гранитного слоя», которая не коррелирует с глубиной залегания подошвы коры. Устанавливается корреляция региональных аномалий Δg отдельных блоков с региональным изменением плотности слагающих блоки геологических образований. Мощность коры отдельных блоков первого и второго порядков 35—55 км. Средняя мощность коры щита составляет 45 км.

Блоковая структура восточной части Балтийского щита, отчетливо выявляемая при интерпретации гравитационного и магнитного полей, так же как для Украинского и Алданского щитов, подтверждается имеющимися сейсмическими исследованиями. Для большинства блоков наблюдаются те же, что и на Украинском щите, соотношения между характером аномалий Δg , распределением плотностных параметров кристаллических пород и мощностью коры. Но перепады мощности коры для отдельных блоков несколько меньше (от 30 до 46 км). Среднее значение для восточной части щита 38—40 км, для щита в целом — 45 км.

Для Алданского щита и его северных склонов также характерно различие общей дифференцированности вертикального разреза коры отдельных блоков, при менее существенных отличиях блоков по мощности коры. Области блоков с разуплотненной корой, соответствующие региональным минимумам силы тяжести, иногда сопровождаются незначительным увеличением мощности коры. Представления о глубинах залегания подошвы коры на Алданском щите, основанные на сейсмических данных, могут существенно уточниться в дальнейшем при постановке ГСЗ.

Геолого-геофизические данные, изложенные при рассмотрении блокового строения Украинского щита, свидетельствуют о том, что чередование блоков с плотной и разуплотненной корой может рассматриваться как чередование складчатых сооружений архейд и протогеосинклинальных систем раннего протерозоя, в отдельных случаях — раннего — среднего протерозоя. В восточной части Балтийского щита эта закономерность устанавливается для блоков первого порядка в ранге складчатых областей и выявляется также на примерах отдельных блоковых структур второго порядка. На Алданском щите различие физических параметров и строения коры отдельных блоков, по-видимому, зависит от различной степени гранитизации на отдельных участках щита и, главным образом, связана с относительной распространенностью гранитов калиевого ряда.

Аномальные физические поля, характеризующие отдельные блоки и межблоковые зоны Украинского, Алданского, восточной части Балтийского щитов, во многих случаях отчетливо прослеживаются за пределами щитов и их склонов. Эти аномалии отражают структуру докембрийского фундамента платформ на значительной части их площади.

Так, для южной части Русской платформы устанавливается продолжение изученных на Украинском щите блоков и крупнейших меж-

блоковых зон разломов далеко за пределами морфоструктурных границ щита. Магнитные и гравитационные аномалии, связанные соответственно с Одесско-Тальновской, Николаевско-Первомайской зонами разломов и ограниченным ими Голованевским блоком, продолжаются на южных склонах щита и в пределах Причерноморской впадины, уходя под акваторию. Гравитационные и магнитные аномалии Ингуло-Ингулецкого блока продолжаются как в пределах южного склона щита (до пересечения ограничивающих блок Долинского и Криворожского разломов), так и на его северном склоне и далее севернее Днепровско-Донецкой впадины. Криворожский глубинный разлом по гравиметрическим данным прослеживается в фундаменте платформы вплоть до субширотных аномалий Подмосковной синеклизы, не меняя своего направления.

На протяжении первых тысяч километров отчетливо фиксируются в пределах Алданского щита и фундамента Вилюйской синеклизы интенсивные линейные аномалии, связанные с магнитными породами Украинского и Алдано-Якутского близмеридиональных глубинных разломов. На несколько сотен километров севернее склонов щита продолжается Тарынакская зона линейно-полосовых магнитных аномалий, фиксируя одноименный межблоковый разлом в фундаменте Березовского прогиба.

В итоге краткого рассмотрения закономерностей глубинного строения щитов и массивов Русской и Сибирской платформ намечаются основные выводы.

1. Блоковое строение Украинского, Балтийского, Алданского щитов и Воронежского массива устанавливается по данным интерпретации гравитационного и магнитного полей на основе анализа распределения физических свойств пород докембрийских формаций. Главные элементы блокового строения коры названных регионов находят подтверждение в особенностях строения и размещения складчатых и разрывных нарушений раннего докембрия.

2. Глубинное строение щитов и массивов определяется крупными элементами блоковой структуры их коры. Положение блоков и их ограничений, выявляемое по данным интерпретации потенциальных полей, как правило, подтверждается сейсмическими исследованиями. Но только в комплексе гравиметрических, магнитных, сейсмических и геологических данных возможна сравнительная характеристика природы отдельных блоков, а также латеральных и вертикальных границ раздела земной коры докембрийских складчатых областей.

3. Совокупность изложенных данных и разрезов ГСЗ выявляет сложную слоисто-блоковую структуру земной коры щитов, с двухслойным разрезом коры блоков первого порядка и их более дробной дифференциацией на блоки второго порядка. Для последних намечаются специфические черты глубинного разреза «гранитного» слоя или коры в целом, а также характера соотношений горизонтов коры с различными свойствами вещества.

4. Различия некоторых геофизических параметров блоков в одном регионе (например, соотношения мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев, глубины залегания поверхности Мохоровичича и др.) перекрывают установленный мировой статистикой диапазон изменения этих величин для коры континентов. Это свидетельствует о разнотипности коры отдельных блоков в пределах щитов.

5. Выделяемые два типа блоков на щитах и массивах древних платформ, вероятно, связаны с направленной эволюцией коры докембрия (ее дифференциацией в ходе последовательного разуплотнения и полициклического развития). Блоки с плотной корой характеризуются в целом относительно ранней консолидацией; в структуре их «гранитного» слоя сохраняются элементы ранней (первичной) плотной коры.

Блоки с разуплотненной корой отличаются более поздней стабилизацией и большей дифференцированностью коры на поздних стадиях докембрийского развития. При определенной изученности выявляется достаточная однородность «гранитного» слоя таких блоков и более четкая его обособленность от «базальтового» слоя.

6. Элементы гравитационного и магнитного полей, связанные с отдельными блоковыми структурами щитов и массивов и зонами межблоковых глубинных разломов, отчетливо прослеживаются на склонах щитов и в пределах плит, характеризуя, по-видимому, крупные элементы древней блоковой и разломной тектоники перекрытого складчатого фундамента. Это дает основание распространять изученные закономерности глубинного строения щитов для характеристики фундамента докембрийских платформ в целом.

7. Глубинный разрез коры докембрийских складчатых областей требует дальнейшего изучения по пути выявления сходства и различия блоков коры наиболее изученных щитов, распространения этих данных на менее изученные территории, а также детализации строения блоков второго порядка и особенно межблоковых зон, имеющих первостепенное значение при прогнозировании.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЩИТОВ И МАССИВОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ОБЛАСТЕЙ ИХ АКТИВИЗАЦИИ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

В геологическом строении щитов древних платформ СССР выделяются пять структурно-формационных комплексов, отражающих характерные особенности главнейших геотектонических режимов: прогеосинклинального (AR), протогеосинклинального (PR₁), протоорогенного (PR₂), платформенного и тектоно-магматической активизации (PR₃—PZ) и тектоно-магматической активизации (MZ—KZ).

Весьма вероятно, что развитие земной коры в докембрии было асинхронным для ее различных фрагментов и предполагаемое деление отражает только некоторую приближенную закономерность [69]. Считая, что эта закономерность подтверждается данными по типизации структурно-формационных комплексов, мы принимаем ее за основу при металлогенических построениях.

Структурно-формационный комплекс представляет собой, согласно А. И. Семенову, ассоциации геологических формаций, образовавшиеся в особых типах геологических структур при определенном геотектоническом режиме и специфических физико-географических условиях, как правило, отделенные значительными региональными несогласиями. Структурно-формационные комплексы различаются между собой по длительности развития, ассоциациям геологических формаций, глубинности их образования, фациям метаморфизма и суммарной мощности.

Генетическая, или формационная, классификация геологических образований подчинена во времени и в пространстве ведущим типам геотектонического режима [220].

Понятие геологической формации принимается нами, согласно определению Н. С. Шатского [500, 502], «как естественные сообщества, комплексы, естественные парагенезисы связанных друг с другом пород». Это понятие долгое время было использовано как основа классификации геологических образований в процессе металлогенического анализа территорий и при составлении металлогенических карт.

Разработка вопросов генетической классификации магматических образований с выделением интрузивных формаций и интрузивных комплексов начата под руководством Ю. А. Билибина [30] во ВСЕГЕИ и применена при составлении металлогенических карт. В дальнейшем формационная классификация магматических образований проведена Ю. А. Кузнецовым [246] и другими исследователями.

Классификация магматических формаций создана коллективом ВСЕГЕИ при составлении карты магматических формаций СССР [481]. Понятие «магматическая формация», принятое в данной работе, близко в основе определениям Ю. А. Билибина и Ю. А. Кузнецова.

При классификации всех типов геологических образований большинство исследователей выделяет главные группы геологических фор-

маций: осадочные, осадочно-вулканогенные и магматические, каждая из которых имеет свое определение. Особое направление составляет формационный анализ метаморфических и ультраметаморфических пород, для которых предлагается геологический принцип со «снятием» метаморфизма [364]. Е. М. Лазько, К. А. Шуркин, Б. Я. Хорева и другие выделяют метаморфические формации по физико-химическому признаку. При формационной классификации ультраметаморфических пород большинство исследователей признают необходимость обособления ультраметаморфических формаций в самостоятельную группу, эквивалентную по значимости интрузивным формациям [515].

В настоящей работе применяются общие принципы классификации геологических формаций и для метаморфических толщ, естественно со «снятием» метаморфизма, но с обязательным указанием его фаций и типовых ассоциаций метаморфических пород. В процессе геолого-формационного анализа в первую очередь принимаются следующие признаки, обычно непосредственно наблюдаемые: 1) ассоциации пород, 2) их взаимоотношения, 3) принадлежность к конкретным стратиграфическим подразделениям, 4) метаморфизм, 5) характерные минеральные ассоциации, 6) химический состав, 7) мощность. Изучение геологических формаций докембрия показало необходимость использования ряда дополнительных признаков, таких как: 1) слоистость, ее характер и типы, 2) мощность формации в целом и различных ассоциаций пород, входящих в ее состав, 3) характер взаимоотношения осадочных, магматических и ультраметаморфических образований с разрывными нарушениями.

Особенно сложной задачей является формационная классификация глубоко метаморфизованных пород архея и нижнего протерозоя, следы первичных признаков которых и принадлежность к определенным структурно-формационным комплексам затушеваны под влиянием регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Опыты по реконструкции исходного состава и структуры глубоко метаморфизованных пород раннего докембрия производились на Украинском щите Н. П. Семененко, Г. И. Каляевым, Я. Н. Белевцевым, Ю. Ир. Половинкиной, Э. Б. Наливкиной, В. Д. Ладиевой, А. А. Макухиной, И. С. Усенко и другими. В восточной части Балтийского щита исследованиями такого рода занимались в связи с составлением металлогенических карт Т. В. Билибина, И. С. Ожинский, Л. Я. Харитонов, В. А. Перевозчикова, О. Н. Анищенко, В. П. Зуева, Л. В. Григорьева, а в профиле разработки геологических проблем — К. О. Кратц, К. А. Шуркин, Ф. П. Митрофанов, К. Д. Беляев, В. Я. Чернов, И. В. Бельков, И. Д. Батиева, Э. Б. Наливкина и другие.

Реконструкция состава архейских пород Алданского щита проводилась Д. С. Коржинским [210, 211] для иенгрской, Ю. К. Дзевановским [131, 132] для тимптонской, Н. В. Фроловой [472, 473] для иенгрской серий. Это направление развивалось на примере отдельных стратиграфических подразделений также А. Н. Зеденизовым, В. И. Кицулом [169], В. А. Кудрявцевым [237], Е. П. Миронюком [284], И. М. Фрумкиным, Е. А. Кулишом [247]. Формационный анализ геологических образований структурно-формационных комплексов Алданского щита разработан коллективом ВСЕГЕИ под руководством Т. В. Билибиной [32, 33, 37].

Проблемы осадочной геологии докембрия развиваются главным образом на материалах по изучению Украинского, восточной части Балтийского щитов и Воронежского массива в научном направлении, возглавляемом А. В. Сидоренко. В сборниках «Проблемы осадочной геологии докембрия» и «Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород» приведены обширные данные и обобщения по первичному литологическому составу осадочных и вулканогенных пород до-

кембрия и сделаны выводы о литофациальных особенностях горных пород. Обобщение литологических признаков и методов их расшифровки сделано А. В. Сидоренко и О. И. Луновой [408, 409, 412—414]*.

Таким образом, при классификации и изучении геологических формаций производится: 1) сопоставление стратиграфических подразделений в пределах структурно-формационных комплексов с целью выделения естественных сообществ горных пород (формаций) и определение их верхней и нижней стратиграфических границ; 2) выделение внутри формаций более дробных родственных ассоциаций пород, сходных по литолого-фациальным признакам; 3) установление объемного значения этих ассоциаций внутри формаций с целью обоснования классификационных признаков (наименование формаций и подформаций); 4) систематизация типовых признаков горных пород, входящих в состав формаций, с целью обоснования геотектонических и палеогеографических условий их образования; 5) сопоставление типовых особенностей геологических формаций и структурно-формационных комплексов с целью выявления закономерностей развития земной коры в докембрии и трансформации ее в фанерозое.

Структурно-формационные комплексы архея (длительность 1000—1100 млн. лет), для характеристики геотектонического режима которого нами принят термин «прогеосинклиальный», по К. А. Шуркину и Ф. П. Митрофанову [515], представлены метаморфизованными осадочно-вулканогенными и реже осадочными формациями.

Большое разнообразие проявления геологических формаций архея характерно для Алданского щита, где сохранились мощные толщи регионально метаморфизованных горных пород, слаботрансформированных под влиянием процессов ультраметаморфизма. В составе формаций здесь весьма существенную роль играли первично вулканогенные образования базальт-андезит-диабазового состава, относящиеся к базальтовому слою и составляющие в среднем около 50% объема формаций. Остальными компонентами геологического разреза архея являются метаморфизованные первично осадочные отложения грауваккового, аргиллитового, кремнистого и карбонатного состава. Характерно присутствие хемогенных кварцитов и карбонатных пород.

Архейские геологические формации Украинского щита, Воронежского и Белорусского массивов местами сильно изменены под влиянием процессов ультраметаморфизма, но тем не менее можно установить в качестве их основы вулканогенные породы базальт-андезит-диабазового состава, сходные с алданскими. Осадочные члены структурно-формационного комплекса здесь фиксируются граувакко-аргиллитовым, кремнистым и реже карбонатным составом. Архейские геологические формации восточной части Балтийского щита отличаются широким развитием терригенных граувакковых отложений, возникших предположительно за счет дезинтеграции основных вулканогенных толщ; подчиненное значение имеют диабазы. Объем седиментогенных образований здесь составляет около 60%, при некотором возрастании роли основных вулканогенных пород в средней части разреза архея.

В составе геологических формаций архея обнаруживаются признаки древней коры выветривания, вероятно, не имеющей регионального значения. Так, к образованиям древней коры выветривания относятся кварциты верхнеалданской свиты на Алданском щите, глинистые отложения беломорской серии в Карелии и др. Образование древних кор выветривания является одной из характерных особенностей докембрия, начиная от архея и кончая поздним протерозоем [196, 416].

* Всесторонний анализ данных по литологии докембрия отражен в трудах X Всесоюзного совещания по литологии докембрия, состоявшегося в Москве в 1973 г. (Труды совещания, 1975).

Суммарная мощность структурно-формационного комплекса архея составляет на Алданском щите не менее 15—20 км, а на Украинском и в восточной части Балтийского щита и Воронежского массива около 10 км.

Региональный метаморфизм большей частью соответствует гранулитовой и амфиболитовой фациям. Метаморфизм фации зеленых сланцев проявлен не только по зонам тектонического расщепления, но местами развит и регионально по древним метаморфическим толщам (Днепровский блок на Украине, Алдано-Тимптонский мегантиклинорий на Алданском щите, Мурманский блок в восточной части Балтийского щита).

Интрузивные образования, входящие в состав структурно-формационного комплекса архея, относятся к проявлениям основного магматизма базальтового слоя, не всегда четко обособленным от осадочно-вулканогенных формаций.

Ультраметаморфические формации играют важную роль в составе структурно-формационных комплексов архея. Наиболее типичны плагиогранит-чарнокитовая и мигматит-гранитовая.

Обращает на себя внимание исключительная интенсивность ультраметаморфизма на Украинском щите, в связи с чем на долю метаморфизованных пород гранулитовой и амфиболитовой фаций остается около 35% площади. В пределах Алдано-Тимптонского мегантиклинория Алданского щита ультраметаморфические породы занимают в среднем 60% площади и более, а в Тимптоно-Учурском мегасинклинории составляют только 10%. Площади, занятые ультраметаморфическими формациями архея, занимают 25% территории восточной части Балтийского щита. Как общая закономерность намечается приуроченность ультраметаморфических формаций архея к областям развития осадочно-вулканогенных формаций основного состава.

Структурно-формационные комплексы раннего протерозоя, образующиеся в условиях протогеосинклинального режима (длительность 700 млн. лет), объединяют осадочные и осадочно-вулканогенные формации. Для раннего протерозоя характерно сочетание трех групп геологических формаций: 1) джеспилитовой, подразделяющейся на различные литофациальные разновидности — осадочную и осадочно-вулканогенную; 2) диабазовых и кератофир-спилит-диабазовых формаций, сходных с близкими по составу формациями фанерозоя; 3) осадочных формаций песчанико-аргиллитового и кварцит-конгломератового состава. Намечается преобладание пелит-псаммитовых и псефитовых отложений на щитах Русской платформы и присутствие карбонатных пород на Алданском щите.

Наиболее характерной для раннепротерозойских структурно-формационных комплексов является группа джеспилитовых формаций, имеющих важное металлогеническое значение. На щитах Русской платформы к ним относится джеспилитовая осадочная формация Кривого Рога и КМА, вмещающая крупнейшие месторождения железистых кварцитов, и джеспилитовая вулканогенно-осадочная формация, с которой также связаны железорудные месторождения (белозерская свита). В восточной части Балтийского щита присутствует джеспилитовая формация осадочно-вулканогенного типа, подразделяемая на сланцево-диабаз-порфиловую и сланцево-лептит-порфиловую, несущие месторождения Оленегорской и Гимолы-Кастамукшской групп. На Алданском щите развита одна джеспилитовая осадочно-вулканогенная (сланцево-диабазовая формация), вмещающая месторождения магнетитовых кварцитов и сланцев в Олекминской зоне протерозоя.

Средняя суммарная мощность геологических формаций раннепротерозойского структурно-формационного комплекса составляет 5—10 км.

Прогрессивный региональный метаморфизм соответствует амфибо-

литовой фации, но фиксируется проявление в отдельных зонах также и метаморфизма гранулитовой фации. Для раннего протерозоя характерно наложение регрессивного метаморфизма зеленосланцевой фации, связанного с региональным развитием процессов диафтореза, а также прогрессивной формы его проявления (криворожская серия). Особенно ярко этот процесс выражен на щитах Русской платформы.

Образование раннепротерозойского структурно-формационного комплекса сопровождалось континентальными перерывами и региональным проявлением коры выветривания. Характерно появление кор выветривания в основании джеспилитовой формации как осадочного, так и осадочно-вулканогенного литофациального типов, а также в основании осадочных отложений, предшествующих и следующих после накопления этой формации (Украина, Воронежский массив, Балтийский щит).

Магматические образования представлены в раннем протерозое формациями основного и кислого состава.

Формации основных пород — габбро-диорит-диабазовая, габбро-пироксенитовая и габбро-анортозитовая — имеют широкое распространение на Алданском и в восточной части Балтийского щитов. На Украинском щите и Воронежском массиве известны проявления пироксенитовой, габбро-перидотитовой и габбро-диоритовой формаций, имеющих в общем ограниченное распространение. Особенно характерна габбро-анортозитовая формация, отличающаяся интенсивным проявлением процессов глубинного кальциевого и натрий-кальциевого метасоматоза.

Формации гранитного состава, в большей своей части автохтонные, представлены рядом от мигматит-плагиогранитовой, чарнокитовой к мигматит-гранитовой формации, часто сопровождающимися наложением процессов глубинного натриевого и калиевого метасоматоза. Особенно длительное и интенсивное проявление процессов ультраметаморфизма характерно для Украинского щита, где выделяется ряд гранитовых и мигматит-гранитовых формаций, имеющих широкое пространственное развитие. На Алданском щите известна мигматит-плагиогранитовая формация, связанная пространственно и структурно с формацией габбро-анортозитов. В восточной части Балтийского щита известны мигматит-гранитовая, гранодиорит-гранитовая, микропегматит-гранитовая формации, отличающиеся, вероятно, относительно меньшей глубиной кристаллизации.

Магматические и интрузивно-анатектические формации раннего протерозоя в целом соответствуют условиям регионального метаморфизма амфиболитовой фации. Уровни возникновения магм, видимо, ограничиваются гранулит-базитовыми и гнейсо-гранитовыми слоями материковой земной коры, по В. В. Белоусову [23], и не проникают в мантию.

Образование раннепротерозойских структурно-формационных комплексов, вероятно, происходило в условиях значительной повторной трансформации архейских оболочек земной коры.

Геоструктуры, сложенные геологическими формациями раннего протерозоя, чаще имеют линейную форму (типа подвижных поясов) и по строению относительно более гетерогенны, чем архейские. Наряду с этим региональный метаморфизм амфиболитовой фации, а также ультраметаморфизм и магматическая деятельность в совокупности с процессами складчатости способствовали созданию сложной, но в общем гомогенизированной коры состава гнейсо-гранитового слоя.

Для архейских и раннепротерозойских структурно-формационных комплексов характерна незавершенность геотектонического развития, определяемая по отсутствию групп геологических формаций, сопоставимых с геологическими образованиями поздних этапов геосинклиналь-

ного развития, типичных для фанерозойских подвижных поясов. Причиной этого является, по-видимому, недостаточная «жесткость» земной коры в раннем докембрии.

Структурно-формационные комплексы среднего протерозоя, длительность которого измеряется до 400 млн. лет, образуются в условиях принципиально отличного геотектонического про- и протогеосинклинального развития земной коры к позднепротерозойской платформе и областям байкальской складчатости, но и к качественно новым типам геотектонического режима фанерозоя, для которых характерны геосинклинали, платформы и области активизации.

Отличительной чертой этой эпохи является сочетание признаков как геосинклинального, так и платформенного режимов, что повлекло к разноречивым его определениям: протоплатформенный, эоплатформенный, субплатформенный, подвижная платформа, переходный к платформе, миеосинклинальный, тафрогенный и т. д. Типовые ассоциации геологических формаций, характер складчатости, положение в планетарных структурах докембрия, металлогения свидетельствуют, по нашему мнению, о специфическом геотектоническом режиме этой эпохи, характеризующемся ведущей ролью контрастных глыбовых перемещений в условиях поднятия и опускания по разломам и вовлечением в геологические процессы относительно глубинных слоев земной коры, включая верхнюю мантию. Для определения геотектонического режима развития Земли в среднем протерозое нами принят термин «протоорогенный».

Структурно-формационные комплексы среднего протерозоя объединяют осадочные и осадочно-вулканогенные формации, близкие по типу к молассоидным (сочетание различных фаций алеврит-псаммитовых и псефитовых осадков, изменяющихся от мелководно- и прибрежно-морских к лагунным и континентальным, включая дельтовые и пролювиальные). Вулканогенные члены представлены диабазовым и диабаз-порфировым рядом, иногда с несколько повышенной щелочностью. Количество формаций на всех щитах не превышает двух-трех. Так, на Алданском щите особенно ярко представлена меденосная алевролит-песчаниковая формация (удоканская серия) и сланцево-гравелит-песчаниковая, частью диабаз-порфировая формация, с которой сходны некоторые формации Украинского щита и Воронежского массива. Осадочно-вулканогенные формации восточной части Балтийского щита характеризуются преобладанием основных лав, вплоть до пикритовых порфиритов (кварцит-доломит-диабазовая, пикрит-порфиритовая).

Суммарная мощность среднепротерозойских структурно-формационных комплексов весьма изменчива и колеблется от 3 до 12 км для различных щитов.

Региональный метаморфизм соответствует зеленосланцевой фации и эпидот-амфиболитовой субфации амфиболитовой фации*. Для среднепротерозойских структурно-формационных комплексов весьма специфичны коры выветривания, признаки которых отмечены как в основании кварцит-доломит-диабазовой формации восточной части Балтийского щита или осадочно-вулканогенных формаций Воронежского массива, содержащих дезинтегрированные руды курской серии и другие, так и внутри их разрезов.

Интрузивный магматизм среднего протерозоя резко отличен в связи с принадлежностью большинства интрузивных формаций к образованиям малых и средних глубин, четкой петрологической дифференци-

* По данным Ю. М. Соколова и других, в зонах пегматитообразования степень метаморфизма повышается до андалузит-силлиманитовой и дистен-силлиманитовой субфаций.

рованностью и более пестрой ассоциацией формаций. Структурно-формационный комплекс объединяет ряд формаций от ультраосновных — основных до кислых и щелочных. Наиболее типичной для характеристики магматического процесса является группа перидотит-пироксенит-габбровых формаций, несущая медноникелевое оруденение и формация габбро-анортозитов-гранитов рапакиви.

Геологические формации этой эпохи локализуются в тектонических структурах, именуемых «приразломными прогибами», «шовными прогибами», «наложенными мульдами» и пр., развивающихся в обстановке контрастных глыбовых движений, что иногда приводит к накоплению осадочных отложений весьма значительных мощностей. Намечается связь процессов осадконакопления с конседиментационными разломами, возникшими при глыбовых перемещениях в земной коре. Интрузивы обычно тяготеют к прогибам, выполненным осадочными и осадочно-вулканогенными формациями среднего протерозоя.

В условиях усиления контрастности глыбовых перемещений, углубления дифференциации геологических процессов и дифференцированного развития отдельных частей земной коры уровни возникновения магматических очагов, вероятно, различны и могут меняться от гранито-гнейсового слоя до верхней мантии. В последнем случае они возникают, согласно Ю. М. Шейнманну [505], за счет глубинной дифференциации мантийных андезито-базальтовых магм. Приуроченность мантийных магм к зонам повышенной сейсмичности подтверждает, как нам кажется, связь среднепротерозойских магм с глубинными разломами. Вся совокупность геологических факторов отвечает в среднем протерозое неравномерному, иногда весьма динамическому и ускоренному развитию геологических процессов. Как отличительную черту рассматриваемых структурно-формационных комплексов следует отметить рудоносность ряда геологических формаций (медистые песчаники, золотоносные конгломераты, кобальт-медно-никелевые руды и пр.).

Структурно-формационные комплексы позднего протерозоя принадлежат на склонах щитов к образованиям осадочного покрова платформы начиная с появления перикратонных и внутриплатформенных прогибов, оформляющихся в обстановке относительной мобильности земной коры. Для Алданского щита характерна смена псаммит-псефитовых отложений известняково-доломитовыми. В восточной части Балтийского щита доминируют аргиллит-алевролит-песчаниковые формации.

Верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные отложения Украины (збраньковская и толкачевская свиты овручской серии) относятся к образованиям областей тектоно-магматической активизации. Верхнепротерозойско-вендские формации склонов Украинского щита (песчанико-аргиллитовая и базальто-туфовая) входят в состав платформенного покрова.

Суммарная мощность структурно-формационных комплексов верхнего протерозоя, составляющая 8—10 км, достигает наибольших значений на склонах Алданского щита.

Метаморфические изменения в породах позднего протерозоя сводятся к катагенезу и эпигенезу, и только породы овручской серии метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Коры выветривания почти повсеместно предшествуют накоплению осадочных отложений, локализуясь в основании формаций (учурская серия на Алдане, петрозаводская и шокшинская свиты в Карелии и др.).

Интрузивные образования позднего протерозоя представлены трапповой, щелочных-ультраосновных пород с карбонатитами и габбро-перидотитовой формациями. Первая из них особенно характерна для позднепротерозойского магматизма и фиксируется на всех щитах. Формация щелочных-ультраосновных пород с карбонатитами типично представлена в позднем протерозое на Алданском щите (арбарастахский комплекс).

Габбро-перидотитовая формация известна на Украине (девладовский комплекс) и на Воронежском массиве. Перечисленные формации рассматриваются как проявления платформенного магматизма.

Расположение магматических тел в структурах щитов, характер связи их с разрывными дислокациями и приуроченность к участкам блоковых перемещений служат основанием для отнесения их к проявлениям тектоно-магматической активизации. Уровни возникновения магм, вероятно, расположены так же глубоко, как и на платформах и соответствуют мантии. В частности, щелочно-ультраосновные магмы рассматриваются как результат полного или почти полного плавления вещества мантии [505].

Структурно-формационные комплексы палеозоя представлены на щитах не полно, вследствие выпадения из разреза целого ряда геологических формаций, относящихся к ордовику — триасу. Формации такого возраста широко развиты в составе осадочного покрова Русской и Сибирской платформ, но не фиксируются на щитах, где только на склонах известны отложения венда, кембрия, редко девона и карбона.

К палеозойским платформенным образованиям относятся геологические формации склонов Алданского и восточной части Балтийского щитов. Такова известняк-доломитовая формация венда-нижнего кембрия и алевролит-аргиллитовая формация рифея. На северо-восточном склоне Украинского щита залегают средне-верхнепалеозойские формации области его сочленения с Донецким авлакогеном (Волновихская зона).

Суммарная мощность геологических формаций этого структурно-формационного комплекса изменчива. Максимальных значений она достигает в области сочленения Украинского щита с Днепровско-Донецким авлакогеном (свыше 3100 м). Мощность платформенных формаций Алданского и восточной части Балтийского щитов составляют 900—1200 м и редко больше (до 1600—2400 м в крупных грабен-синеклизах и внутриплатформенных прогибах). Метаморфические изменения в породах палеозойских формаций относятся к категории ката- и эпигенетических.

Интрузивные и вулканогенные формации палеозоя относятся к образованиям тектоно-магматической активизации. Ранние проявления магматизма областей активизации относятся к кембрию-ордовику. На Украинском щите они представлены остаточными жерловыми структурами трахит-липаритовой формации, локализующимися в разломах (ильинцовский комплекс), возраст которой 470—550 млн. лет. В восточной части Балтийского щита близкий возраст (540—590 млн. лет) имеют многочисленные интрузии формации щелочных-ультраосновных пород на Кольском полуострове, относимые некоторыми исследователями к платформенному магматизму. Вероятно, платформенными являются только дайки трапповой формации, локализующиеся на склонах щитов.

Наиболее ярко процессы тектоно-магматической активизации выражены в девоне-нижнем карбоне на Кольском полуострове, где они фиксируются интрузиями формации агпайтовых щелочных и нефелиновых сиенитов с возрастом 280—300 млн. лет (Хибинский и Ловозерский массивы). В пространственной и структурной связи с этими массивами находятся осадочно-вулканогенные отложения континентальных впадин, относимые к щелочно-базальтовой формации (Контозерская впадина). Кроме того, на щитах установлено присутствие единичных трубок и даек кимберлитов. На этом основании в составе палеозойского структурно-формационного комплекса выделяется кимберлитовая формация, но данных для ее полной характеристики пока недостаточно. В юго-западной части Алданского щита выделена габбро-сиенит-гранитовая формация палеозойского возраста (ангамакитский комплекс),

также относящаяся к магматическим проявлениям областей активизации.

На принадлежность перечисленных формаций к производным тектоно-магматической активизации указывает присутствие континентальных осадочно-вулканогенных образований, свидетельствующих о существовании второй формы проявления процесса активизации — депрессионных структур наряду с блоковыми поднятиями. Уровни возникновения магм, вероятно, соответствуют мантии, как это предполагается для кимберлитов, и наряду с этим области контакта «базальтового» и гранито-гнейсового слоев.

Структурно-формационные комплексы мезозоя и кайнозоя представлены на щитах Сибирской и Русской платформ геологическими формациями областей тектоно-магматической активизации как «автономной», так и «отраженной» (в понимании А. Д. Щеглова [518] и других исследователей).

Особенно важное значение этот процесс имеет на Алданском щите, где в пределах Чарско-Учурского сводово-блокового поднятия широко развиты депрессионные и купольно-блоковые структуры, связанные с автономной активизацией. Континентальные впадины выполнены отложениями угленосной алевролит-песчаниковой формации юры-нижнего мела, а купольно-блоковые поднятия, вмещают вулканогенно-интрузивные образования фонолит-трахит-сиенитовой и лампрофир-сиенитовой формации.

Суммарная мощность угленосных отложений и, таким образом, структурно-формационного комплекса составляет около 3 км, площадь их развития в континентальных впадинах занимает около 10% территории Алданского щита.

Коры выветривания, залегающие в основании юрских отложений, относятся к начальным стадиям развития процессов тектоно-магматической активизации. В зоне сопряжения щита с Монголо-Охотской складчатой областью к образованиям тектоно-магматической активизации относятся крупные массивы гранодиорит-гранитовой формации, имеющие аналоги в областях активизации в западном Забайкалье. Мезозойские разрывные нарушения и крупные массивы гранитоидов этой формации, занимающие до 7% территории щита, способствовали блоковому расчленению Джугджуро-Становой зоны. В кайнозое геологическое развитие щита заканчивается наземными излияниями трахибазальтовой формации и образованием неотектонических рифтогенных впадин, выполненных рыхлыми отложениями.

Процессы тектоно-магматической активизации и порожденные ими геологические формации оказали весьма значительное влияние на тектоническое строение и металлогению этого региона (каменный уголь, золото, свинец и др.).

На Украинском щите к производным мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации может быть отнесена юрская липарит-трахидацитовая формация и угленосная алевролит-аргиллитовая формация палеогена. Связь их с процессами активизации обусловлена приуроченностью к тектонически мобильным участкам щита, где широко развиты разрывные нарушения. Липарит-трахидацитовая формация сохранилась в реликтовых вулканических жерлах, фиксируемых крупными впадинами (Болтышская). Угленосная алевролит-аргиллитовая формация палеогена заполняет наложенные впадины, занимающие значительные площади.

Проявлений мезозойской и кайнозойской тектоно-магматической активизации в восточной части Балтийского щита пока не обнаружено, не исключена возможность, что к ним могут быть отнесены вулканогенные толщи Онежского полуострова.

УКРАИНСКИЙ ЩИТ

ПРОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Геологические формации архея представлены: диабазовой (аульская серия), офиолитовой (бугская серия, лозоватская свита) и аргиллит-песчаниковой (тетеревская серия, корсак-шовкайская свита). Породы диабазовой и офиолитовой формаций (древнее 2700 млн. лет), метаморфизованные в гранулитовой и регрессивной амфиболитовой фациях, сохранились в крупных блоках в западной и восточной частях щита. В пространственной связи с ними находятся метаморфизованные осадочные толщи аргиллит-песчаниковой формации, породы которых метаморфизованы в низкотемпературной субфации гранулитовой фации, граничащей с амфиболитовой фацией (прил. 1).

Диабазовая и офиолитовая формации представлены основными кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами, соответствующими по минеральному и химическому составу основным лавам базальт-диабазового состава. В области развития офиолитовой формации широко распространены породы габбро-норитового и пироксенит-перидотитового рядов.

Перечисленные формации рассматриваются некоторыми авторами как образования «базальтового слоя», трансформированные в ранние стадии формирования земной коры. Метаморфизованные осадочные толщи являются, вероятно, преобразованными отложениями архейского моря, примыкавшими к участкам наиболее ранней консолидации базальтового слоя. Возрастные взаимоотношения их показывают последовательный ряд: диабаз-терригенная — офиолитовая — аргиллит-песчаниковая; не исключено, что образование их происходило с некоторым перекрытием во времени.

Диабазовая формация. Формация объединяет гнейсы и амфиболиты аульской серии. Ранее эти толщи выделялись Н. П. Семененко [399], Я. Н. Белевцевым и А. К. Пруссом [17, 18], Г. И. Каляевым [189], В. И. Орса под названием днепровской, ауло-романовско-таромской, вольнянской и других серий. Нижняя граница формации неизвестна, верхняя определяется по смене ассоциаций пород и налеганию вулканогенных толщ конкско-верховцевской серии.

Данные о возрасте пород формации дают колебания времени метаморфизма пород от 2500 до 3100 млн. лет по свинцово-изотопному методу по различным минералам. Калий-аргоновый метод показывает колебания возраста метаморфизма амфиболовых пород от 2600 до 3310 млн. лет. Возраст биотитовых гнейсов определяется аргоновым методом в 2000—2290 млн. лет. Время накопления пород аульской серии принимается древнее 2600—3100 млн. лет [98, 148].

Породы формации сохранились среди гранитов и мигматитов ультраметаморфических комплексов архея и раннего протерозоя в виде скиалитов мощностью десятки метров — первые километры, локализуемых в восточной части Днепровского блока. В составе формации выделяются следующие ассоциации пород: амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, диопсидовые амфиболиты, габбро-амфиболиты; амфибол-гиперстеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы; биотитовые гнейсы, иногда гранат и кордиеритсодержащие; метаморфизованные перидотиты. Мощность формации около 5000 м. Минеральный состав пород определяется обыкновенной роговой обманкой, геденбергит-диопсидом, редко гиперстеном, олигоклазом, андезином, биотитом, гранатом. Акцессорные минералы — сфен, апатит, магнетит.

По химическому составу амфиболиты характеризуются высокой основностью, соответствующей среднему химическому составу базальта; для гнейсов характерен нормально глиноземистый состав с преобладанием Na_2O над K_2O .

Амфиболовые и гиперстенсодержащие породы рассматриваются всеми исследователями как метаморфизованные базиты (диабазы, базальты). Часть биотитовых и глиноземистых гнейсов может иметь терригенное происхождение. Ультрабазиты являются обычными спутниками основных магм.

Породы метаморфизованы преимущественно в амфиболитовой фации; парагенезис (гиперстен — роговая обманка — основной плагиоклаз) указывает на реликты гранулитовой фации, что позволяет рассматривать амфиболитовую фацию как регрессивную. Неоднократное проявление процессов ультраметаморфизма, связанных с образованием днепровского и кировоградско-житомирского комплексов, вызвало биотитизацию. Для пород формации характерно наложение парагенезиса зеленосланцевой фации метаморфизма, выраженной в широком и повсеместном развитии хлорита, эпидота, серицита и мусковита. Развитие процессов диафореза, видимо, отделено большим промежутком времени и следует после образования пород конкско-верховцевской серии.

Офиолитовая формация. К формации отнесены породы бугско-днестровской серии и лозоватской свиты архейского возраста, рассматриваемые ранее в составе гнейсовой серии. А. Н. Козловская и М. И. Ожегова [203] относили гнейсовую серию к спилитовой формации, образовавшейся в результате метаморфизма эффузивных и частично осадочных пород. И. С. Усенко [465] выделял среди архейских вулканогенных пород Украины офиолитовую формацию, представленную метаморфизованными базитами и ультрабазитами ранней стадии подвижной зоны.

В 1960 г. Ю. Ир. Половинкиной была выделена днестровско-бугская свита, совпадающая по объему и распространению с рассматриваемой формацией. Эту формацию к офиолитовой отнесли Ю. Ир. Половинкина [359] и Э. Б. Наливкина [295]. И. С. Усенко [465] рассматривает породы лозоватской свиты в качестве осадочно-эффузивной формации. Характерными чертами формации являются большая мощность отложений, близость минералогического и химического состава основных пород и офиолитовых интрузий, связь с ними прослоев карбонатных пород, указывающих на подводное накопление толщ и др.

Породы офиолитовой формации локализируются в пределах Винницкого, Гайворон-Ямпольского, Голованевского и Тульчинского блоков (бугско-днестровская серия), а также в Приазовье (лозоватская свита). Границы формации большей частью тектонические или замаскированы под влиянием процессов ультраметаморфизма. Верхняя граница определяется достаточно отчетливо для лозоватской свиты по появлению в ее составе кварцитов, биотитовых гнейсов и смене состава пород в контакте с вышележащей корсак-шовкайской свитой.

Кристаллические сланцы, гнейсы и другие породы сохранились в пределах Винницкого блока среди ультраметаморфических пород плагиогранит-чарнокитовой формации в виде ксенолитов и пластообразных тел мощностью до десятков — сотен метров. В ряде блоков породы этой формации подверглись повторному изменению в результате наложения процессов гранитизации (кировоградско-житомирский комплекс).

Большой материал по радиологическим данным пород бугско-днестровской серии был систематизирован Н. П. Щербаком [520]. Изотопный возраст циркона из пироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов равен 2700—2500 млн. лет; время формирования пород этой серии относится им к 2900—2800 млн. лет, а метаморфизм серии считается древнее 2500 млн. лет. Определение возраста гиперстенных кристаллических сланцев из района рек Мурафа, Недотёка, Южный Буг, выпол-

ненное свинцово-изохронным методом в лаборатории ВСЕГЕИ А. Д. Искандеровой, [125], дало значения $2850-2700 \pm 100$ млн. лет. Эти значения подтверждают архейский возраст формации и указывают, вероятно, на время проявления регионального метаморфизма, относительно близкого к седиментации. Возраст мраморов и кальцифигов из карьера у с. Хошеват-Завальевское, определенный во ВСЕГЕИ свинцово-изохронным методом, равен $3800-3600$ млн. лет. Возраст амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов лозоватской свиты (р. Токмак), определенный калий-аргоновым методом, равен, по данным В. Д. Ладиевой [98, 251], $2860-2320$ млн. лет. Меньшие значения возраста, полученные другими методами [98], скорее говорят в пользу «омоложения», вызванного наложением процессов ультраметаморфизма.

В состав офиолитовой формации входят следующие ассоциации пород: пироксен-плагиоклазовые и двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы; биотит-плагиоклазовые, биотит-роговообманково-плагиоклазовые и биотит-гранат-плагиоклазовые гнейсы; габбро-габбро-диабазы, амфиболиты, габбро-нориты, пироксениты, перидотиты, оливиниты, кальцитовые мраморы и кальцифиры; магнетитовые кварциты, кварциты. Наибольшее распространение имеет первая группа пород; ультраосновные породы, мраморы, кальцифиры, кварциты и железистые породы имеют узколокальное развитие.

Минеральный состав пород формации определяется следующими парагенезисами: лабрадор — битовнит — гиперстен — диопсид; диопсид — роговая обманка — андезин — гранат; роговая обманка — андезин — кварц, редко биотит-плагиоклаз-калиевый полевой шпат. Для гиперстена характерна повышенная железистость — до $45-47$ мол. % [293]. Акцессорные минералы — циркон, апатит, сфен, магнетит, ильменит.

В мраморах, обычно кальцитовых, появляются кальций-магниево-силикаты (диопсид, волластонит, скаполит). По минеральным парагенезисам породы офиолитовой формации принадлежат к гранулитовой фации метаморфизма. В породах лозоватской свиты присутствуют парагенезисы субфации альмандиновых амфиболитов.

В локальных зонах по породам лозоватской свиты развиты процессы диафтореза, фиксируемые по появлению эпидота, хлорита, альбита, кальцита. Весьма ограниченное распространение имеют кварц-магнетит-гиперстеновые, иногда гранатсодержащие, кварц-гранатовые породы и кварциты, образующие маломощные прослои и линзы среди гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев в районе Гайворон — Завалье. Местами с ними ассоциируют графит-биотитовые гнейсы с гранатом и графитом (до 5%).

В породах формации хорошо выражено первичное напластование, определяемое по чередованию слоев различного состава. Полосчатость и сланцеватость метаморфических пород, по-видимому, отвечают первичной слоистости. Мощность формации $4000-6000$ м. Мощность линз и пластов ультраосновных пород до 50 м, мраморов и кальцифигов — $20-50$ м.

Первичная вулканогенная природа пород формации, претерпевших изохимический метаморфизм, доказывается кроме текстурных признаков положением фигуративных точек химических составов в поле основных изверженных пород тетраэдров Ниггли. Состав меланократовых гнейсов довольно постоянен и приближается к составу базальтоидов. К парапородам могут быть отнесены некоторые биотитовые гнейсы, известняки, кварциты, железистые кварциты.

Аргиллит-песчаниковая флишоидная формация. К формации отнесены породы нижней станишовской свиты тетеревской серии, а также корсак-шовкайской свиты. Тетеревская серия в начале в составе гнейсовой серии изучалась Н. И. Безбородько [12], В. И. Лучицким [269], А. Н. Козловской [203], Ю. Ир. Половинкиной [361] и другими.

Возраст метаморфических пород междуречья Тетерев — Случь — Южный Буг определен свинцово-изотопным и аргоновым методами в 2300—2000 млн. лет, что послужило основанием Н. П. Щербаку отнести время осадконакопления и метаморфизма к интервалу 2500—2100 млн. лет. Определение возраста биотитовых гнейсов из района рек Случь, Тетерев и Гнилопять свинцово-изохронным методом во ВСЕГЕИ показало 2750—2800 млн. лет [125]. Эти данные совпадают с определениями возраста, полученными по породам бугско-днестровской серии [520], что показывает относительную близость времени их метаморфизма. Возраст пород корсак-шовкайской свиты, определенный свинцово-изотопным методом по сфену, 2500 млн. лет [430].

Породы аргиллит-песчаниковой формации, распространенные в пределах Новоград-Волынского, Голованевского и Западно-Приазовского блоков, слагают несколько крупных синклинальных складок в южной части Новоград-Волынского блока и в Приазовском блоке или сохраняются в виде реликтовых пачек и ксенолитов среди гранитов и мигматитов подольского и кировоградско-житомирского комплексов, а также в Коростенском массиве гранитов рапакиви.

Нижняя граница формации определяется по залеганию тетеревской серии на породах бугско-днестровской серии, возможно, со стратиграфическим несогласием; верхняя граница определяется по смене ассоциации преобладающих биотитовых гнейсов станишовской свиты карбонатными породами и амфиболитами кочеровской свиты.

Для формации характерны следующие ассоциации метаморфических пород: биотит-плаггиоклазовые, биотит-гранат-плаггиоклазовые, биотит-кордиерит-плаггиоклазовые, силлиманит-биотит-плаггиоклазовые гнейсы с графитом, кварциты, корунд-шпинелевые породы (85% разреза); пироксен-плаггиоклазовые, амфибол-биотит-плаггиоклазовые с гранатом гнейсы; амфиболиты, амфиболовые гнейсы (до 15% разреза).

В верхней части корсак-шовкайской свиты залегает пачка мраморов, кальцифиров, пироксеновых, амфибол-пироксеновых гнейсов и пироксен-магнетитовых кварцитов (Мариупольская синклинали), которая условно относится к этой формации. Мощность формации 3000—4500 м. Мощность пластов карбонатных пород и кварцитов достигает 100—250 м.

В породах тетеревской серии отмечается полосчатость и местами грубая ритмичность, обусловленная чередованием слоев различного состава, которая, по-видимому, отвечает характеру первичной слоистости. Для пород корсак-шовкайской свиты характерны линзовидно-полосчатые и полосчатые текстуры, а также ритмичное строение, определяемое по смене грубослоистых пород тонкослоистыми снизу вверх по разрезу.

Ассоциации пород формации являются по реликтовому структурно-текстурным признакам и характеру слоистости первично-осадочными образованиями — песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Меланократовые гнейсы и кристаллические сланцы соответствуют основным лавам. Есть указания на присутствие по р. Тетерев конгломератов с галькой гранитов [435]. Пласты амфиболитов и амфиболовых гнейсов, вероятно, представляют собой измененные силлы диабазов, обычных в составе осадочных флишеидных формаций.

Для пород формации характерны следующие минеральные парагенезы: биотит — плаггиоклаз (микроклин) — кварц; роговая обманка — биотит — плаггиоклаз (микроклин); роговая обманка — диопсид — плаггиоклаз; гранат — силлиманит — биотит — плаггиоклаз — кварц. Редки кордиерит и графит; аксессуарные — апатит, циркон, монацит, сфен, ортит, турмалин, ильменит, магнетит.

Пироксен-магнетитовые кварциты, ассоциирующие с гиперстеновыми и другими меланократовыми гнейсами, характеризуются парагенезисами: гиперстен, диопсид-геденбергит, гранат, оливин, кварц, магнетит,

роговая обманка. Минеральные парагенезисы относятся к силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации и соответствуют границе между амфиболитовой и гранулитовой фациями [64].

Ультраметаморфические и интрузивные формации

В архее Украинского щита обособляются плагиогранит-мигматитовая, плагиогранитовая и плагиогранит-чарнокитовая формации (днепровский, саксаганский и подольский комплексы).

К древнейшим ультраметаморфическим образованиям Украины относится плагиогранит-мигматитовая формация — 2830—2710 млн. лет [98], развитая в Днепровском блоке в пространственной связи с более древними метаморфическими породами аульской серии. Плагиогранит-чарнокитовую формацию некоторые исследователи относят к ранне-протерозойской эпохе гранитизации, на основании радиологических данных (2400—2100 млн. лет). В настоящей работе мы принимаем ее возраст как архейский, исходя из характера геологических соотношений. Ультраметаморфические образования развиваются по породам бугско-днестровской и тетеревской серий архея и их аналогам в Приазовье, не затрагивая породы протерозойской росинско-тикичской серии. Радиологические данные, вероятно, фиксируют значения омоложения, неоднократно отмечаемого в областях развития процессов ультраметаморфизма.

Основные интрузивные породы габбро-габбро-норитового и перидотит-пироксенитового рядов рассматриваются по классификации Штейнманна в составе офиолитовой формации [294].

Архейские ультраметаморфические формации различны по ассоциациям пород и принадлежности к фациям метаморфизма. Породы более древней плагиогранит-мигматитовой и плагиогранитовой формаций образовались в условиях амфиболитовой фации и испытали наложение процессов диафтореза (мусковитизация, эпидотизация, хлоритизация).

Плагиогранит-чарнокитовая формация образовалась в условиях гранулитовой фации в глубоких зонах ультраметаморфизма. Процессы ультраметаморфизма в целом характеризовались высокой интенсивностью, в связи с чем граниты и мигматиты образуют громадные блоки, местами почти полностью ассимилируя вмещающие породы аульской и бугско-днестровской серий. Суммарная площадь их развития составляет около 40% территории щита. Намечается приуроченность областей гранитизации к участкам наиболее ранней консолидации базальтового слоя, представленным диабазовой и офиолитовой формациями, что, видимо, связано с энергетическим состоянием отдельных участков земной коры в архее. Не исключено, что дальнейшее развитие коры в раннем протерозое привело к проявлению процессов реоморфизма в полях гранитизации и в связи с этим к омоложению радиологических показателей.

Плагиогранит-мигматитовая формация. Мигматитовые толщи Приднепровья были отнесены Н. П. Семененко [400, 401] к древнейшим образованиям Украинского щита, изучением которых занимались многие исследователи. Породы этой формации слагают Днепровский блок; в полях гранитов и мигматитов сохранились реликтовые пачки биотитовых, амфиболовых гнейсов и амфиболитов аульской серии, метаморфизованных в амфиболитовой фации. Верхняя граница формации определена по нахождению реликтов синклиналиных структур, сложенных метаморфизованными вулканогенными породами конкско-верховцевской серии, а также по наложению процессов калиевого метасоматоза, связанного с формированием гранитов кировоградско-житомирского и токовского комплексов.

Возраст формации определяется как архейский на основании геологических соотношений с более молодыми интрузивными комплексами. Возраст радиоактивных минералов из гранитов равен 3130—2670 млн. лет [98, 148]. Наиболее достоверный возраст аксессуарных минералов из плагиогранитов и мигматитов 2830 ± 110 млн. лет, а для аплит-пегматоидных гранитов — 2710 ± 95 млн. лет.

В составе формации выделяются следующие ассоциации пород: плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты, мигматиты; плагио-микроклиновые, аплит-пегматоидные граниты, аплиты. Перечисленные породы лишь условно называются гранитами, являясь в большей части мигматитами и мигматизированными гнейсами. Обычно преобладают плагиоклазовые мигматиты — биотитовые и биотит-амфиболовые, среди которых выделяются полосчатые, порфиробластические, пятнистые, плейчатые и птигматитовые разности. Характерны агматиты и среди них будинированные тела амфиболитов. С мигматитами тесно связаны олигоклазовые граниты и кварцевые диориты.

Олигоклазовые граниты отличаются неоднородным сложением и непостоянным минеральным составом. Им присущи гнейсовые и полосчатые текстуры, что очень сближает их с мигматитами. Аплит-пегматоидные граниты и аплиты слагают мелкие пластообразные или линзообразные тела и жилы среди других пород формации и вмещающих гнейсов. Граниты и мигматиты обычно несут следы протоклаза и катаклаза, проявленных регионально.

Характерные черты формации выражены в наиболее крупном Новомосковском массиве, где на фоне олигоклазовых гнейсо-гранитов в условиях калиевого метасоматоза развиваются плагио-микроклиновые граниты и подчиненное распространение имеют поздние аплит-пегматоидные граниты и аплиты. Ограниченное развитие имеют слюдоносные гранатовые пегматиты и кварц-мусковитовые метасоматиты.

Состав пород формации определяется различными соотношениями альбит-олигоклаза, андезина, кварца, решетчатого микроклина, биотита и редко роговой обманки. Аксессуарные минералы — магнетит, сфен, апатит, циркон. Процессы диафореза выражены в обильном развитии минералов эпидот-цоизитовой группы, мусковита, серицита, хлорита.

Образование пород рассматриваемой формации предположительно происходило в условиях прогрессивного регионального метаморфизма амфиболитовой фации.

Плагиогранитовая формация. Интрузии этой формации (саксаганский комплекс) развиты главным образом в пределах Днепровского блока в пространственной связи с породами днепровского комплекса, с которым она может быть сопоставлена, по мнению Я. Н. Белевцева, А. Н. Сухинина и других [322]. Ю. Ир. Половинкина [359], Ю. Г. Гершойг и Е. А. Каплун [100] и другие считают, что плагиограниты Криворожья возникли до образования пород криворожской серии. А. П. Никольский [305], А. И. Стрыгин и М. Н. Довгаль [433], М. Н. Доброхотов [134] предполагают интрузивно-метасоматический характер контактов плагиогранитов с породами криворожской и сланцево-амфиболитовой серий.

Более древний возраст плагиогранитов саксаганского комплекса по отношению к породам криворожской и сланцево-амфиболитовой серий обосновывается Ю. Ир. Половинкиной и другими исследователями слабым метаморфизмом пород в зонах контакта и присутствием зон серицитизации, рассматриваемых как образования древней коры выветривания на гранитах. Работы последних лет подтвердили мнение о существовании древней коры на гранитах саксаганского комплекса под осадочными породами нижней свиты криворожской серии [66, 282].

Определения возраста гранитов калий-аргоновым методом по биотиту показали среднее значение 1950 ± 150 млн. лет. Породы рассматри-

ваемой формации образуют Саксаганский, Желтореченский, Кременчугский, Каменский, Токмаковский, Запорожский и Днепровский массивы. Первые три из них локализируются вдоль восточного контакта Криворожского синклиория, где получены данные о их возрасте.

В состав формации входит простая ассоциация пород, представленная плагиогранитами, плагиогранито-гнейсами и мигматитами. Наибольшее распространение имеют плагиогранито-гнейсы, залегающие в виде согласных пластообразных тел, мощность которых колеблется от километров до десятков и сотен метров и меньше. Мигматиты распространены преимущественно в краевых частях массивов.

Состав пород формации определяется кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом, амфиболом и акцессорными (магнетитом, сфеном, цирконом, апатитом). Породы формации обнаруживают следы протоклаза и катаклаза, проявленных регионально. При гранитизации амфиболитов возникают плагиограниты со значительным содержанием амфибола: плагиогранито-гнейсы переходят в гранодиорито-гнейсы и диоритогнейсы. При гранитизации биотитовых парагнейсов возникали породы адамеллитового состава, с которыми плагиогранито-гнейсы связаны постепенными переходами. Для саксаганского комплекса характерно развитие процесса диафтореза, выраженного в появлении серицита, хлорита, эпидот-цоизитовых минералов и кальцита.

Плагиогранит-чарнокитовая формация. В формацию объединены гиперстенсодержащие и другие связанные с ними гранитоиды юго-западной и юго-восточной частей Украинского щита, характеристике которых посвящена обширная литература. За рубежом чарнокитовая формация известна в Индии, Австралии, Африке, на Мадагаскаре, в Гренландии, Скандинавских странах, Восточной Антарктиде и в других местах. На территории нашей страны чарнокиты развиты в пределах Украинского, восточной части Балтийского, Алданского щитов, Анабарского массива и в Енисейском кряже.

В чарнокитовую формацию, называвшуюся серией, рядом, формацией, комплексом, включались разнообразные породы различного возраста, общим для которых являлось лишь присутствие гиперстена. В. И. Лучицким [268] указано на развитие чарнокитов в Побужье и на сходство этих пород с чарнокит-норитовой серией Восточной Индии. Понятие о чарнокитовой формации введено для Украины П. И. Лебедевым [257] и впоследствии Л. Г. Ткачуком [453], выделившим чарнокитовую серию. Н. П. Семененко [399, 401] относил к чарнокит-монцитовой серии метабазиты, перидотиты, амфиболиты и более поздние кордиерит-гранатовые граниты и плагиоклазовые граниты, рассматривая ее как древнейший магматический комплекс.

Ю. Ир. Половинкиной и Э. Б. Наливкиной [366] основные и ультраосновные породы отнесены к более древней, чем чарнокиты, магматической формации. Э. Б. Наливкиной [293] чарнокиты и генетически связанные с ними породы объединены в метасоматическую чарнокитовую формацию. М. Г. Равич [374] предложил именовать чарнокиты Побужья эндербитами.

К плагиогранит-чарнокитовой формации нами отнесены только породы гранитоидного состава с их лейкократовыми и пегматоидными разностями и полями мигматитов.

Возраст гиперстеновых гранитоидов юго-западной части Украинского щита определяется по их соотношению с древними архейскими гиперстеновыми гнейсами бугской серии, возраст метаморфизма которых 3240—2850 млн. лет. Возраст других гранитов, входящих в формацию, по данным свинцово-изохронного метода составляет 2400—2100 млн. лет [98, 519, 520].

Породы рассматриваемой формации часто перемежаются и связаны между собой постепенными взаимопереходами, что делает невоз-

можным выделение отдельных разновидностей в самостоятельные массивы. Гранитоиды, локализующиеся в пределах Винницкого, Днестровского и Голованевского блоков, образуют купольные структуры в ядрах антиклиналей, фиксируемые по характеру магнитного поля на фоне вмещающих мигматитов.

В составе формации выделяются следующие ассоциации пород (от ранних к более молодым): гранодиориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, мигматиты; чарнокиты, кварцевые диориты, плагиограниты, гранодиориты, мигматиты; гранат-биотитовые, гранат-кордиеритовые граниты, аплит-пегматоидные граниты, мигматиты.

Ассоциация пород, представленная гранодиоритами, кварцевыми диоритами, габбро-диоритами и мигматитами, известна в литературе под названием «собиты» [10, 11]. Эти породы образуют крупные массивы площадью до 80 км² и слагают пластовые тела, сопровождающиеся обширными полями мигматитов. В ряде случаев амфиболовые диориты сохранились в виде останцов среди гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса.

Минералогический состав этой группы пород характеризуется присутствием кварца, андезина, микроклина, обыкновенной роговой обманки. Для габбро-диоритов характерно повышение основности плагиоклаза до лабрадора. Акцессорные минералы — апатит, сфен, монацит, ортит, магнетит.

Породы ассоциации — чарнокиты, гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты и плагиомигматиты — образуют массивы, постепенно переходящие в гнейсы. Площадь массивов достигает 75 км². Породам свойственны гетеробластовая, гранобластовая и диабластическая структуры с широким развитием мirmekитов.

Состав пород определяется присутствием олигоклаз-андезина, кварца, гиперстена, салита, роговой обманки, биотита, граната и акцессорных — магнетита, апатита, монацита, сфена и циркона. Характерно присутствие в плагиоклазах антипертитовых вростков ортоклаза и микроклина, а также типична высокая железистость гиперстенов и роговой обманки [293]. В гранат-кордиерит-биотитовых гранитах появляются кордиерит и силлиманит; акцессорные — рудный минерал, гранат, реже апатит, циркон.

Аплит-пегматоидные граниты образуют крупные поля среди различных типов гранитоидов формации в пределах Днестровского блока, площадью до 300 км² и развиты повсеместно в виде жил, гнезд и пластообразных тел. Текстура их полосчатая, реже массивная; минеральный состав — микроклин, кислый плагиоклаз, кварц, биотит, гиперстен. Акцессорные минералы — циркон, апатит, монацит.

Гранат-кордиерит-биотитовые граниты рассматривались как гибридные магматические образования [10] и выделяются некоторыми авторами в самостоятельную формацию [268].

В Приазовье к плагиогранит-чарнокитовой формации отнесены мигматиты, граниты, гранодиориты — плагиограниты, лейкократовые микроклиновые граниты, рассматриваемые Ю. Ю. Юрком [525] как чарнокитоподобные мигматиты. Г. Л. Кравченко [224] относил их к кировоградско-житомирскому комплексу, Р. М. Полуновский [368] — к каратышскому, а В. И. Цуканов — к обиточенскому комплексам. Гранитоиды рассматриваемой формации развиваются здесь по породам лозоватской серии, метаморфизованным в гранулитовой фации. Возраст по свинцовому методу по ортитам соответствует 2130—2180 млн. лет [98].

Формация представлена диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами, а также аплитовидными и пегматоидными гранитами, связанными взаимопереходами. Плагиограниты слагают пластообразные залежи, линзы, прослои длиной 15—18 км, постепенно сменяющиеся полями

плаггиомигматитов; микроклиновые граниты образуют неправильные массивы протяженностью до 10—12 км. Скиалиты гнейсов и реликтовые гнейсовидные текстуры отражают структуры вмещающих пород. Массивы, сложенные различными породами формации, являются, по существу, полями теневых мигматитов.

Чарнокитоподобные породы Приазовья по составу близки к типичным представителям этой формации в Винницком и Днестровском блоках, отличаются меньшей основностью плагиоклаза и преобладанием диопсида над гиперстеном. Биотит и роговая обманка являются минералами амфиболитовой фации.

Породы плагиогранит-чарнокитовой формации известны, кроме того, в пределах Голованевского блока, где гиперстеновые гранитоиды, по данным А. Н. Сухинина, реоморфизованы в раннем протерозое и, следовательно, относятся к более молодым членам этой формации. Имеются данные, указывающие на частичное развитие этих пород по гнейсам росинско-тикичской серии нижнего протерозоя, что отличает их от идентичных по составу архейских пород Побужья. Минералогический состав гиперстеновых мигматитов рассматриваемого блока отличается от побужских мигматитов более лейкократовым характером.

Химический состав гиперстеновых гранитоидов рассматриваемой формации характеризуется, согласно Э. Б. Наливкиной [293], следующими особенностями: преобладанием железа над магнием и закисного железа над окисным и соответственно повышенной железистостью гиперстена, салита; достаточно высоким содержанием щелочей с преобладанием натрия над калием и обратных соотношений в поздних членах формации; пересыщенностью пород глиноземом, находящимся в составе темноцветных минералов; значительной примесью титана. По данным А. Н. Сухинина, пироксен-плагиоклазовые гнейсы и гиперстеновые плагиомигматиты характеризуются повышенным содержанием фосфора, хрома, никеля, кобальта, ванадия, меди, цинка и низкими содержаниями свинца и циркония, в то время как в чарнокитах и аплит-пегматитидных гранитах хром, никель, кобальт, ванадий, медь, цинк присутствуют в низких концентрациях, не зафиксирован фосфор, а содержание свинца и циркония повышенное. Э. Б. Наливкина отмечает присутствие примеси окиси никеля, кальция и хрома.

Вопрос о генезисе пород формации остается дискуссионным. Существуют точки зрения о магматическом, метаморфическом и метасоматическом происхождении этих пород. Большинство геологов склоняется к метасоматическому генезису гиперстеновых плаггиомигматитов и чарнокитов, в связи с гранитизацией основных пород, проявленной в условиях гранулитовой фации. Для процесса образования чарнокитов Ю. Ир. Половинкиной [366] был употреблен термин «чарнокитизация». Чарнокиты формировались в условиях несколько менее глубинных, чем гранулитовая фация, на что указывает неустойчивость реликтового гиперстена, который интенсивно замещается плагиоклазом и кварцем.

ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Протогеосинклиналильные формации принадлежат к двум группам, одна из которых соответствует нижней, а другая верхней части нижнего протерозоя (прил. 1).

К первой группе отнесены следующие формации: андезит-порфировая, частью аргиллит-известняковая (росинско-тикичская серия), аргиллит-песчаниковая (ингулецкая и орехово-павлоградская серии) и

кератофир-спилит-диабазовая (конкско-верховцевская серия). По геологической обстановке (локализация формации в субмеридиональных линейных прогибах, фациальные особенности, метаморфизм) эти формации соответствуют раннепротерозойскому структурно-формационному комплексу. Некоторым несоответствием являются радиологические данные (до 2700 млн. лет), что создает необходимость выделения дополнительного структурно-формационного комплекса, который относится к начальному периоду развития протерозойского протогеосинклинального режима.

Андезит-порфиритовая, частью аргиллит-известняковая формация. Формация объединяет метаморфические породы росинско-тикичской серии, включая кочеровскую и др. свиты. Их изучением занимались Л. Г. Ткачук [454], Н. П. Семененко [400], Ю. Ир. Половинкина [363], Л. Я. Древин [146], Э. А. Ярошук [529], Е. М. Лазько [89] и другие.

В стратиграфической схеме, утвержденной в 1970 г., принято название «росинско-тикичская серия», которая разделяется Т. А. Скаржинской и С. Г. Мазиловой на две свиты: нижнюю — володарскую (железисто-кремнисто-базитовую) и верхнюю — белоцерковскую (метабазито-кальцифировую). Перечисленные стратиграфические подразделения объединяются в составе андезит-порфиритовой, частью аргиллит-известняковой формации, структурное положение которой соответствует Белоцерковско-Одесской ветви протерозойской геосинклинали по Я. Н. Белевцеву [14] и Брусилов-Одесской зоне по А. К. Пруссу [372].

Метаморфические образования росинско-тикичской серии и прилегающей к ней с запада кочеровской свиты слагают полосу субмеридионального простирания, секущую мозаично-овальные структуры архея. Нижняя граница формации определяется по различию в простирании станишовской и кочеровской свит, а также по смене состава пород, выраженной в появлении амфибол- и диопсидсодержащих гнейсов, амфиболитов, кристаллических известняков, графитсодержащих пород и местами магнетитовых кварцитов. Верхняя граница формации замаскирована наложением процессов гранитизации (граниты и мигматиты Кировоградско-житомирского комплекса).

Возраст формации определяется как более молодой по отношению к бугской и тетеревской сериям, но более древний по отношению к ингульской серии, и принимается как начало раннего протерозоя. Возраст метаморфических пород, по данным Н. П. Щербака [520], 2600—2400 млн. лет, что отвечает времени их метаморфизма. Отложение пород росинско-тикичской серии происходило, вероятно, ранее чем 2600—2300 млн. лет назад.

Состав формации определяется сочетанием следующих ассоциаций метаморфических пород; амфибол-плагиоклазовые, диопсид-амфибол-плагиоклазовые, биотит-графит-диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, габбро-амфиболиты (70% разреза); биотитовые, силлиманит-биотитовые, силлиманит-кордиерит-биотитовые, гранат-биотитовые, графитовые гнейсы (25% разреза); мраморизованные известняки, доломитовые мраморы, кальцит-амфибол-диопсидовые породы; магнетитовые кварциты, кварциты (5% разреза).

Присутствие карбонатных и железистых пород в ассоциации с графитсодержащими разностями составляет специфические черты рассматриваемой формации, свидетельствующие об изменчивости режима осадконакопления.

Амфибол-плагиоклазовые и другие мезократовые гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты, вероятно, соответствуют метаморфизованным диабазам и андезитам, что подтверждается реликтивными структурами и петрохимическими особенностями. По Т. А. Скаржинской, в верхах володарской свиты присутствуют метапорфириты основного и среднего состава. Средние химические составы этих пород соот-

ветствуют ряду диорит — андезит и диабаз. Не исключено, что часть из них образовалась по глинисто-мергелистым осадкам. Остальные члены формации относятся к парапородам, связанным с терригенно-хемогенным осадкообразованием (карбонатные, железисто-кремнистые и высокоглиноземистые осадки). Характерно присутствие углеродистого вещества.

Пространственное распространение пород различных ассоциаций меняется в различных частях разреза формации, чем в общем и обусловлено выделение стратиграфических подразделений. Низы формации сложены преимущественно диопсид-амфиболовыми, диопсид-амфибол-биотитовыми гнейсами и амфиболитами, среди которых подчиненно присутствуют кварциты, известняки и графитсодержащие породы. В верхних частях преобладают биотитовые гнейсы, включающие пласты безрудных и магнетитовых кварцитов, карбонатных и графитсодержащих пород. Мощность формации варьирует в различных местах от 1000 до 4000 м.

Минеральные парагенезисы в гнейсах и амфиболитах: диопсид — роговая обманка — плагиоклаз (кварц); роговая обманка — биотит — плагиоклаз (кварц); ограниченное распространение имеет ортоклаз. Для кварцитов характерна ассоциация кварц — силлиманит — биотит — графит, для карбонатных пород — кальцит (доломит), оливин — диопсид — флогопит — тремолит — серпентин. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, рутил, шпинель, магнетит, ильменит.

Парагенезисы указывают на метаморфизм амфиболитовой фации. В зоне катаклаза отмечено наложение зеленосланцевой фации, определяемой по неравномерному появлению хлорита, серицита, эпидота и кальцита.

Аргиллит-песчаниковая, частью джеспилитовая формация. К формации отнесены породы ингулецкой (маякская, зеленореченская, родионовская свиты) и орехово-павлоградской серий и условно чечелиевской свиты.

Вопросы объема и стратиграфического положения ингулецкой серии, развитой в Западно-Ингулецкой полосе, вызывают разногласия. Большинство геологов ингулецкая серия рассматривается как стратиграфический аналог криворожской серии. А. П. Никольский [303, 305, 306] считает, что ингулецкая серия перекрывает образования криворожской серии. Согласно данным Я. Н. Белевцева, Н. П. Гречишниковой, Западно-Ингулецкая полоса развития метаморфических пород является древним (архейским) интенсивно гранитизированным и мигматизированным фундаментом, на котором отложилась в пределах узкой синклинали более молодая саксаганская железорудная серия.

В последнее время появились данные Г. Г. Виноградова и Ю. Г. Гершойга и других [100] о древних корях выветривания на породах, подстилающих нижнюю свиту криворожской серии. Метаморфизованная кора выветривания установлена под аркозовыми кварцито-песчаниками на плагиогранитах саксаганского комплекса и амфиболитах конкско-верховцевской серии. Развитие древних кор выветривания между мигматизированной толщей, содержащей останцы метаморфических пород ингулецкой серии, и породами криворожской серии свидетельствует о перерыве между ними.

Возраст формации косвенно определяется по радиологическим данным для мигматитов, вмещающих ксенолиты ингулецкой серии, в 2760—2500 млн. лет (по ортиту, свинцовым методом). Высшие значения возраста, определенного аргоновым методом, для гнейсов ингулецкой серии составляют 2000 млн. лет, а сланцев криворожской серии — 1950—1800 млн. лет [98]. Кластогенные акцессорные циркон и монацит из нижней части криворожской серии имеют возраст 2800 млн. лет. Возраст, полученный свинцово-изотопным методом, для цемента конгло-

мератов нижней свиты криворожской серии равен, по А. И. Тугаринову [459], 2700—2300 млн. лет.

Нижняя граница формации скрыта, так как породы нижней части ее разреза (чечелиевская свита) на западе Западно-Ингулецкого блока ограничены разломом [523]. Верхняя граница проходит по надвигам с различными подразделениями криворожской серии.

Состав формации определяется следующими ассоциациями метаморфических пород: биотит-плагиоклазовые, гранат-биотит-плагиоклазовые, биотит-силлиманитовые гнейсы и кристаллические сланцы; амфиболовые, амфибол-диопсидовые, диопсидовые, гиперстен-диопсидовые, гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, ультрабазиты; кварциты, магнетитовые кварциты, метапесчаники, метагравелиты, доломитовые мраморы. Мезо- и меланократовые гнейсы и кристаллические сланцы преобладают в нижней части формации (чечелиевская свита). Ингулецкая серия характеризуется чередованием мезократовых гнейсов и кристаллических сланцев с породами третьей ассоциации. Для формации характерно переслаивание пластовых и линзовидно-пластовых тел и хорошо выраженная однородная слоистость.

Магнетитовые кварциты маякской свиты отличаются от джеспилитов криворожской серии содержанием обыкновенной роговой обманки вместо куммингтонита, а также авгита и гиперстена. Амфиболиты и амфиболовые сланцы, по-видимому, являются метаморфизованными диабазами и порфиритами. Метаультрабазиты представлены различными сланцами. Гнейсы и кристаллические сланцы чечелиевской свиты рассматриваются Н. П. Семененко [400] и Ю. Ир. Половинкиной [359, 362] в качестве метаморфических аналогов глинистых, глинисто-кремнистых и частью глинисто-мергелистых осадков (пироксеновые и амфиболовые гнейсы).

Ассоциации пород позволяют относить зеленореченскую и маякскую свиты к образованиям джеспилитовой осадочно-вулканогенной подформации, что также отличает ее от джеспилитовой осадочной формации криворожской серии. Верхняя родионовская свита отличается присутствием графитсодержащих гнейсов и кварцитов, метаморфизованных в зеленосланцевой фации.

Для формации в целом характерно неравномерное развитие метаморфических процессов. Так, в западной части Западно-Ингулецкого блока сохранились небольшие блоки, сложенные породами гранулитовой фации (водораздел рек Боковеньки и Верблюжки, у сел. Чечелиевка и Петрово на р. Ингулец). Не исключено, что в отдельных блоках сохранились выведенные на поверхность более древние породы бугско-днестровской серии. Регионально метаморфизованные породы гранулитовой фации испытали наложение метаморфизма амфиболитовой фации и гранитизацию (кировоградско-житомирский комплекс). Впоследствии породы были регрессивно метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях, соответствующих метаморфизму криворожской серии.

Зеленосланцевая фация представлена, по Р. Я. Белевцеву [16], высокотемпературной гранатовой субформацией (альмандин, хлорит, хлоритоид, биотит, пиррофиллит). В амфиболитовой фации выделяются ставролитовая (ставролит, андалузит, биотит, гранат, тремолит, кальцит) и силлиманитовая (силлиманит, альмандин, мусковит) субфации.

К этой формации условно относятся метаморфические породы орехово-павлоградской серии, залегающие в разобщенных системах синклинальных складок внутри Орехово-Павлоградского синклинория, изучением которых занимались Г. В. Жуков [163], Г. И. Каляев [186, 188], М. Н. Доброхотов [135], В. Д. Ладиева [252] и другие. Орехово-павлоградская серия подразделяется на новопавловскую и ореховскую

свиты. Новопавловская свита является, по М. Н. Доброхотову, аналогом западно-приазовской метабазитовой свиты конкско-верховцевской серии, а ореховская — аналогом ингулецкой серии. Другие исследователи помещают ореховскую серию в разрезе нижнекриворожской и конкско-верховцевской серий, либо параллелизуют ее с ними.

Нижняя граница формации не наблюдалась, верхняя фиксируется, по мнению Г. И. Каляева, по залеганию на вулканогенных породах кварцито-песчаников и конгломератов, сходных с породами нижней свиты криворожской серии (Терсянский участок).

Возраст метаморфизма, определенный калий-аргоновым методом по амфиболу, составляет 2350—2000 млн. лет и для мигматитов, метаморфизующих породы орехово-павлоградской серии, 2350 млн. лет. Очевидно, возраст пород орехово-павлоградской серии указывает на время их преобразования в связи с развитием ультраметаморфических процессов.

Среди пород рассматриваемой формации можно выделить две различные генетические ассоциации: первично-осадочную и вулканогенную. К метаморфизованным первично-осадочным породам относятся железистые кварциты (гиперстен-магнетитовые, гиперстен-гранат-магнетитовые, роговообманково-магнетитовые, биотит-магнетитовые и др.), гнейсы, сланцы (биотит-магнетит-силлиманитовые, гранат-биотитовые, грюнерит-гранат-магнетитовые, кордиерит-гранат-антофиллит-магнетитовые, гранат-биотит-силлиманитовые, биотит-силлиманитовые) и кальцифиры. Метаморфизованные вулканогенные породы представлены амфиболитами, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и гранат-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами. Мощность формации 4000 м; мощность отдельных пластов кварцитов от первых метров до 80—100 м.

Железисто-силикатные породы переслаиваются с различными гнейсами и амфиболитами, что может свидетельствовать об их осадочном хемогенном отложении, сопровождавшемся подводными излияниями лав.

Породы формации подверглись процессам регионального метаморфизма и особенно интенсивно ультраметаморфизма. Прогрессивный региональный метаморфизм соответствует амфиболитовой фации и местами сохраняет реликтовые признаки гранулитовой фации.

Кератофир-спилит-диабазовая формация. В формации объединены породы конкско-верховцевской серии, о возрасте которых существуют противоречивые мнения. Формация включает спилит-диабазовую и кварц-кератофировую подформации, основанием для объединения которых в одну формацию являются выдержанность формационных признаков этой типичной для различных геологических эпох осадочно-вулканогенной формации, а также геологическое положение. Породы перечисленных подформаций образуют реликты крупных синклинальных складок, лежащих на гнейсах днепровской серии и мигматитах днепровского комплекса.

Спилит-диабазовая подформация выделена Ю. Ир. Половинкиной и Э. Б. Наливкиной [294] под наименованием «нижнепротерозойская спилитовая формация»; впоследствии Ю. Ир. Половинкина и Э. Б. Наливкина рассматривали ее в числе офиолитовых формаций. Значения возраста формации, определенные калий-аргоновым методом, варьируют. Детальное описание этой формации дано И. С. Усенко [465] и Э. Б. Наливкиной [294].

Основание рассматриваемой формации неизвестно, поскольку она имеет реакционные контакты с плагиомигматитами. Верхняя граница определяется по появлению серицит-хлоритовых и хлорит-амфиболовых сланцев, образующих кварц-кератофировую подформацию. В Криворожской зоне на спилит-диабазовой подформации залегают кварцито-

песчаники, конгломераты или филлитовые сланцы, относящиеся к кварцит-конгломератовой формации (нижняя свита криворожской серии). Подформация включает две ассоциации пород: амфиболиты, иногда пироксенсодержащие, диабазовые порфиры, амфиболовые и биотит-амфиболовые аподиабазовые сланцы, редко кератофиры (60—80% разреза); кварцито-песчаники, хлорит-магнетитовые кварциты, кварц-биотит-серицитовые сланцы (20—30% разреза).

Некоторые из основных вулканогенных пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, возможно, относятся к архею, поскольку полученные для них радиологические данные составляют свыше 3000 млн. лет. Мощность подформации до 3500 м в Верховцевском и Сурском синклинориях; в краевых зонах она снижается до 500—600 м.

В некоторых разностях амфиболитов и апоспилитов хорошо выражены бластоофитовые и миндалекаменные структуры. В отдельных выходах амфиболитов наблюдаются характерные шаровые отдельности. Эти признаки, а также петрохимические данные позволяют с полной уверенностью отнести породы рассматриваемой подформации к вулканогенным образованиям основного ряда, связанным с базальтовым слоем. Осадочные отложения второй ассоциации включают кальцит-хлорит-магнетитовые кварциты, развитые в Чертомлыкском, Белозерском и других синклинориях, где они образуют пачки мощностью до 200 м и более. Кварц-биотитовые, серицитовые и другие парасланцы представляют, по всей вероятности, измененные тонкотерригенные морские осадки (глинистые и песчаные).

Минеральные парагенезисы варьируют от зеленосланцевой до амфиболитовой фации метаморфизма; преобладает эпидот-амфиболитовая фация. Характер рассматриваемой подформации, возникшей в условиях подводного протогеосинклинального вулканизма, подтверждается и повышенным содержанием в ее породах титаномагнетита. Максимальные мощности отложений этой подформации приурочены к внутренним зонам протогеосинклинали, отвечающим району среднего Приднепровья между Кривым Рогом на западе и Орехово-Павлоградской зоной на востоке.

Кварц-кератофировая подформация залегает выше апоспилит-диабазовой подформации в Верховцево-Чертомлыкском, Сурском и Конкско-Белозерском синклинориях. Возраст ее оценивается по-разному. В одних случаях ее относят к архею и включают в конкско-верховцевскую серию, в других — к раннему протерозою или же параллелизуют с нижней терригенной формацией Кривого Рога и соответственно относят к криворожской серии.

Решающее значение для выделения кварц-кератофировой подформации имели исследования, выполненные А. Г. Шендеровой [506], Ю. Ир. Половинкиной и Э. Б. Наливкиной [365] и А. А. Макухиной [275], установивших кварцевые кератофиры и пирокластические породы в рассматриваемой толще.

В Белозерском синклинории, где эта подформация лучше изучена, она представлена кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми и серицит-хлоритовыми сланцами, кварцевыми кератофирами, альбитофирами, туфопесчаниками, туфосланцами и туффитами. Важное место в составе формации занимают кварц-карбонатные сланцы, кварциты и кварцито-песчаники. Преобладают кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые сланцы.

На Веселянском участке Конкского синклинория кварцевые кератофиры переслаиваются с амфиболитами, серицитовыми и другими сланцами. Среди кислых эффузивов выделены плагиопорфиры, фельзитовые порфиры, биотитовые кератофиры. Кварцевые кератофиры и туфы заметно рассланцованы; в них различимы реликтовые бластопорфирные, очковые или флюидальные структуры. Слагающие ее породы

метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Общая мощность подформации достигает 2600 м.

Соотношение этой подформации со спилит-диабазовой указывает на эволюцию протогеосинклинального вулканизма. По-видимому, в раннем протерозое возрастала роль средних и кислых вулканитов и важное значение приобретали пирокластические и терригенно-осадочные породы.

Нижнепротерозойские геологические образования второй группы подразделены на три осадочные формации, две из которых объединяют осадочные толщи криворожской серии (кварцит-конгломератовая, джеспилитовая, доломит-песчанико-сланцевая) и одна включает осадочные толщи ингульской серии (алевролит-песчаниковая). Формации, выделенные в составе криворожской серии, могут рассматриваться и как подформации сложной джеспилитовой формации. Перечисленные формации локализируются в центральной и восточной частях щита, образуя линейные складчатые пояса, ориентированные в субмеридиональном направлении.

Формации, объединяющие породы криворожской серии, локализованы в пределах Криворожско-Кременчугской структурно-формационной зоны, располагающейся в области сочленения Днепровского и Западно-Ингулецкого блоков. Алевролит-песчаниковая формация (ингульская серия) располагается в Кировоградском блоке, где она образует две субмеридиональные складчатые ветви, разделенные крупным гранитным массивом кировоградско-житомирского и коростенского комплексов.

Геологические образования раннего протерозоя, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, в большинстве случаев сохранили свои первичные признаки. Характерной особенностью этой эпохи здесь являются присутствие джеспилитовой осадочной формации, несущей крупнейшие месторождения железных руд, и смена их лагунными и молассоидными отложениями. Как биохимический признак отмечается спорадическое появление в составе всех формаций графита, графитита и углистого вещества.

В развитии раннепротерозойской протогеосинклинали установлены континентальные перерывы, фиксируемые по появлению кор выветривания. Образования каолиновой коры выветривания приурочены к низам сланцево-кварцит-конгломератовой формации (основание криворожской серии) и к контакту джеспилитовой формации с вышележащей кварцито-песчаниковой подформацией.

Аргиллит-песчаниковая формация. Формация объединяет отложения ингульской серии, в отношении возраста и структурного положения которой существуют противоречивые мнения. Ю. Ир. Половинкина [358], А. Н. Козловская [202] относили гнейсовую толщу Приингулья и Ингуло-Ингулецкого водораздела к архейской гнейсовой серии. Н. П. Семененко [400] выделял ее в самостоятельную ингуло-ингулецкую серию, которая подстилает криворожскую и метабазитовую серии. Г. И. Каляев [189] рассматривает эту серию как существенно терригенную формацию, представляющую наиболее древние суперкрупные образования, накопившиеся в условиях специфического тектонического режима, свойственного относительно подвижным платформенным блокам раннего докембрия.

В настоящей работе к алевролит-песчаниковой формации отнесена ингульская серия, подразделяемая на две свиты (сверху вниз): приингульскую, сложенную в основном биотитовыми гнейсами с массивной текстурой, и новгородскую, сложенную биотитовыми и биотитовыми с кордиеритом полосчатыми гнейсами. Гиперстеновые и амфиболовые гнейсы, относимые к новгородской серии, возможно, представляют собой более древние образования, входящие в состав бугско-днестровской

серии и обнажающиеся в ядрах антиклинальных структур. Возраст этой формации рассматривается здесь как раннепротерозойский на основании налегания ее пород на ингулецкую серию и по наложению процессов раннепротерозойской гранитизации (кировоградско-житомирский комплекс).

Возраст ингульской серии определен для биотитовых гнейсов из обеих свит калий-аргоновым методом по биотиту и свинцовым методом по аксессуарным циркону, апатиту и монациту [96, 98]. Возраст биотита показал значения 1740—1860 млн. лет, отвечающие возрасту гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Возраст циркона равен 2450 млн. лет для хорошо окатанных зерен и 1950 млн. лет для перекристаллизованной разности. Определения по апатиту дали значения 2170 млн. лет и по монациту 1810 млн. лет. Время накопления осадков рассматриваемой формации определяется, согласно Я. Н. Белевцеву, П. В. Рудницкому и др. [322], в интервале 2450 (по кластогенному циркону) и 2100 млн. лет (возраст метаморфизма) и соответствует, таким образом, раннему протерозою.

Гнейсы рассматриваемой формации располагаются в пределах Кировоградского блока, где они образуют Ингульскую, Братскую и другие синклинали; реликты пластов гнейсов сохранились внутри Новоукраинского гранитного массива. Братская синклиналь замыкается по данным количественной интерпретации гравиметрических профилей на глубине до 8 км. Протяженность полосы развития гнейсов 200 км, ширина 20 км и более. Складчатые структуры и стратиграфические границы формации замаскированы под влиянием процессов гранитизации. Нижняя граница определяется по несогласному залеганию новгородской свиты на породах чечелиевской свиты, относимой к ингулецкой серии. Верхняя граница формации, по-видимому, определяется временем складчатости и гранитизации с образованием гранитов кировоградско-житомирского комплекса.

Состав формации определяется ассоциацией биотитовых гнейсов (биотит-плагноклазовых, биотит-плагноклазовых с альмандином, кордиерит-биотит-плагноклазовых, мусковит-биотит-плагноклазовых, графит-биотит-плагноклазовых). Подчиненное значение имеют амфиболовые, амфибол-диопсидовые гнейсы, диопсидовые кварцитовидные породы.

Таким образом, рассматриваемая формация представлена толщей биотитовых гнейсов, в которых присутствуют редкие и маломощные линзы амфибол-диопсидовых гнейсов и диопсидовых кварцитовидных пород. В строении формации различными исследователями выделяется несколько пачек, позволяющих предполагать ее ритмичное строение.

Для формации характерна горизонтальная и косая слоистость, нередко хорошо выражена полосчатость, по-видимому, первичного характера. Мощность формации 5000—7000 м. Мощность пластов биотитовых гнейсов 10 м и более, линз амфибол-диопсидовых гнейсов и конгломератов — 1—1,5 м. Минеральный парагенезис гнейсов характеризуется сочетанием олигоклаза-андезина, кварца, микролина, биотита, кордиерита, альмандина, графита. Аксессуарные минералы — апатит, циркон, сфен, ортит, магнетит, пирит.

Для массивных гнейсов характерны гранобластовая, иногда роговиковая структуры, для полосчатых разновидностей — лепидогранобластовая, порфиробластовая. В биотитовых гнейсах и кварцитовидных породах хорошо выражена реликтовая бластопсаммитовая структура, местами наблюдаются переходы от гнейсов к метаморфизованным гнейсифицированным песчаникам. В единичных случаях отмечены гнейсифицированные конгломераты.

Первичный состав формации определяется как ассоциация алевролит-песчаников и аргиллитов; подчиненно присутствуют известковистые

песчаники и конгломераты и, возможно, порфиры и туфы. Метаморфизм пород соответствует амфиболитовой фации — силлиманит-кордиерит-ортоклаз-альмандиновой субфации по Г. Винклеру. Характерно наложение процессов регрессивного метаморфизма зеленосланцевой фации, следующего после завершения ультраметаморфизма в связи с активизацией разрывных нарушений и образованием зон рассланцевания.

Ассоциации пород и особенности напластования (сочетание горизонтальной и косой слоистости, полосчатости и намечающаяся ритмичность) свидетельствуют о ее принадлежности к группе флишoidных формаций.

Джеспилитовая сланцево-порфировая формация. К формации отнесены вулканогенные и железистые породы белозерской свиты, выделенной из состава конкско-верховцевской серии. Согласно Я. Н. Белевцеву, Г. И. Каляеву и другим, белозерская свита моложе вулканогенных толщ конкско-верховцевской серии и может параллелизоваться по времени отложения со средней свитой криворожской серии.

Породы рассматриваемой формации присутствуют в пределах Белозерского, Верховцевского, Чертомлыкского, Сурского, Конкского синклиналиев. Нижняя граница формации определяется по согласному налеганию ее пород на образования кварц-кератофировой подформации (конкско-верховцевская серия), отделяясь от нее, по мнению ряда исследователей, континентальным перерывом. Верхняя граница фиксируется только по наложению процессов раннепротерозойской гранитизации. Ассоциация пород включает кварцевые кератофиры, спилиты, амфиболиты, туфы, кварциты, железистые кварциты, сланцы.

Наиболее полно этот тип джеспилитовой формации представлен в Белозерском синклиналии, где мощность ее составляет 500 м. В средней части разреза формации выделяется горизонт мощностью около 200 м, состоящий из хлорит-магнетитовых и карбонатно-магнетитовых кварцитов, содержащих прослой магнетит-хлоритовых сланцев. В этом горизонте заключены залежи богатых железных руд. Выше и ниже залегают горизонты хлоритовых и серицитовых сланцев с прослоями кварцевых апокератофиров и спилитов. Флишoidный характер отложений этой формации выражен слабо, в отличие от осадочного (криворожского) типа.

Породы рассматриваемой формации отличаются от железистых пород, залегающих внутри конкско-верховцевской серии, и относятся к более молодым образованиям. Первые образуют джеспилитовую подформацию (Верховцевский, Сурский, Чертомлыкский синклиналии и западное крыло Белозерского синклиналия), которая менее продуктивна, за исключением Чертомлыкского синклиналия, где мощности и содержания позволяют вести добычу обогащенных руд. По-видимому, эта подформация имеет аналоги в михайловской серии КМА.

Кварцит-конгломератовая формация. Формация объединяет толщу грубокластических олигомиктовых пород, образующих нижнюю свиту криворожской серии; ранее она была выделена Г. И. Каляевым [189] в качестве нижней терригенной формации в геосинклинальной системе Большого Кривого Рога. Возраст пород, определенный урано-свинцовым методом, равен 2600 ± 100 млн. лет [98]. Формация полно представлена в Криворожско-Кременчугской синклиналии в Криворожском синклиналии. Нижняя и верхняя границы формации определяются по налеганию ее пород на вулканогенные толщи конкско-верховцевской серии; выше залегают железистые породы средней свиты криворожской серии.

В основании формации под аркозовыми кварцито-песчаниками установлена метаморфизованная кора выветривания, развившаяся на плагиогранитах саксаганского комплекса и амфиболитах конкско-вер-

ховцевской серии; выше залегают железистые породы средней свиты криворожской серии [282]. В составе формации господствуют конгломераты, состоящие в основном из кварцитовой гальки, и кварцито-песчаники, подчиненное значение имеют филлиты и кварциты.

Наиболее полные разрезы формации известны в районе рудника им. Ленина и в южном замыкании Криворожского синклинория. Здесь максимальные мощности формации достигают 700 м. В целом формация подразделяется на нижнюю кварцит-конгломератовую, более мощную и верхнюю филлитовую толщи. Между ними отмечается переходный горизонт кварцито-песчанико-филлитовый. В кварцито-песчаниках во многих случаях сохранились псаммитовые структуры, в частности в Криворожском синклинории, где породы этой формации метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

В конгломератах помимо кварцитовой гальки встречаются гальки плагиогранитов, плагиомигматитов, относимых к днепровскому комплексу. Цемент имеет бластопсаммитовую или мозаичную гранобластовую структуру. В цементе конгломератов обычно присутствие пирита и халькопирита. Характерна ассоциация аксессуарных минералов: ильменита, хромита, магнетита.

Кварцит-конгломератовая формация локализуется в краевых частях Криворожского синклинория, где породы ее залегают с крутыми углами падения. Она образовалась в доорогенной половине цикла, когда сформировались внешние кордильеры — Саксаганско-Пятихатская на западе и Камышевахская на востоке. Рассматриваемая формация отлагалась с внешних сторон геантиклинальных поднятий в виде мощных конусов выноса.

Джеспилитовая кварцито-сланцевая формация. Впервые формация была выделена Н. П. Семененко [398, 402] под названием «железисто-кремнистой»; впоследствии Г. И. Каляев [187], Н. А. Плаксенко [343, 344] и другие именовали ее как джеспилитовую. Верхней границей формации, развитой в Криворожско-Кременчугской зоне, являются породы, лежащие в основании верхней свиты криворожской серии. Нижней границей служат карбонатно-гальковые сланцы, отделяющие джеспилитовую формацию от кварцит-конгломератовой формации (нижняя свита криворожской серии).

Джеспилитовая осадочная формация не содержит или почти не содержит вулканогенного материала. Расчленение ее приведено согласно многопластовой схеме Я. Н. Белевцева [15], в которой выделяется семь горизонтов магнетитовых, мартитовых и других железистых кварцитов и джеспилитов, разделенных горизонтами слюдистых, хлоритовых и амфиболовых сланцев.

Породы джеспилитовой формации залегают в пределах Криворожского и Галещинского синклинориев. Мощность формации достигает 1200 м в районе рудника им. Ленина и более 2000 м в Галещинском синклинории. Осадочный тип джеспилитовой формации содержит крупные промышленные месторождения богатых руд и бедных обогащенных руд. Аналогами этого формационного типа являются железисто-кремнистая формация КМА (средняя свита курской серии) и, вероятно, железорудные толщи серии гурон Канадского щита или итабириты серии Минас Жераис на Бразильском щите. Для формации особенно характерна ритмичность осадков; обычно ритм начинается песчано-глинистым материалом, далее следуют химические осадки (двуокись кремния и гидроокислы железа), сменяющиеся тонкокластическим материалом.

Структура железистых кварцитов гранобластовая и мозаичная; песчаники обладают псаммитовыми структурами, часто обогащены сульфидами. В Кременчугском районе отмечается ритмичное чередование геохимических фаций: окисной, карбонатной и сульфидной, в соот-

ветствии с чередованием железистых кварцитов, песчаников, карбонатных пород, слюдистых и амфиболовых сланцев [47].

Породы джеспилитовой формации метаморфизованы в различной степени; наиболее характерны минеральные ассоциации зеленосланцевой и эпидот-амфиболовой фаций. Геологические образования формации, приуроченные к синклиналильным структурам или к уцелевшим фрагментам складок в виде моноклиналей или «обрывков» синклиналей, обычно сильно дислоцированы. Железистые горизонты вместе с другими метаморфическими породами залегают иногда на крыльях складок, облекающих антиклинальные формы гранитоидных тел (Зеленовский купол, Ингулецкий вал). Для пачек железистых кварцитов характерна изоклиная сжатая складчатость различных порядков или микроскладчатость, обычно дисгармоничная, поскольку она формировалась в анизотропной среде железистых пород. Особенно характерны мелкие крутопадающие складки, нередко с вертикально погружающимися шарнирами.

Каждый железистый горизонт состоит из бесконечно перемежающихся железистых, алюмосиликатных и кварцевых прослоев. Последние не всегда имеют хомогенное происхождение и обязаны своим возникновением пелитовому или алевролитовому материалу. Ритмичность в огромной толще пород обусловлена, вероятно, колебательными движениями. Накопление формации в Криворожско-Кременчугской зоне происходило в погружающемся прогибе в соседстве с растущей к востоку от него кордильерой — в виде цепи антиклиналей, образованных Пятихатским, Демуриным и Саксаганским поднятиями. Ритмичность обусловлена, по-видимому, многократно меняющимися знаками и соотношениями колебательных движений. Контрастность движений и их суммарная величина в области Криворожско-Кременчугской зоны были максимальными, на что указывают большие мощности накопившихся здесь отложений. Этот тектонический режим способствовал образованию наиболее перспективного осадочного типа джеспилитовой формации.

Кварцит-песчаниковая, частью сланцево-доломитовая формация. Формация включает осадочные отложения нижней и средней подсвит верхней свиты криворожской серии, принадлежащие к двум подформациям.

Сланцево-кварцит-песчаниковая подформация впервые выделена Г. И. Каляевым [189] под названием «углисто-терригенной формации». Осадочные отложения подформации локализуются в Криворожско-Кременчугской синклинорной зоне в виде линейных пачек, ориентированных в субмеридиональном направлении. Нижняя граница подформации определяется на основании налегания ее пород на железистые толщи джеспилитовой формации, отделенные периодом размытия и образования коры выветривания. Вдоль этой поверхности в Криворожском синклинории выпадает ряд железистых горизонтов средней свиты, а верхняя свита с угловым несогласием ложится на различные горизонты средней свиты. Верхняя граница также четко определяется по согласному стратиграфическому контакту с породами верхней части верхней свиты криворожской серии, отнесенной к сланцево-доломитовой подформации.

Ассоциация пород представлена здесь слюдистыми кварцито-песчаниками, железистыми песчаниками, углисто-графитовыми, кварц-биотитовыми, углисто-карбонатными, серицитовыми сланцами, биотитовыми микрогнейсами и конгломератами. Общая мощность подформации 250—320 м. В нижней части разреза выделяется безальтовый горизонт мощностью 25 м, состоящий из мартитовых и магнетитовых песчаников, кварцито-песчаников, слюдистых сланцев и местами конгломератов, образующих пласты и линзы мощностью 2—5 м. Этот горизонт залегают на размытой поверхности отложений джеспилитовой формации и отвечает границе средней и верхней свит криворожской серии.

Базальный горизонт имеет спорадическое распространение и не всегда представлен полной ассоциацией пород. Сравнительно хорошо он изучен в районе южного замыкания Криворожского синклинория на руднике им. Ильича, в районе рудников им. Дзержинского и им. Кирова. Севернее этот горизонт исчезает из разреза верхней свиты и вновь появляется в районе рудника им. XX партсъезда. Выше базального горизонта залегают кварциты или кварц-серицитовые сланцы и над ними — толща углисто-графитовых и серицитовых сланцев мощностью 200—300 м.

Все перечисленные породы относятся по минеральным ассоциациям к зеленосланцевой фации метаморфизма. Породы подформации резко дислоцированы и участвуют в складчатости со всеми другими подстилающими и перекрывающими ее формациями. Литологический состав отложений, стратиграфическое и структурное несогласие позволяют предположить, что отложению пород этой подформации предшествовали складчатость и разрыв, фиксирующие смену геотектонического режима. Терригенные железистые породы положили начало накоплению осадков в условиях, близких к протоорогенному режиму. Осадкообразование в этот период сосредоточилось в прогибах типа предгорных.

Сланцево-доломитовая подформация, выделенная ранее Г. И. Каляевым [189] в качестве лагунной формации, объединяет породы верхней свиты криворожской серии, которые залегают выше кварцит-песчаниковой подформации. Верхняя граница определяется положением кварцитов и песчаников верхней части верхней свиты, относимых к кварцито-конгломератовой формации.

Ассоциация пород представлена доломитовыми мраморами, кварц-карбонатными, углистыми, графитовыми, углисто-графит-кварц-карбонатными и кварц-биотитовыми сланцами. Эти породы залегают в узком шовном прогибе на протяжении почти 25 км — от южного замыкания Криворожского синклинория до рудника им. XX партсъезда. Мощность подформации 650 м, из них около 400 м приходится на доломиты; кварц-биотитовые и карбонатно-графитовые сланцы составляют около 25% разреза.

В нижней части подформации выделяется почка переслаивания кварц-карбонатных, углисто-графит-кварц-биотитовых, кварц-биотитовых сланцев и доломитов. Важное место в разрезе подформации занимают графит-углистые и карбонатные кварц-биотитовые сланцы. Среди углисто-графит-кварц-биотитовых сланцев выделяются разности, почти целиком состоящие из углистого вещества или графитита, постоянно ассоциирующего с тонкими прожилками пирита, кварца и карбоната. Углистое и графитовое вещество, по-видимому, возникло в результате захоронения в осадках первичных лагун остатков сине-зеленых водорослей. Верхняя часть подформации сложена доломитами и доломитовыми мраморами. Химический состав этих доломитов типичен для седиментационных разностей.

Сланцы и доломиты по минеральным парагенезисам относятся к зеленосланцевой фации метаморфизма. Породы рассматриваемой подформации образовались в лагунных бассейнах, возникших в условиях протоорогенного режима. Раннепротерозойские хемогенные доломиты, обогащенные углистым веществом, могут предположительно сопоставляться с лагунными фациями послерифейских подвижных зон.

Конгломерат-песчаниковая формация. Формация включает породы верхней подсвиты верхней свиты криворожской серии, хорошо изучена в центральной части Саксаганского района на протяжении осевой зоны Криворожского синклинория. Впервые эта формация выделена и детально изучена Г. И. Каляевым [189] под наименованием «молассовой формации». В качестве нижней границы формации при-

нята кровля толщи доломитовых мраморов, относимых к сланцево-доломитовой подформации; верхняя ее граница не установлена. Суммарная мощность формации составляет 2000 м (рудник им. Фрунзе) и 3000—4000 м (рудник им. Ленина).

Формация представлена следующими ассоциациями пород: крупнозернистые кварцито-песчаники, конгломераты, кварц-биотитовые и другие сланцы (80% разреза); доломитовые мраморы и кварц-карбонатные породы (15—20% разреза). Конгломераты состоят из кварцевой и кварцитовой гальки; встречаются гальки плагиогранита, кварц-биотитовых сланцев, карбонатных пород и графитовых сланцев; характерно присутствие гальки железистых кварцитов. Гальки отлично окатаны и ориентированы длинными осями согласно залеганию пород формации. В цементе присутствуют пирит и халькопирит. Конгломераты являются образованиями собирательными в связи с тем, что в них присутствуют все породы криворожской серии и даже более древние образования. Этот факт указывает на формирование конгломератов в зоне подножий при наличии хорошо расчлененного рельефа.

Кварцито-песчаники состоят преимущественно из среднезернистого кварца с подчиненными обломками плагиоклаза и микроклина (до 10—15%). Цемент биотит-кварцевый. Отлично выражены blastsаммитовые структуры. В сланцевой пачке выделяются амфибол-биотитовые, кварц-хлоритовые, кварц-карбонатно-биотитовые и биотит-хлорит-кварц-карбонатные сланцы.

Характеризуя в целом рассматриваемую формацию, отметим, что она образовалась в условиях, адекватных предгорным прогибам, когда господствовали поднятия. Учитывая эти обстоятельства, состав формации и то, что она завершает раннепротерозойский протогеосинклинальный цикл, можно с уверенностью классифицировать ее как молассовую формацию.

Ультраметаморфические и интрузивные формации

Раннепротерозойские магматические и ультраметаморфические образования принадлежат к двум группам формаций: 1) интрузивные—пироксенитовая и габбро-перидотитовая (сурский и голованевский комплексы) и 2) ультраметаморфические—мигматит-гранитовая и гранитовая (кировоградско-житомирский и днепроовско-токовский комплексы). Возраст перечисленных формаций определяется по интрузивным и гранитизационным контактам с породами ингульской, криворожской и других серий нижнего протерозоя, а также подтверждается радиологическими данными.

Пластовые залежи пироксенитовой формации приурочены к вулканоогенным и осадочным толщам конкско-верховцевской и криворожской серий, располагаются согласно с простираемим вмещающих пород и участвуют совместно с ними в процессах складчатости.

Габбро-перидотитовая формация представлена пластовыми интрузиями в Голованевском блоке, залегающими в породах бугской серии архея и вместе с ними участвующими в процессах складчатости. Радиологические данные показывают цифры 1900—2130 млн. лет, вероятно, омоложенные.

Наиболее яркими выразителями процессов ультраметаморфизма на Украинском щите являются гранитовые формации, и в частности граниты и мигматиты кировоградско-житомирского комплекса. Породы этого комплекса слагают крупные массивы, большое количество мелких тел и поля мигматитов, локализующихся в породах различных стратиграфических подразделений, архея и раннего протерозоя. Характерно

наложение процессов раннепротерозойской гранитизации на породы чарнокитовой формации, что может служить указанием на совмещение областей проявления ультраметаморфизма в архее и раннем протерозое. Наибольшая густота распространения интрузий этой формации соответствует положению глубокопроникающих разломов в Кировоградском блоке. Развитие разломов связано с процессами гранитизации, что четко фиксируется по характеру взаимоотношений разрывных нарушений с гранитами. Наряду с этим установлена сопряженность развития процессов гранитизации и образования тектонитов (бластомилонитов и бластокатаклазитов амфиболитовой фации) в пределах зон региональных разрывных нарушений — Звенигородско-Анновской, Кировоградской, Одесско-Тальновской.

Граниты и мигматиты днепровско-токовского комплекса локализируются в пределах Днепровского блока, где они образуют несколько массивов. Граниты и мигматиты рассматриваемой формации относятся к единой мощно проявленной эпохе раннепротерозойской гранитизации.

Пироксенитовая формация. Интрузии формации локализируются в породах конкско-верховцевской и криворожской серий в раннепротерозойских синклинорных зонах. Формация объединяет серпентиниты, апопироксениты, апопироксениты, аподуниты, горнблендиты, тремолититы, актинолититы и тальковые сланцы. Преобладающими по объему являются серпентиниты и ассоциирующие с ними карбонатно-тальковые и хлорит-тремолитовые сланцы (не менее 70%). В Белозерском синклинонии эта формация представлена крупной межпластовой интрузией серпентинитов с максимальной мощностью около 1000 м, залегающей выше джеспилитовой формации. В Сурском и Конкском синклинониях интрузии ультрабазитов меньшей мощности приурочены к контакту между кварц-кератофировой и спилит-диабазовой подформациями. В Сурском синклинонии серпентиниты и апопироксениты образуют седловидные тела, залегающие в расслоенных вертикальных складках.

Серпентиниты, обычно антигоритовые, представляют собой измененные пироксениты; то же относится к горнблендитам и актинолититам. В наиболее измененных ультрабазитах — карбонатно-тальковых породах Кривого Рога, ранее принимавшихся за метаморфизованные мергели, обнаружены реликтовые структуры замещения пироксенов и оливина.

Все разновидности содержат никель, хром, кобальт в количествах, соответствующих кларку для ультраосновной магмы. Петрохимически эти породы недосыщены кремнеземом, бедны глиноземом, щелочами и известью. Минеральные ассоциации отвечают зеленосланцевой фации метаморфизма.

Габбро-перидотитовая формация. К формации отнесены основные и ультраосновные породы, распространенные главным образом в пределах Голованевского блока и выделенные впервые под этим названием И. С. Усенко [461, 462]. Наличие никеленосной коры выветривания над ультраосновными разностями повысило интерес к ним, в связи с чем детальными геофизическими и поисково-разведочными работами выявлено и околтурено более 50 тел ультрабазитов. Согласно интрузивные тела формации залегают среди пород бугско-днестровской серии архея и в областях развития мигматитов подольского комплекса. Структурно-геофизическими исследованиями А. Я. Древина [146], О. Б. Гинтова [101] и Г. Х. Димитрова установлена приуроченность пород рассматриваемой формации к ядрам Молдово-Тарновато-Кумаровской, Голованевско-Сквирической, Липняговской, Деренюхинской, Чаусовской, Капитановской и других синклиналей. Возраст этих пород 2130—1900 млн. лет.

Тесная парагенетическая ассоциация основных и ультраосновных пород, постепенные переходы между ними и другие признаки позволяют присоединиться к мнению Л. Г. Ткачука [453] и И. С. Усенко [461, 462], рассматривающих ультрабазиты этой формации как образования базальтового слоя.

В составе формации выделяются серпентинизированные и амфиболитизированные дуниты, гарцбургиты, верлиты, лерцолиты, апоперидотитовые и аподунитовые серпентиниты, оливиновые пироксениты, бронзититы, вебстериты, актинолититы, тремолититы; габбро, габбро-нориты, габбро-амфиболиты, амфиболиты. Основные породы составляют около 30% объема формации. Наиболее распространены апоперидотитовые серпентиниты, составляющие более 90% площади, занятой ультрабазитами. Дуниты, перидотиты, пироксениты сохранились в виде небольших реликтовых тел среди серпентинитов. Серпентинизированные дуниты вскрыты в Тарноватском, Люшневатском и Грушковском массивах. Гарцбургиты являются самой распространенной разновидностью перидотитов, по которым образовались серпентиниты. Верлиты и лерцолиты встречаются значительно реже. Пироксениты, представленные гиперстенитами, бронзититами, диаллагитами, вебстеритами и хромшпинелидовыми пироксенитами, образуют небольшие согласные тела среди перидотитов, будучи связанными с ними постепенными переходами. Амфиболиты состоят из буровато-зеленой обыкновенной роговой обманки и андезин-лабрадора. В габбро-амфиболитах содержится до 25% диоксида, гиперстена, бронзита.

Почти во всех перечисленных разновидностях присутствует магнетит двух генераций: первичный идиоморфный и вторичный тонкодисперсный.

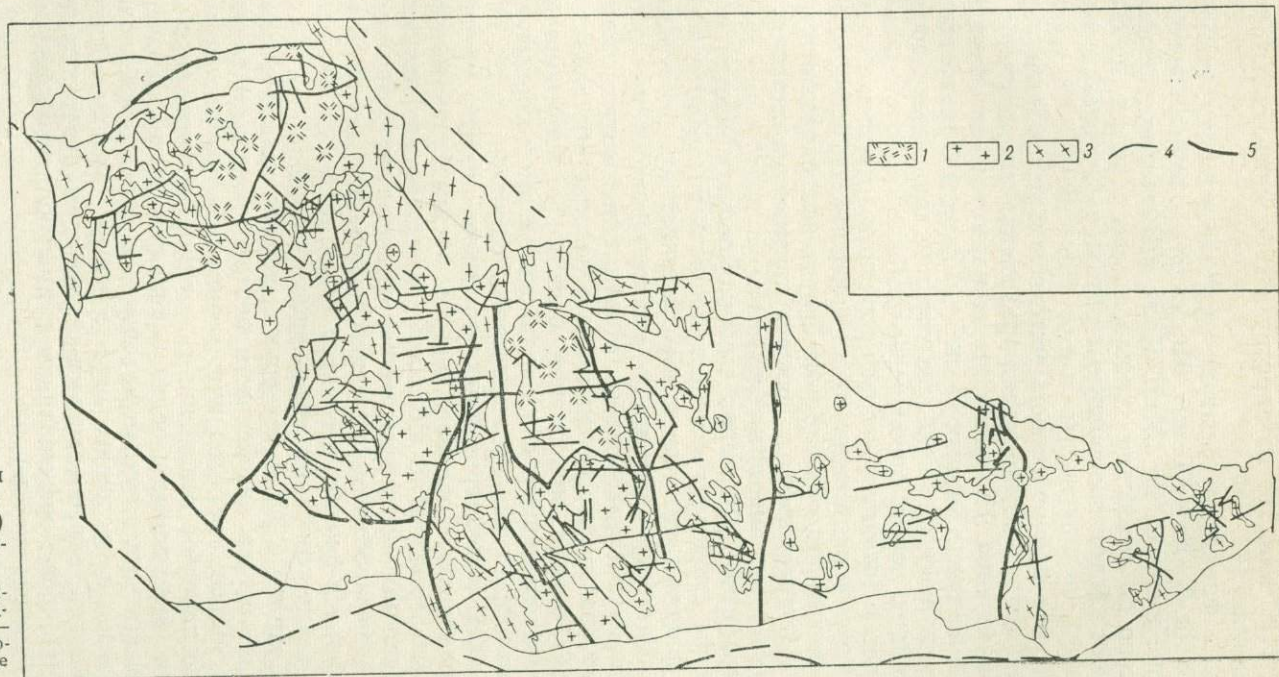
Мигматит-гранитовая формация. Формация в полном ее объеме выделена на Украинском щите авторами настоящего раздела, однако так называемые кировоградские граниты широко известны в литературе по работам Ю. Ир. Половинкиной [359, 362], Н. П. Семененко [400] и других исследователей. К формации относятся калиевые, существенно микроклиновые граниты Кировоградско-Бобринецкого, Чигиринского, Вознесенского, Новоукраинского, Долинского, Уманского, Богуславского, Боковьянского, Митрофановского и других массивов, а также связанные с ними поля мигматитов, в совокупности занимающие свыше 50% площади Украинского щита (рис. 18).

Массивы этих гранитов, столь широко распространенные на Украинском щите, локализуются преимущественно в его центральной части в пределах Кировоградского блока, сложенного складчатыми толщами архея и раннего протерозоя. Здесь находятся самые крупные массивы — Кировоградско-Бобринецкий, Новоукраинский, а также Вознесенский, Чигиринский и др. Граниты и мигматиты рассматриваемой формации проникают также в области развития археид, где они развиваются по более древним гранитоидам подольского комплекса (Уманский, Богуславский и другие массивы). Раннепротерозойский возраст рассматриваемой формации определен по характеру взаимоотношения слагающих ее пород с вмещающими метаморфическими толщами раннего протерозоя ингульской, ингулецкой и других серий и по данным абсолютной геохронологии.

Возраст гранитов определялся в разных лабораториях и различными методами, показавшими следующие значения: 1970—1960, 1780—1730, 2200—1900, 2250—1820 млн. лет. Большинство определений порядка 1900—1800 млн. лет [1, 96, 98]. Из гранитов Уманского массива Л. В. Комлевым сделано три определения возраста ортита, показавших 1200—1900 млн. лет. Несмотря на это, графический метод сравнения возрастных определений позволил А. И. Тугаринову [458] отнести граниты к возрастной категории 1900 ± 100 млн. лет. В последнее время для гранитов

Рис. 18. Схема размещения гранитоидных массивов кировоградско-житомирского (PR₁) и коростенского (PR₂) комплексов.

1 — гранитоиды коростенского комплекса; 2 — гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса; 3 — мигматиты кировоградско-житомирского комплекса; 4 — глубинные разломы; 5 — прочие разломы.



Уманского массива по определению отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ получены значения: 1720 млн. лет по циркону и 2200 млн. лет по сфену (данные А. Н. Сухинина).

Граниты формации образуют крупные массивы, площадь которых измеряется от 75 до 4000 км². Мигматиты окаймляют гранитные массивы в зоне шириной до 10 км. Поля мигматитов, развивающиеся самостоятельно по архейским толщам, имеют площадь до 600 км². Массивы имеют батолитообразную, а также куполо- и валообразную форму.

Характерна приуроченность массивов к разрывным нарушениям и проявление вдоль их контактов разломов, связанных с процессами гранитообразования. Наиболее ярким примером могут служить Звенигородско-Анновская, Кировоградская и Одесско-Тальновская зоны разломов, ограничивающие наиболее крупные гранитные массивы.

Ассоциация пород формации определяется сочетанием различных разновидностей гранитов — порфириовидных, трахитоидно-порфириовидных, крупнозернистых, средне-мелкозернистых, аплитовидных и пегматоидных, среди которых преобладают биотитовые микроклиновые граниты. Мигматиты подразделяются по структурным признакам на порфиробластические, послыйные и тневые.

Для гранитов характерна гипидиоморфнозернистая структура и специфические структуры замещения вплоть до появления мирмекитов. Текстура гранитов массивная, иногда линейно-параллельная. Порфириовидные выделения микроклина рассматриваются как рост их в результате калиевого метасоматоза. Минеральный состав гранитов варьирует в зависимости от содержания плагиоклаза (от альбит-олигоклаза до андезина), кварца, микроклина, биотита, роговой обманки и спорадически развитых граната и клинопироксена. Акцессорные минералы — циркон, монацит, апатит, магнетит, пирит, ортит.

В краевых частях гранитных массивов развиты среднезернистые плагио-микроклиновые граниты, иногда мусковитсодержащие и аплит-пегматоидные граниты. В области сопряжения гранитных массивов с зонами разломов возникают очково-сланцеватые разности с ориентированными порфиробластами калиевого полевого шпата. В мигматитах несколько больше биотита и граната и, кроме того, в них имеют повсеместное развитие ксенолиты вмещающих гнейсов.

А. Н. Сухинин и Ю. Л. Кучерук выделяют три типа гранитов в зависимости от состава архейских и протерозойских толщ, по которым развивался процесс гранитизации: граниты, возникшие по раннепротерозойским осадочным отложениям, метаморфизованным в амфиболитовой фации (биотитовые и редко амфиболовые гнейсы); граниты, субстратом для которых служили архейские вулканогенные породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации (пироксеновые гнейсы); граниты, образовавшиеся по породам архейских вулканогенных формаций, метаморфизованных и амфиболитовой фации (амфиболиты, амфиболовые гнейсы).

Гранитами первого типа сложены Кировоградско-Бобринецкий, Березовский, Вознесенский, Чигиринский и Долинский массивы. Отличительным признаком их является состав останцов, представленных биотитовыми гнейсами. Среди них выделяются порфиробластические граниты, получившие наименование «кировоградских», и среднезернистые граниты, именуемые «житомирскими». Граниты этого типа биотитовые; среди акцессорных минералов преобладают монацит, циркон, апатит, магнетит.

Граниты второго типа слагают Новоукраинский, Боковьянский, Верблюжский и Митрофановский массивы. Останцы метаморфических пород представлены в них пироксеновыми гнейсами и чарнокитами. Среди гранитов этого типа выделяются крупнопорфириовидные трахитоидные

граниты, получившие наименование «новоукраинских», и мелкопорфировидные граниты. Минеральный состав гранитов этого типа, тоже в основном биотитовых, отличается неравномерным развитием реликтового гиперстена; набор аксессуарных минералов близок.

Мелкопорфировидные граниты распространены в юго-западной части Новоукраинского массива в пределах Звенигородско-Анновской зоны разломов.

Гранитами третьего типа сложены Уманский, Богуславский и Демурицкий массивы. В останцах среди этих гранитов присутствуют амфиболиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы. Граниты этого типа отличаются появлением, наряду с биотитом, роговой обманки. Типичным аксессуарным минералом является сфен в ассоциации с ортитом, апатитом и цирконом. Все анализированные граниты пересыщены кремнеземом и умеренно богаты или богаты щелочами. Железо или резко преобладает над магнием, или их содержания близки. Порфировидные граниты характеризуются как пересыщенные Al_2O_3 и SiO_2 , богатые щелочами породы. Для них характерно высокое отношение K_2O/Na_2O , варьирующее в пределах от 1,4—1,7 до 1,9. Равномернозернистые граниты отличаются близкой ролью щелочей с незначительным преобладанием натрия. Химические анализы трахитоидных гранитов характеризуют их как пересыщенные кремнеземом и богатые щелочами породы; отношение K_2O/Na_2O равно 1,56.

Многочисленные примеры идентичных по геологической позиции, текстурно-структурным особенностям и составу гранитоидов других областей развития докембрия (восточная часть Балтийского щита, Енисейский кряж) однозначно указывают на метасоматический генезис пород рассматриваемой формации, хотя исследователи Украинского щита пока не пришли в этом вопросе к единому мнению. Об этом говорят постепенность взаимопереходов от вмещающих образований к гранитным массивам, обилие ксенолитов пород субстрата среди гранитов и неравноценная степень их ассимиляции, широкое развитие процессов калиевого метасоматоза, реализующегося в интенсивной микроклинизации плагиоклаза, преобразовании текстур и структур гранитоидов и химический состав, соответственно характеризующийся четкой калиевой специализацией.

Гранитовая формация. Формация объединяет породы днепровско-токовского интрузивного комплекса, выделенного Н. П. Семененко [398, 401] и широко известного, по данным Ю. Ир. Половинкиной [359], А. П. Никольского [306], И. С. Усенко [463], В. Т. Латыша [256] и других. К этому комплексу Н. П. Семененко относил розовый днепровский гранит, граниты Токовского массива, чернокварцевый гранит Ингуло-Ингулецкого района, трахитоидный гранит р. Каменки, осницкие граниты и др. Ю. Ир. Половинкина включала в его состав розовые аплитовидные граниты Днепровского блока, Демурицкий массив по р. Саксагани, ряд мелких массивов в верховьях р. Ингульца и крупнозернистые, местами порфировидные граниты Токовского массива. Согласно Г. И. Каляеву, в состав этого комплекса следует включить красные граниты Волчанского выступа, граниты Павловского участка, Щербаковский массив западнее г. Орехова и граниты Токовского, Демурицкого, Околосурского и Боквянского массивов.

Раннепротерозойский возраст гранитов доказывается их интрузивными контактами с породами криворожской серии. По радиологическим данным возраст гранитов равен 1800—1900 млн. лет [96, 98]. А. И. Тугариновым определен возраст ортита и сфена из пегматитов краевой зоны Токовского массива — 2700 млн. лет.

Большая часть гранитных массивов рассматриваемой формации расположена в пределах Днепровского блока. Гранитные массивы представляют собой конкордантные интрузивные залежи штоко- и куполо-

образной формы площадью до 200—300 км². Характерно неоднородное сложнодифференцированное строение наиболее крупного Токовского массива, выражающееся в чередовании различных гранитов, мигматитов и реликтов вмещающих пород; широко развиты жильные тела, приуроченные к разрывным нарушениям.

Ассоциацию пород этой формации представляют порфириовидные, мелкозернистые, аплитовидные микроклиновые граниты и мигматиты, связанные между собой постепенными переходами. Состав гранитов определяется количественным соотношением кварца, микроклина, альбит-олигоклаза, биотита, редко роговой обманки. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, ортит, эпидот, титаномagnetит, пирит, молибденит.

Граниты этого комплекса близки по химическому составу и характеризуются высоким содержанием SiO₂ и щелочей при низком содержании железа CaO и MgO; они богаче кремнекислотой и беднее глиноземом, чем граниты кировоградско-житомирского комплекса; содержание K₂O выше, чем Na₂O.

Генезис гранитов этой формации рассматривался Н. П. Семененко [398, 401] как магматический; Ю. Ир. Половинкина [359], А. П. Никольский [305] и другие связывают их с гранитизацией пород криворожской серии. В последнее время большую поддержку получает точка зрения палингенного происхождения ряда гранитов Украинского щита.

Существует мнение А. Н. Сухинина и других о генетической связи и единстве гранитов днепровско-токовского и кировоградско-житомирского комплексов. Радиологические показатели для тех и других дают раннепротерозойский возраст.

ПРОТООРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Геологические образования этой группы представлены на Украинском щите конгломерат-песчаниковой формацией (пугачевская серия, включающая озерянскую и белокоровичскую свиты среднего протерозоя), породы которых сохранились в разобщенных грабенах у северо-западной окраины щита, а также интрузивные формации габбро-диорит-гранитовая и габбро-анортозитов — гранитов рапакиви (осницкий и коростенский комплексы).

Конгломерат-песчаниковая формация, сохранившаяся в пределах небольшого Белокоровичского грабена и в виде ксенолитов среди гранитов коростенского комплекса, представлена ассоциацией осадочных пород, относимых к континентальным отложениям, и в небольшой степени диабазами и диабазовыми порфиритами. Среднепротерозойский возраст принимается на основании интрузивных контактов между породами рассматриваемой формации и гранитами коростенского и осницкого интрузивных комплексов, время образования которых датируется как средний протерозой. Радиологические данные показывают интервал 1800—1450 млн. лет. Региональный метаморфизм соответствует фации зеленых сланцев (прил. 1).

По условиям формирования эта группа геологических образований относится к протоорогенному режиму.

Конгломерат-песчаниковая формация. К формации отнесены осадочные и частью вулканогенные отложения пугачевской, озерянской и белокоровичской свит. Породы пугачевской свиты сохранились в виде частых и нередко крупных останцев (площадью до 0,5—1,5 км²) среди гранитов коростенского комплекса. Осадочные толщи озерянской и бе-

локоровичской свит выполняют Белокоровичский грабен, площадь которого составляет около 350 км². А. С. Дранник [144] именует эту группу геологических образований как пугачевскую серию, вводя в ее состав озераанскую и белокоровичскую свиты.

Породы озераанской свиты несогласно залегают на архейских гнейсах и мигматитах; в керне некоторых скважин А. С. Дранником отмечался эруптивный контакт их с гранитами рапакиви, в связи с чем высказывались сомнения о принадлежности озераанской свиты к овручской серии.

Состав конгломерат-песчаниковой формации определяется следующими ассоциациями пород: 1) песчаники, алевролиты, конгломераты полимиктовые и кварцевые, кварциты, 2) сланцы мусковит-хлоритовые, серицитовые, кварц-серицитовые, хлоритовые, подчиненно диабазы и диабазовые порфириды. Сланцы с прослоями алевролитов и диабазов преобладают в составе озераанской свиты, а песчаники, конгломераты и кварциты в белокоровичской и пугачевской свитах. Имеются данные о несогласном залегании пород белокоровичской свиты на озераанской.

Нижняя граница формации определяется по интрузивному контакту слагающих ее пород с гранитами коростенского комплекса среднего протерозоя, верхняя — по нахождению окатанных обломков песчаников типа овручских в вендских отложениях. Радиологические определения показывают для пород озераанской и белокоровичской свит значения 1450—1580 млн. лет. Песчаники и конгломераты полимиктовые и олигомиктовые, сложены кварцем, кварцитом, кварцевым порфиром и яшмой; цемент кварцево-серицитовый. Акцессорные минералы — циркон, сфен, турмалин, ильменит. Предполагается, что хлоритовые сланцы являются измененными диабазами.

Породы озераанской и белокоровичской свит образуют простые складки с углами падения 40—60°. Мощность формации 100—600 м. Метаморфизм пород формации соответствует фации зеленых сланцев.

Интрузивные формации

Магматизм среднего протерозоя представлен рядом характерных интрузивных формаций, к которым относятся формации протерозоя: габбро-диорит-гранитовая (осницкий комплекс), габбро-анортозитов — гранитов рапакиви (коростенский комплекс), габбро-диабазовая (звиздаль-залесский комплекс), сиенит-граносиенитовая (октябрьский комплекс).

Магматические образования этой эпохи относятся к интрузиям малых глубин; для ряда из них доказывается влияние процессов щелочного метасоматоза (формации габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, щелочных и нефелиновых сиенитов), что не находится в противоречии с глубиной их образования.

Возраст формаций обосновывается их геологическими соотношениями с осадочными породами среднего и верхнего протерозоя и радиологическими данными, соответствующими интервалу 1700—1900 млн. лет.

Габбро-диорит-гранитовая формация. Формация объединяет породы осницкого комплекса, выделенного Л. Г. Ткачуком [456] и изученного И. Л. Личаком [262], А. Я. Хатунцевой [482] и другими. Интрузии рассматриваемой формации, образующие единое сложное тело, располагаются в пределах крупной депрессионной структуры — Клесовском грабенообразном опускании (по В. И. Клушину), ограниченном Припятской, Горынской, Сушано-Пержанской зонами разломов.

Возраст формации определяется как среднепротерозойский, на основании интрузивных контактов с породами овручской серии и по

трансгрессивному налеганию на граниты осадочных отложений полеской серии верхнего протерозоя. Радиологические определения возраста показывают 1650—1300 млн. лет. В составе формации выделяются: амфиболовые, амфибол-пироксеновые габбро; граниты биотитовые, биотит-амфиболовые и мелкозернистые аплитовидные; гибридные гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые сиениты и сиенито-диориты. Породы комплекса трактуются И. Л. Личаком [262] и Л. Г. Ткачуком [456] как производные двух самостоятельных, близких по времени формирования интрузий. Тесная парагенетическая связь между обеими группами пород обусловлена гранитизацией габброидов и вследствие этого развитием процессов гибридизации. Петрографическая специфика формации определяется ассоциацией преобладающих пород гранитоидного состава. Наиболее крупные массивы сложены гранитами, среди которых присутствуют небольшие тела гибридных диоритов и гранодиоритов, а также реликтовые пластовые залежи и ксенолиты габброидных пород.

Граниты различаются не только по структурно-текстурным особенностям (мелко- и крупнозернистые порфиroidные), но и по количественному соотношению главных минералов — микроклин-пертита с пятнистым и псевдозональным строением и зонального плагиоклаза. В меланократовых разностях увеличивается роль бурого и зеленого биотита и обыкновенной роговой обманки. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, ортит, а также пирит, магнетит, ильменит, рутил, флюорит. Габброидные породы связаны взаимопереходами с гибридными диоритами и гранодиоритами, несущими реликты офитовой структуры и темноцветных минералов габбро. Для всех пород комплекса характерно появление мусковита, хлорита и цоизит-эпидотовых минералов. Характерно региональное развитие катаклаза и местами протоклаза, свидетельствующее о формировании интрузий в зоне долгоживущих разрывных нарушений.

Внутри массивов сохранились ксенолиты осадочных и вулканогенных пород, превращенных в роговики и порфиробластические сланцы. Ксенолиты этих пород особенно широко развиты среди мелкозернистых лейкократовых гранитов (клесовитов), что послужило основанием для отнесения их А. Я. Хатунцевой [482] к глубокометаморфизованным кислым эффузивам; согласно Л. Г. Ткачуку, все граниты осницкого комплекса относятся к типичным интрузивным образованиям.

Формация габбро-анортозитов-гранитов рапакиви. Породы формации были отнесены В. И. Лучицким [207] к габбро-гранитному комплексу и Л. Г. Ткачуком [456] к коростенскому интрузивному комплексу. На Украинском щите они образуют два крупных массива — Коростенский и Корсунь-Новомиргородский. Коростенскому массиву посвящается обширная геологическая литература [332, 352, 422]. Возраст формации определяется как среднепротерозойский на основании сохранности в пределах массивов ксенолитов пород пугачевской свиты среднего протерозоя и трансгрессивного налегания на граниты рапакиви пород збраньковской свиты овручской серии, относимой к верхнему протерозою. Определения возраста пород Корсунь-Новомиргородского массива по цирконам и роговым обманкам из гранитов рапакиви показывают возраст 1770—1760 млн. лет.

В составе формации в отличие от других районов ее распространения широко развиты основные члены габброидного ряда и определяются следующие ассоциации пород, которые рассматриваются как подформации: анортозиты, габбро-анортозиты, габбро, нориты, габбро-нориты, лабрадориты, габбро-монзониты, монзониты, кварцевые монзониты; граниты рапакиви овоидные и безовоидные, биотит-амфиболовые рапакивиобразные граниты, мелкозернистые биотитовые граниты, гранит-аплиты зоны эндоконтакта, гранит-порфиры, микрограниты,

аплиты, пегматиты; сиениты, сиенит-аплиты, щелочные сиениты и альбиты, имеющие резко подчиненное значение. Породы формации пересечены дайками среднепротерозойских габбро-диабазов и диабазов (Звиздаль-Залесская дайка в Коростенском массиве и др.). Коростенский массив располагается у северной окраины щита среди метаморфических пород архея; у северо-западного контакта на породах массива лежат вулканогенные образования збраньковской свиты.

Корсунь-Новомиргородский массив залегает среди биотитовых гнейсов ингульской серии нижнего протерозоя и пироксеновых гнейсов бугской серии архея в центральной части щита, в северной половине Кировоградского блока. Площадь Коростенского массива около 1500 км², Корсунь-Новомиргородского — 600 км². Граниты рапакиви и их фациальные разновидности составляют около 80% площади массивов; более 20% занято основными породами. Контакты гранитов с вмещающими породами имеют интрузивный характер без признаков ассимиляционных явлений.

Характерна приуроченность сложных массивов этой формации к области проявления разрывных нарушений, нередко активизированных. Форма массивов определяется как плитообразная. Геофизические данные позволяют предполагать слоистое строение интрузивных залежей, обусловленное чередованием пород габброидного и гранитоидного состава. Так, Володарск-Волынская анортозитовая залежь имеет по гравиметрическим данным мощность 1,5—2 км. Подобная форма залегания присуща и коростенским гранитам, которые в ряде мест подстилают и перекрывают габброидные залежи. Анортозиты по мере приближения к контакту с гранитами сменяются породами габбро-сиенитового состава, а в эндоконтакте переходят в сиениты. Мощность переходной контактовой зоны достигает 3 км.

Породы габбро-анортозитовой подформации состоят из лабрадора, андезина, гиперстена, железистого оливина, редко кварца. Акцессорные минералы — титаномагнетит и пирит. Химический состав их характеризуется резким преобладанием железа над магнием, калия над натрием и высоким содержанием титана и фосфора. Состав гибридных габбро-монцонитов и близких к ним пород определяется андезином, калиевым полевым шпатом, кварцем, ромбическим и моноклинным пироксеном и оливином. По химическому составу монцониты и габбро-монцониты занимают промежуточное положение между рапакиви и основными породами.

Для гранитовой подформации характерно резкое преобладание гранитов рапакиви. Крупнозернистые овоидные граниты рапакиви состоят из микроклин-пертита, олигоклаза, кварца, амфибола, биотита, редко оливина. Акцессорные минералы — флюорит, циркон, апатит, ильменит, гематит, пирит. Характерен идиоморфный темный кварц и бурый железистый биотит. В крупноовоидных гранитах локализуются жилы мелкоовоидных рапакиви. По содержанию щелочных элементов граниты рапакиви являются переходными породами от щелочноземельных к щелочным. Сумма щелочей в них колеблется в пределах 7,64—9,91%; отношение K_2O/Na_2O равно 1,80. Гранит-аплиты и мелкозернистые биотитовые граниты приурочены к зонам разрывных нарушений. Состав их отличается более лейкократовым характером и наложением процессов хлоритизации и каолинизации.

Формирование гранитов рапакиви и их фациальных разновидностей завершается образованием жильных аплитов, микрогранитов — гранит-порфиоров и главным образом пегматитов. Пегматиты хрусталеносны, характеризуются повышенной ролью альбита, в ассоциации с которым находятся биотит, циннвальдит, жильбертит, хлорит, топаз, флюорит, халцедон, опал. Контактные изменения выражаются в оро-

говиковании и скарнировании (кордиерит-шпинелевые роговики, диопсидовые скарны), а также в слабой фельдшпатизации.

С породами габбро-анортозитовой подформации связаны ильменитовая титаномagnetитовая и апатитовая минерализации; граниты сопровождаются редкометальной минерализацией и горным хрусталем.

Вопрос о генезисе пород рассматриваемой формации является спорным. Наряду с представлениями А. А. Полканова [352], В. С. Соболева [422] о их магматическом происхождении с учетом высокой роли процессов гибридизма и сопутствующими минеральными замещениями, существуют мнения В. Г. Пастухова [332] об интрузивном происхождении только габброидных пород, тогда как граниты рапакиви относятся к метасоматическим образованиям.

Габбро-диабазовая формация. К формации относятся дайки и штоки габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов, залегающих в пределах крупных массивов коростенского комплекса, а также среди докембрийских толщ, главным образом в северо-западной части щита и в восточном Приазовье. Преобладающая приуроченность даек диабазов к массивам гранитов рапакиви послужила основанием для отнесения их к дайковой фации коростенского и осницкого комплексов и соответственно к различным возрастным группам. В этой работе они выделены в самостоятельную габбро-диабазовую формацию, связанную с более ранними магматическими комплексами общностью структурного контроля.

Возраст формации определяется как среднепротерозойский в связи с залеганием даек диабазов среди пород коростенского и осницкого комплексов, а также по отсутствию эруптивных контактов с породами овручской серии. Радиологические определения показывают 1140—1350 млн. лет [58, 59]. Намечается, что дайки диабазов тяготеют к разломам субмеридионального и субширотного простирания. Для формации характерны единичные протяженные дайкообразные залежи (Звиздаль-Залесская дайка в Коростенском массиве гранитов рапакиви, приуроченная к разлому субмеридионального простирания). Протяженность этой дайкообразной интрузивной залежи около 38 км; мощность 2—7 км. Продолжение ее на север под породы толкачевской и збраньковской свит Овручского грабена устанавливается по геофизическим наблюдениям.

По магнитометрическим данным дайка имеет сложное строение, обусловленное неоднократным подновлением магмоподводящего разлома и внедрением магмы различного состава.

В составе габбро-диабазы Звиздаль-Залесской дайки присутствуют андезин-лабрадор, авгит и диаллаг. Акцессорные минералы — апатит, ильменит, пирит, гематит; структура офитовая, габбро-офитовая. Характерно появление волокнистой роговой обманки, нескольких разновидностей хлорита и кальцита.

Сиенит-граносиенитовая формация. Формация объединяет породы октябрьского комплекса, который был выделен Н. И. Безбородько [12] в качестве сиенитовой формации в несколько ином объеме. Породы, относимые к этой формации, описаны в работах И. Д. Царовского [484], Н. А. Елисеева, В. Г. Кушева [156] и других. Согласно Г. И. Каляеву [183], октябрьский комплекс относится к гранитоидной щелочной формации, образовавшейся в условиях подвижной платформы.

Породы формации образуют крупные массивы — Октябрьский, Кальчикский, Кальмиусский, Еланчикский, залегающие в метаморфических образованиях корсак-шовкайской свиты в Восточно-Приазовском блоке, а также Терсянский и другие массивы, расположенные в контакте Днепровского и Орехово-Павлоградского блоков в породах днепровской серии архея. Площади наиболее крупных массивов состав-

ляют 400—500 км². Время образования формации относится к среднему протерозою; радиологические данные показывают 1900—1700 млн. лет [156].

Породы формации секутся дайками диабазов и кварцевых порфиров, с которыми в свою очередь имеют интрузивный контакт граниты екатериновского комплекса. Сиениты и граносиениты содержат ксенолиты гранитов кировоградско-житомирского комплекса, что также подтверждает их среднепротерозойский возраст.

В составе формации обособляются две ассоциации пород: щелочно-земельные сиениты, граносиениты, граниты щелочные и нефелиновые сиениты. Щелочные и нефелиновые сиениты сосредоточены в ядре Октябрьского массива на площади около 40 км². Породы первой ассоциации состоят из микроклин-микрпертита, плагиоклаза (от альбита до андезина), оливина, ромбического и моноклинного пироксена, роговой обманки, гастингсита и биотита. Акцессорные минералы — магнетит, титаномagnetит, апатит, циркон, реже молибденит, торит, рутил, ортит и чевкинит. Разнообразии пород связано, по-видимому, с дифференциацией магмы, ассимиляцией вмещающих пород и аутометасоматическими процессами. Химический состав пород характеризуется высоким содержанием щелочей и глинозема и преобладанием натрия над калием.

Щелочные и нефелиновые сиениты развиты в Октябрьском и Мало-Терсянском массивах. В Октябрьском массиве присутствуют изолированные блоки ультраосновных пород (габброиды и подчиненно пироксениты и перидотиты). Возраст основных — ультраосновных пород 2700 млн. лет, что позволяет относить их к архею [96, 98].

Щелочные сиениты связаны постепенными переходами с щелочно-земельными сиенитами, от которых они отличаются появлением щелочных амфиболов, развивающихся по пироксенам, пластинчатого и розетковидного альбита и биотита. В нефелиновых сиенитах, также связанных с другими сиенитами взаимопереходами, развиты нефелин, эгирин-авгит, канкринит, лепидомелан и содалит. К этой ассоциации относятся также мариуполиты, альбититы, пегматиты и различные щелочные метасоматические образования, тяготеющие к контактам с магматическими щелочными породами. Химический состав нефелиновых сиенитов и других щелочных пород характеризуется высоким содержанием глинозема, железа, преобладанием натрия над калием и постоянным присутствием фтора и хлора. Из элементов-примесей важное значение имеют цирконий и ниобий.

ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМЕННЫЕ И ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ

Осадочные и осадочно-вулканогенные формации

Этот ряд объединяет три формации: кварцит-песчаниковую, частью порфир-трахиандезитовую (збраньковская и толкачевская свиты овручской серии), песчаниковую (полеская серия) и песчаниковую, частью базальто-туфовую (волынская серия). Отложения двух последних формаций, возраст которых относится к рифею, залегают на архейских образованиях у западного края щита и входят в состав осадочного покрова Русской платформы.

Особое положение занимает кварцит-песчаниковая, частью порфир-трахиандезитовая формация, объединяющая породы овручской серии, известные только в пределах Овручского грабена. Геотектонический режим, при котором происходило отложение пород этой формации, в общем отличен от платформенной обстановки, существовавшей в рифее у западной окраины щита, и по ряду признаков соответствует

протоорогенному режиму среднего протерозоя или режиму тектоно-магматической активизации. Таким образом, в позднем протерозое сочленились два типа геологических обстановок, указывающих на подвижный характер платформ.

Кварцит-песчаниковая, частью порфир-трахиандезитовая формация. Формация представлена в объеме збраньковской и толкачевской свит, возраст которых определяется как верхнепротерозойский на основании налегания вулканогенных пород збраньковской свиты на породы коростенского интрузивного комплекса с галькой гранитов в базальных отложениях. Возраст 1430—1100 млн. лет. Породы формации выполняют Овручский грабен, расположенный в зоне северного контакта Коростенского массива и ограниченный разломами. Площадь грабена составляет 1400 км². У западного края к нему примыкает Белокоровичский грабен, но прямых контактовых взаимоотношений пород пока не установлено.

В составе формации выделены порфир-трахиандезитовая и песчаник-сланцевая подформации. Породы порфир-трахиандезитовой подформации слагают сложный покров, выполняющий ложе Овручского грабена. Ассоциации пород представлены диабазами, миндалекаменными порфиритами, трахиандезитами, кварцевыми порфирами, ортофирами, переслаивающимися с прослойками песчаников и гравелитов [38]. Мощность подформации 350 м.

Кварцит-песчаниковая подформация включает осадочные отложения толкачевской свиты. Состав ее определяется кварцит-песчаниками, кварцитами и горизонтами пироксилитовых сланцев. Кварциты обычно мелкозернистые, кварцит-песчаники — средне- и крупнозернистые породы, состоящие из кварца, серицита и каолинита в цементе. Акцессорные минералы — циркон и турмалин. Образование пироксилитовых сланцев связывается с размывом вулканогенных пород збраньковской свиты. Породы подформации образуют крупную моноклинальную складку, ограниченную с юга и севера разломами; характерна горизонтальная слоистость, есть отчетливые знаки ряби. Мощность превышает 900 м; мощность пластов пироксилитовых сланцев до 6 м.

К верхам толкачевской свиты З. М. Гречишниковой отнесены породы суцанской свиты, располагающиеся у южного края Суцано-Пержанской зоны разлома. В ее составе присутствуют слюдястые кварциты, дистен-андалузитовые кварциты и отдельные пласты кварцевослюдястых и кварцево-хлоритовых сланцев.

Породы рассматриваемой формации метаморфизованы в фации зеленых сланцев и в зоне Пержанского разлома в альмандин-амфиболитовой фации. Отложение подформации происходило в условиях континентального режима в мелководном бассейне типа шельфа; осадконакоплению предшествовали трещинные излияния основных и кислых лав; относительно однообразный состав кластических пород, отсутствие среди них каких-либо органогенных образований (карбонатных, углистых) свидетельствует о фациальной устойчивости режима седиментации.

Алевролит-песчаниковая формация. К формации отнесены осадочные континентальные образования полесской серии, охарактеризованные Е. П. Брунс и К. Э. Якобсоном [54]. Породы этой формации распространены на северо-западном склоне Украинского щита. В ее состав входят мелкозернистые песчаники и уплотненные глины. Песчаники полевошпат-кварцевые, представлены массивными или тонкослоистыми разностями, постепенно переходящими в алевролиты. В низах разреза формации присутствуют прослои и пачки более крупнозернистых песчаников. Характерно присутствие маломощных прослоев глинисто-слюдястых алевролитов и уплотненных глин — тонкослоистых или массивных.

Низы разреза формации представлены пачкой переслаивания мелкозернистых песчаников и гравелитов, имеющей в основании выветрелые алевролиты или мелкозернистые глинистые песчаники.

В верхах разреза под базальным горизонтом песчаников туфобазальтовой формации в пачке мощностью до 14 м сохранились признаки древней коры выветривания. Мощность формации, достигающая в районе г. Ровно 500—600 м, быстро уменьшается к югу, где она сокращается до 250—260 м.

Туфо-базальтовая формация. Породы формации распространены на северо-западном и западном склонах Украинского щита в пределах площади 120 тыс. км². Б. Я. Воловик [71, 253] полагает, что территория развития волыно-подольских траппов составляет не менее 200 тыс. км². Область их развития начинается на севере Полесской седловины и Брестской впадины и протягивается до г. Хмельницкого на юге. В юго-западной части щита породы формации известны в среднем и нижнем Приднестровье.

Эффузивные и туфовые образования базальтового состава с подстилающими их базальными слоями грубозернистых песчаников выделены Е. П. Брунс [53, 54] в волинскую серию венда и объединены З. Г. Ушаковой [466—468] в трапповую формацию. Породы этой формации залегают между полесской серией и валдайскими отложениями, знаменуя границу позднего протерозоя и венда. Возраст пород волинской серии 605—523 млн. лет.

Вулканогенная толща волинской серии подразделена на верхнюю эффузивную мощностью до 150 м и нижнюю туфогенную мощностью до 175 м. Эффузивные и туфовые фации составляют стратифицированную толщу общей мощностью 300 м. Интрузивные базальты слагают среди отложений полесской серии позднего протерозоя пластовые тела мощностью более 40 м. Мощность лавовых покровных тел варьирует от 2 до 54 м.

Эффузивные члены формации представлены миндалекаменными базальтоидами, долеритами, долерито-базальтами, базальтовыми порфиритами и спилитоподобными альбитизированными и хлоритизированными разностями. Характерно развитие анальцима и парагонита.

Базальтоиды представлены оливинowymi, безоливиновыми, анальцимовыми долеритами и дацитовыми порфирами. Состав основных пород определяется содержанием плагиоклаза, титан-авгита и оливина и отсутствием анальцима, парагонита и кварца. Туфовая фация включает различные туфы, образующие среди лавовых покровов мощные пачки и маломощные прослойки. Туфы отличаются ритмичностью, обусловленной сменой крупно- и мелкозернистых разностей.

Вулканогенные образования района Приднестровья сохранились, по мнению З. Г. Ушаковой [468], в опущенных блоках. Вулканогенная толща этого района представлена чередованием лавовых покровов базальтовых порфиритов с прослоями туфов и туфобрекчий. Мощность вулканогенной толщи колеблется в пределах от 24 до 44 м.

Химический состав базальтоидов западной окраины щита характеризуется повышенной железистостью и магниальностью. В породах, подвергшихся вторичным изменениям (хлоритизации, альбитизации и др.), различия в химическом составе выражаются в повышении суммы щелочей. Химический состав этих пород и приуроченность эксплозивных центров к крупным разломам в структурах фундамента позволяют предполагать возможность проявления в этом районе кимберлитового магматизма.

Интрузивные формации

Магматизм позднего протерозоя представлен гранитовой (екатериновский комплекс), сиенит-гранитовой (пержанский комплекс), габбро-перидотитовой (девладовский комплекс) и диабазовой (долинский комплекс) формациями. Граниты и сиениты пержанского комплекса развиты только у северо-западной окраины щита среди пород среднего протерозоя. Интрузии и метасоматические образования локализируются в депрессионных структурах в связи с зонами разрывных нарушений. Небольшие интрузии габбро-перидотитовой формации отчетливо приурочены к Девладовскому субширотному глубинному разлому, секущему складчатые и разрывные структуры щита в Днепровском блоке. К диабазовой формации отнесены дайки и дайкообразные тела диабазов и пикритовых порфиритов, рассеянные по периферии и в центральной части Украинского щита.

Сиенит-гранитовая формация. Формация включает граниты и сиениты пержанского комплекса. Изучением этих пород занимались Н. И. Безбородько [10], Л. Г. Ткачук [456], Ю. Ир. Половинкина [360], И. Л. Личак [263], А. Н. Козловская и М. И. Ожегова [202, 203], Л. С. Галецкий [81—83]. Одни авторы относят их к коростенскому комплексу, а другие придают им самостоятельное значение.

Породы сиенит-гранитовой формации приурочены к Сущано-Пержанской зоне разрывных нарушений, протяженность которой составляет более 200 км при ширине до 10 км. Она характеризуется преимущественно субширотным северо-восточным (50—70°) простиранием и юго-восточным падением. Этому структурному плану подчинены и все породы формации. Возраст пород формации составляет 1450—1140 млн. лет, что позволяет относить их к верхнему протерозою [480].

Состав формации определяется ассоциацией гранитоидных и щелочных пород. По мнению З. М. Гречишниковой, к этой формации следует относить и габброидные породы (габбро, габбро-монциты, анортзиты), которые локализируются в системах разломов субширотного и субмеридионального простираний, сопряженных с Сущано-Пержанской зоной разрывных нарушений. В составе формации обособляются, таким образом, три ассоциации пород: биотит-амфиболовые и биотитовые сиениты, монциты; биотитовые и лейкократовые граниты крупно- и мелкозернистые; иногда пегматоидные, гранит-порфиры, грейзены, альбититы, эгирин-арфведсонитовые кварц-полевошпатовые, метасоматиты. Породы формации образуют крупный сложный массив, в составе которого преобладают граниты, занимающие площадь около 100 км².

Особенностями минерального состава гранитов являются преобладание микроклин-пертита, характеризующегося большим разнообразием типов альбита пертитовых вростков, присутствие высокожелезистого биотита, а также аксессуарных минералов, среди которых колумбит, касситерит, циртолит, торит, фенакит, гентгельвин, редкоземельные карбонаты [81, 82, 171, 422].

Отличительной особенностью пержанских гранитов является динометаморфизм, выраженный в четкой полосчатости пород и широком развитии катакластических структур. Граниты приобретают сланцеватое сложение от слабой ориентировки чешуй биотита до образования сланцеватых пород типа филлонитов. В той или иной степени породы окварцованы и альбитизированы.

Метасоматические породы, завершающие формирование пержанского комплекса и связанные с процессами калий-натриевого и кремниевое метасоматоза, локализируются среди милонитов и катаклизитов в зонах рассланцевания Сущано-Пержанского разлома. К их числу относятся редкометалльные слюдяно-кварц-полевошпатовые метасома-

титы, грейзенизированные породы, сиениты и сиенитоподобные граниты. Наиболее распространены различные разновидности кварц-альбит-микроклиновых и альбит-микроклиновых метасоматитов, местами с редкометальной минерализацией, а также грейзены. К метасоматическим породам отнесены эгириновые и эгирин-арфведсонитовые сиениты и граносиениты.

Породы пержанского комплекса характеризуются редкометальной геохимической специализацией. Они содержат олово и другие металлы в количествах, значительно превышающих кларк земной коры. Повышенные содержания этих элементов отмечаются и в габбро. Обогащение габбро редкими элементами и относительно низкое содержание титана отличают их от габбро коростенского комплекса.

Гранитовая формация. Граниты Каменногильского и Екатерининского массивов объединены в один комплекс Ю. Ю. Юрком [525], И. С. Усенко [463, 464]. Формация включает граниты Екатерининского, Каменногильского, Ново-Янисольского и Стародубовского массивов (Екатерининский комплекс). Пояс даек диабазов подходит к Екатерининскому массиву и сечется его юго-восточным контактом. Дайки диабазов и других пород прорывают в свою очередь щелочные массивы октябрьского комплекса. Возраст гранитов определен в интервале 1860—1520 млн. лет, из которых более достоверными являются 1660—1640 млн. лет [174]. Возраст диабазов, кварцевых порфириров и лампрофириров, секущих породы гранитовой формации, составляет 1450—1125 млн. лет [26].

Геологические и радиологические данные указывают на разобщенность во времени гранитовой и сиенит-граносиенитовой формаций и, таким образом, на позднепротерозойский возраст гранитов екатерининского комплекса. Площадь штокообразных гранитных массивов составляет 5—11 км², размещение их контролируется крупными зонами разрывных нарушений (Мануильская, Мало-Янисольская, Зачатьевская, Розовская).

Строение массивов рассматриваемой формации весьма однообразно: внутренние части их слагаются порфировидными крупнозернистыми гранитами, в зонах эндоконтактов преобладают среднезернистые граниты. Состав гранитов определяется микроклин-пертитом, альбит-олигоклазом, кварцем, биотитом, редко роговой обманкой. Акцессорные минералы — ильменит, циркон, малакон, ортит, апатит, сфен. Химический состав характеризуется пересыщенностью кремнеземом и частично глиноземом; щелочи содержатся практически в равных соотношениях. Характерной особенностью формации является наложение процессов грейзенизации и альбитизации.

Габбро-перидотитовая формация. Формация представлена группой даек, линзовидных интрузивных залежей и штоков, приуроченных к субширотной Давладовской зоне глубинных разломов субширотного простиранья главным образом в пределах Днепровского блока.

Возраст формации позднепротерозойский на основании залегания интрузий ультраосновных пород среди гранитоидов кировоградского и днепровско-токовского комплексов раннего протерозоя и радиологических определений, показавших 1300 млн. лет [98].

Тела ультраосновных пород залегают среди различных гранитоидных пород, гнейсов и амфиболитов архея и раннего протерозоя в полосе шириной до 8—10 км, соответствующей положению Девладовского разлома. Магнитометрическими исследованиями выявлены Терновский, Водянский, Девладовский, Еленовский, Красноярский, Гуляйпольский, Приворотный, Кодакский, Петровский и другие массивы и дайки. Массивы ультраосновных пород имеют форму крутопадающих интрузивных залежей с извилистыми, иногда ломаными или дугообразными очертаниями.

ниями. Протяженность интрузивных залежей достигает 15 км при мощности 100—150 м.

Ассоциация горных пород формации определяется перидотитами, габбро-перидотитами и подчиненно габбро. Перидотиты и габбро-перидотиты превращены в серпентиниты и местами в актинолит-тремолитовые породы. Намечается слабодифференцированное строение некоторых массивов от перидотитов к габбро (Девладовский и др.). В зонах разрывных нарушений породы формации превращены в карбонатные и другие сланцы; в краевых частях массивов присутствуют альбититы.

Перидотиты и габбро-перидотиты состоят из оливина и гиперстена, реже из железистого диопсида, авгита, обыкновенной роговой обманки, биотита, плагиоклаза. Акцессорные минералы — магнетит, ильменит. В гидротермально измененных разностях присутствуют серпентин, хризотил, тальк, тремолит, хлорит, пренит, магнетит, доломит, сидерит, магнетит, сульфиды и другие минералы. С корой выветривания массивов габбро-перидотитовой формации связаны месторождения силикатного никеля и железа.

Диабазовая формация. К формации отнесены диабазы и порфириты долинского комплекса, дайки которых распространены в центральной части щита. Дайки, секущие все докембрийские породы щита, как правило, выполняют субширотные и северо-западные трещины. Возраст их по данным калий-аргонового метода составляет 1360—1370 млн. лет (определения Н. П. Щербака по образцам из коллекции П. М. Рудницкого).

Диабазы образуют три дайковых пояса северо-западного простирания (Бобринецкий, Ново-Бугский, Долинский) протяженностью 40—150 км при ширине до 15 км и один субширотный (Субботско-Мошоринский). Наряду с дайками встречаются короткие линзы, а также лестничные жилы. Мощность даек от десятков сантиметров до 15, иногда до 85 м. Строение даек простое; в некоторых случаях в них возникает зона закалки со скорлуповатой шаровой отдельностью.

Состав пород формации определяется андезитом, моноклинным и ромбическим пироксеном. Ромбические пироксены частично замещены идингситом и опациitized. В диабазах отмечено повышенное содержание хрома, титана, никеля, меди, цинка, стронция и циркония.

ФОРМАЦИИ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Области тектоно-магматической активизации определяются на Украинском щите в основном по реликтам вулканотектонических структур, представленных кальдерами опускания и в меньшей степени осадочными отложениями. К области активизации, по-видимому, следует относить и Волновахский прогиб, локализующийся на северо-восточном склоне щита, в области сочленения его с Днепровско-Донецкой впадиной. Состояние сохранности геологических образований позволяет выделить здесь три группы геологических формаций: нижнепалеозойскую, представленную трахилипаритовой формацией раннекембрийского возраста (ильинцовский комплекс); средне-позднепалеозойскую, включающую ряд осадочных и магматических формаций; мезозойскую, представленную трахиандезит-трахилипаритовой формацией раннеюрского возраста.

Типы формаций, представленные далеко не полно в связи с большим эрозионным срезом, позволяют все же определить две эпохи тектоно-магматической активизации — раннепалеозойскую и мезозойскую.

Геологические формации Волновахской зоны, по-видимому, относятся к частному случаю активизации платформенных отложений, проявленной в области сочленения Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины.

Трахилитаритовая формация. Формация представлена вулканогенными породами западной части Украинского щита, где они приурочены к участкам сопряжения разноориентированных разломов. Вулканические породы образуют кальдеры опускания (Ильинцовская кальдера и другие, известные по геофизическим данным), а также дайки (участок Северная Березна). Не исключено, что магматические тела этой формации имеют большее распространение. Радиологическое определение возраста вулканогенных пород Ильинцовской кальдеры, произведенное калий-аргоновым методом, указывает на раннепалеозойский возраст. Большинство определений возраста находится в интервале 460—500 млн. лет [346]. Радиологическое определение, выполненное в 1970 г. в лаборатории ВСЕГЕИ Г. А. Муриной по кристаллокластическому туфу из коллекции Г. А. Земскова, показало 470 млн. лет. Этот результат является наиболее надежным в связи со свежестью анализировавшейся породы.

Геологические данные позволяют рассматривать вулканогенные образования этой формации как производные процессов раннепалеозойской активизации*.

Э. И. Логвин [265] в составе ильинцовского комплекса выделил туфолавы, туфобрекчии и туфы, определил химический состав пород, соответствующий составу трахитовых и риолитовых (липаритовых) порфиров и отметил развитие в вулканогенных породах зон окварцевания, серицитизации и хлоритизации. Положение тел вулканогенных образований определяется в гравитационном поле локальными минимумами силы тяжести. Изучением вулканических пород Ильинцовской кальдеры занимались В. Е. Тарасенко [446], Э. И. Логвин [265], Г. А. Земсков, М. Д. Константинова, А. Д. Дашкова, А. О. Шмидт и другие.

Г. А. Земсковым, М. Д. Константиновой и другими установлена глубина залегания вулканогенных образований (свыше 320 м) и намечено в пределах Ильинцовской кальдеры положение вулканических жерл (центрального и двух латеральных). Сечение центрального жерла составляет 600×1600 м, латеральных не превышает 400 м. Общая площадь развития ильинцовских вулканитов составляет около 35 км².

Вулканогенные образования формации относятся к жерловой, прижерловой и покровной фаціальным группам. Развитие этих фаций указывает на незначительную глубину эрозионного среза. В составе формации могут быть выделены следующие породы: туфы, подразделяемые на агломератовые (жерловая фация), литокристаллокластические, игнимбритоподобные и витрокластические (прижерловая фация); туфолавы, вулканические стекла и псаммитовые туфы (покровная фация). Агломератовые туфы представляют собой взрывчатую брекчию, заполнившую жерло вулканического аппарата. В составе обломков присутствуют мигматиты, гнейсы, амфиболиты, плагиограниты и включения вулканического стекла.

Обломки аргиллитоподобных пород указывают на развитие среди вулканогенных пород осадочных образований, достигающих, судя по разрезам буровых скважин, мощности 40—45 м. Цемент агломератовых туфов кристалло- и литокристаллокластический, включающий осколки кварца, плагиоклаза и микроклина, реже обыкновенной роговой обманки и биотита, окруженных опалитовыми каемками; акцессорные — апатит, циркон и гранат.

* В последнее время А. П. Никольский предполагает для вулканогенных пород Украинского щита возможность ударно-метеоритного генезиса.

Туфы прижерловой фации содержат осколки кварца и полевых шпатов, а также литоидные обломки вулканического стекла, сферолитовых и миндалекаменных порфириров. Кристаллокластические разности отличаются более значительным содержанием литоидных обломков. Цемент пепловый, пропитанный рудной пылью. Акцессорные минералы — апатит и зональный циркон. Игнимбритоподобные туфы содержат включения спекшейся лавы, образования типа «фьямме» и грязевые шарики типа пизолитов. Появление мелкопузыристых участков указывает на развитие «игниспумитов» или «огненной пены» по Г. Панто [329].

Туфолавы покровной фации обладают флюидалной структурой, участками брекчиевой. Состав обломков такой же, как во всех разновидностях туфов; лавобрекчии, включающие обломки сферолитового порфира, обычно пузыристые, возникшие в результате вскипания и образования шлаковых корок потока. В составе покрова присутствуют также вулканические стекла со сферолитовой и аксилитовой раскристаллизацией и кучными скоплениями кристаллитов глобулитового типа. Трахитовые порфиры, участвующие в строении покровной фации, содержат крупные обломки пород фундамента и обилие тонкодисперсного гематита.

Связанный с рассматриваемой формацией дайковый комплекс известен в районе Северной Березны, где он тяготеет к северо-восточному флангу Джуриин-Немировской зоны разломов в пределах участка Тетиев — Березна. Дайки, залегающие среди гнейсов и мигматитов архея и раннего протерозоя, сложены кварцевыми порфирами и фельзит-порфирами; мощность их достигает 20—30 м.

Предполагается, что образование пород этой формации происходило в условиях интенсивного выделения летучих компонентов, сопровождающихся появлением эксплозивных брекчий типа агломератовых. Особенности структур лавовых потоков (покровов) свидетельствуют о незначительной глубине эрозионного среза.

В среднем и позднем палеозое (D_2-C_1) на юго-восточной окраине Русской платформы, по-видимому, существовали три структурно-фациальные области: Донбасская, Приазовская и Волновахская. Осадконакопление происходило в Донбасской и Волновахской областях; Приазовье представляло собой приподнятый участок, служивший областью размыва и сноса. В настоящей работе рассматриваются осадочные формации Волновахской зоны, лежащей на северо-восточном склоне Украинского щита.

Осадочные породы девонской системы представлены континентальными и прибрежно-морскими отложениями эйфельского, живетского, франского и фаменского ярусов, разделенными по литологическим признакам на «белый» девон — D_2^{bel} , «бурый» девон — D_3^{big} и «серый» девон — D_3^{ser} . Нижнекаменноугольный отдел — это мощная толща карбонатно-терригенных морских осадков, отнесенных к турнейскому, визейскому и намюрскому ярусам. П. К. Лагутиным [250] отложения низов «белого» девона выделены в терригенно-галогенную формацию. Верхняя часть отложений «белого» девона, а также «бурый» и «серый» девон объединены в терригенно-вулканогенную формацию. В составе нижнекаменноугольных отложений им также были выделены карбонатная (турне и нижняя часть визе) и флишоидная терригенно-угленосная (визе и намюр) формации.

Волновахская структурно-фациальная зона, ограниченная разломами, располагается между областью сноса и бортами Днепровско-Донецкого авлакогена. Такое тектоническое положение обуславливает некоторую специфику образования и распространения формаций. В составе отложений девонской системы выделены три формации: известняк-сланцево-песчаниковая, туфо-песчаник-конгломератовая и туфо-аргиллит-песчаниковая. К раннекаменноугольной эпохе относятся из-

вестняковая и известняк-сланцевая угленосная формации, принадлежащие к Донбасской структурно-формационной области.

Известняк-сланцево-песчаниковая формация. Отложения формации, располагающиеся в полосе протяженностью 80 км от станицы Верхний Анадол до пос. Большой Каракуба, подразделены на две подформации: сланцево-песчаниковую и известняк-сланцево-песчаниковую.

В сланцево-песчаниковую подформацию выделены отложения нижней части «белого» девона, отнесенные к эйфельскому и живетскому ярусам и представленные конгломератами, гравелитами, песчаниками, кварцитами, сланцами, аргиллитами. Породы подформации залегают на размытой поверхности кристаллических пород докембрия. Верхняя граница определяется по подошве вышележащей толщи терригенно-карбонатных пород. Мощность подформации 10—40 м.

Континентальные фации, образующие 85% разреза, приурочены к нижней части подформации. Разрез характеризуется колебанием мощности отдельных горизонтов, частой сменой литологических разностей пород по простирацию, неравномерной зернистостью и наличием слабой, иногда косой слоистости. Песчаники по составу кварцевые, кварц-полевошпатовые, аркозовые. В верхней части разреза преобладают кварцевые песчаники и кварциты.

Гравелиты и конгломераты состоят из окатанных галек кварца и полевого шпата, сцементированных мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом. Конгломераты образуют небольшие линзы в гравелитах и песчаниках.

Верхняя часть подформации (15% разреза) сложена прибрежно-морскими фациями, представленными переслаиванием песчаников, аргиллитов и песчано-глинистых сланцев. Песчаники кварцевые и кварц-полевошпатовые, иногда кварцитовидные. Аргиллиты и алевролиты образуют маломощные прослои в песчаниках.

Фациальные особенности подформации определяют ее как ассоциацию русловых дельтовых и в меньшей степени прибрежно-морских отложений.

К известняк-сланцево-песчаниковой подформации отнесены отложения верхней части «белого» девона, включающие верхнюю часть эйфельского и живетский ярусы, представленные сероцветными прибрежно-морскими отложениями. Нижняя граница подформации определяется по согласному налеганию на породы сланцево-песчаниковой подформации, верхняя — соответствует подошве эффузивной трахибазальтовой толщи. В состав подформации входят известняки и доломиты (70% разреза), глинистые породы (15—20% разреза), песчаники (10—15% разреза). Мощность подформации 70—150 м.

Нижняя часть подформации сложена ритмично чередующимися аргиллитами, песчаниками, известняками. По данным П. К. Лагутина [250], насчитывается около 15 ритмов типа песчаник — алевролит — аргиллит — известняк. Для средней части характерны известняки и прослои аргиллитов. В верхах разреза залегают известняки, содержащие обломки нижележащих известняков. Известняки скрытокристаллические, нередко доломитизированные; в верхней части разреза это известняковая брекчия осадочного происхождения. Алевролиты неясно слоистые, иногда карбонатные. Песчаники кварцевые, кварц-полевошпатовые с карбонатным, глинистым или гидрослюдистым поровым цементом.

Фациальная обстановка, в которой происходило накопление осадков, отвечает условиям мелководного морского бассейна. Нижняя ритмично-слоистая толща образовалась в лагунно-морских условиях.

Туфо-песчаник-конгломератовая формация. Формация объединяет отложения «бурого» девона (долгинская свита), отнесенные к франскому ярусу. Формация представлена конгломератами, полимиктовыми гравелитами, песчаниками, аргиллитами (монтмориллонитовыми), пес-

чано-глинистыми сланцами и туфогенными породами. Мощность ее 250 м.

Породы формации залегают на выветрелой поверхности трахибазальтовой толщи; верхняя граница проходит по подошве вышележащей туфо-аргиллит-песчаниковой формации и несет следы размыва и выветривания.

В нижней части формации преобладают конгломераты с прослоями гравелитов и монтмориллонитовых сланцев. Гальки в обломочных породах представлены гранитами, мигматитами, микроклином, кварцем, трахибазальтом, лимбургитами; цемент-аркозовый песчаник. Характерна косая слоистость аллювиального типа. Выше залегают пачка переслаивания конгломератов, аркозовых и полимиктовых песчаников, монтмориллонитовых и глинисто-песчаных сланцев.

Верхняя часть формации сложена туфогенными породами, образовавшимися в результате разрушения и переотложения трахибазальтовой толщи и пород кристаллического основания.

Отложения формации представляют аллювиальные русловые и пойменные фации, формирование которых происходило в депрессионных участках.

Туфо-аргиллит-песчаниковая формация. Формация, включающая раздольненскую свиту «серого» девона фаменского времени, распространена в пространственной связи с Волновахской зоной разломов. В состав ее входят аркозовые песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты и глинистые сланцы, кремнистые туфы дацитовых порфиров, туфы кварцевых порфиров и ортофиров. Обломочные породы обычно слагают около 80% разреза формации. Общая мощность формации 400 м; мощность туфогенных пород достигает 200 м, а отдельных пластов туфов 10—50 м. Мощность пластов песчаников 1—20 м; глинистых пород 1—5 м. Нижняя граница формации определяется по налеганию ее с угловым несогласием на размытую поверхность туфо-песчаник-конгломератовой формации; верхней границей является кровля девонских отложений, несущая следы размыва и выветривания.

Нижняя часть формации сложена редкогальчными полимиктовыми конгломератами, гравелитами, переходящими в грубозернистые песчаники, и выше — толщей переслаивания песчаников, аргиллитов, глинистых сланцев, туфогенных песчаников и туффитов. Верхняя часть формации сложена туфами дацитовых и кварцевых порфиров и ортофиров.

Для формации характерна горизонтальная или волнистая слоистость и реликты обуглившейся флоры и окремненной древесины.

Конгломераты и гравелиты сложены галькой глинистых сланцев, роговиков, полевых шпатов, кремнистых пород и кварца. Песчаники по составу аркозовые, полевошпатовые, редко полимиктовые и кварцитовидные. Туфы ортофиров литокристаллокластические, мелкообломочные, в обломках присутствуют ортофиры, их туфы, зерна полевого шпата и кварца.

Фациальная обстановка отвечала условиям мелководного морского бассейна и активной тектонической деятельности, сопровождавшейся выбросом пирокластического материала.

Известняковая формация. К этой формации отнесены карбонатные отложения турнейского и нижней части визейского ярусов нижнего отдела каменноугольной системы. Формация, занимающая юго-восточное крыло Кальмиус-Торецкой котловины, сложена карбонатными осадками открытого моря; мощность ее 300 м. Нижняя граница формации определяется по трансгрессивному залеганию пород на размытой поверхности девонских отложений или на кристаллических породах докембрия. Верхняя граница фиксируется по согласному налеганию пород известняк-сланцевой формации.

В нижней части формации залегают известняки и доломиты с прослоями водорослево-фораминиферовых известняков и черных битуминозных сланцев. Верхняя часть сложена тонкозернистыми известняками, содержащими значительное количество кремней и прослоев кремнистых мергелей.

Фациальный состав пород формации и характер фауны свидетельствуют о накоплении ее в морских условиях на небольшой глубине в удалении от берегов бассейна. В карбонатных породах этой формации известны рудопроявления полиметаллов и флюорита.

Известняк-сланцевая угленосная формация. Формация объединяет толщу песчано-глинистых пород с прослоями известняков и углей, принадлежащую к верхней части визейского и намюрскому ярусам. Нижняя граница проводится по смене литофациального состава осадков фаунистически охарактеризованных визе и намюра. Формация образована глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, алевролитами, аргиллитами, песчаниками с подчиненными пластами углей и известняков. Угольных пластов насчитывается около 200.

Особенностью формации является цикличность ее строения, обусловленная многократным переслаиванием морских и континентальных фаций. Мощность прослоев и пачек известняков до 2 м, углей 0,5—1,5 м при выдержанности их по простиранию. Прослой песчаников достигают мощности десятки метров и залегают на размытой поверхности более древних слоев, что знаменует межформационные перерывы в осадконакоплении. Накопление формации происходило в условиях морского бассейна с неустойчивым режимом; чередование трансгрессий и регрессий создало условия для образования цикличной формации, где ведущую роль играет накопление терригенного материала при периодической седиментации карбонатных осадков. В породах формации известны рудопроявления полиметаллов, ртутно-сурьмяные месторождения, рудопроявления золота.

ИНТРУЗИВНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Формации основных — щелочных пород приурочены к зоне активизации, возникшей на юго-западной окраине Русской платформы в среднедевонское время. Вулканогенные и интрузивные породы тяготеют к Волновахской зоне разломов, характеризующейся проявлением глубинной разломной тектоники вплоть до образования рифтовых зон (Покрово-Киреевская вулкано-тектоническая структура). Магматические образования представлены сложным дифференцированным рядом щелочно-базальтоидных пород, включающим интрузивные, эффузивные, субвулканические и эксплозивные фациальные разновидности. Основные — щелочные породы этой зоны относятся к трахибазальтовой формации; В. И. Гоньшакова и др. [118, 119, 371], рассматривала их как единый щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидный комплекс.

Щелочные и базальтоидные породы рассматриваются как образования платформенного типа или активизированной платформы, подразделяющиеся на трахибазальтовую формацию с щелочно-базальтоидной подформацией и формацию ультраосновных щелочных пород.

Трахибазальтовая формация. Трахибазальтовая формация приурочена к Волновахской линейной зоне глубинных разломов, развивавшейся в области сочленения Украинского щита и Донецкого авлакогена. Породы формации локализируются в полосе шириной 4—6 км, протяженностью до 60 км, ориентированной согласно с простиранием зоны. В составе формации сочетаются вулканические и интрузивные тела трещинного и центрального типов. Трещинные излияния происходили в основном вдоль субширотных разломов; вулканогенно-интрузивные тела центрального типа приурочены к местам сопряжения разноориентиро-

ванных разломов, характеризовались накоплениями пирокластического материала, обилием даек и секущих субинтрузивных тел.

Возраст формации определяется как позднедевонский на основании залегания вулканогенных образований на осадочных толщах «белого» девона, отнесенных к живетскому ярусу, или на размытой поверхности кристаллических пород докембрия; выше них лежат отложения «бурого» девона, датируемого франским временем [126]. Радиологические определения возраста составляют 290—320 млн. лет. В состав формации входят базальты и трахибазальты. К ним относятся пикрит-

базальты, авгитовые базальты, плагиобазальты и пирокласты первой фазы, а также плагиобазальты, андезитобазальты, лимбургиты, трахибазальты и пирокласты второй фазы, образующие покровы, потоки, силлы и дайки. Третья фаза представлена субвулканическими телами ортофиоров, трахитов и трахиандезитов, относимых к формации условно. Ортофиоры пересекаются интрузиями андезитов и трахиандезитов позднепермского возраста. Возраст их составляет 268 (± 10) и 230 (± 35) млн. лет. Мощность вулканогенной толщи, сложенной породами двух первых фаз, изменяется от единиц до 480 м, что объясняется не только условиями образования, но и блоковой тектоникой фундамента.

В составе толщ насчитывается 6—12 лавовых потоков, мощность которых колеблется от 2,5 до 40 м.

Породы базальтового ряда характеризуются миндалекаменной, массивной и трахитовой текстурами, порфировой и афировой структурами. Минеральная ассоциация отличается присутствием лабрадора, андезина, калиевого полевого шпата, авгита, титан-авгита, магнетита, ильменита, нефелина, анальцима. Аксессуары минералы — апатит, сфен, циркон, ортит, перовскит. Широко развиты также эпидот, хлорит, альбит, пренит, актинолит, цеолит, гематит, кальцит, барит, кварц.

Породы формации отличаются повышенным содержанием титана, железа и повышенной щелочностью; отношение K_2O к Na_2O колеблется от 0,5 до 2, но обычно 0,5—1.

К щелочно-базальтоидной подформации отнесена вулканогенная толща, развитая в пределах Покрово-Киреевской вулканотектонической структуры. Вулканогенные породы подформации выполняют узкий желобообразный грабен, вытянутый в субмеридиональном направлении и ограниченный с запада и востока разломами. Борты и дно грабена сложены щелочными гранитоидами среднего протерозоя (рис. 19). Породы щелочно-базальтоидной подформации образуют излияния трещинного и центрального типов, связанные с радиальными разломами и приуроченные к местам пересечения разломов различной ориентировки.

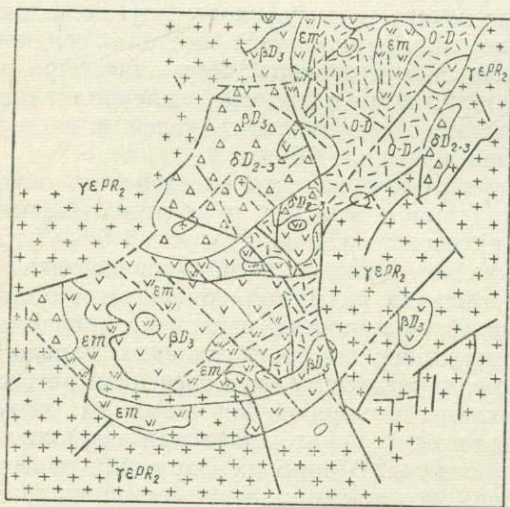


Рис. 19. Геолого-структурная схема Покрово-Киреевского участка.

1 — сиениты и граносиениты Еланчикского массива; 2 — пироксениты; 3 — малиниты и нефелиновые сиениты; 4 — базальтоидные породы; 5 — ортофиоры; 6 — разрывные нарушения, установленные и предполагаемые (по геологическим и геофизическим данным).

Возраст формации считается позднедевонским на основании нахождения обломков вулканогенных пород в песчаниках нижнего карбона. Радиологические данные показывают 374 (± 10) и 344 (± 10) млн. лет [118, 119].

В состав подформации входят вулканогенные породы трех возрастных фаз, отличающихся от трахибазальтовой формации более повышенной щелочностью. К ним относятся: пикриты, пикрит-базальты, авгитовые базальты, лимбургиты, андезито-базальты, трахибазальты и их вулканокластические разности первой фазы, трахиандезито-базальты, псевдолейцитовые и эпилейцитовые базальты, трахиты, тингуаиты, микросиениты и сельвсбергиты второй фазы, образующие покровы, потоки и дайкообразные тела. К третьей фазе условно отнесены ортофиры и ортоклазиты, образовавшиеся после раздробления вулканогенной толщи и разобшения ее на отдельные блоки. Ортофиры образуют покровы и субинтрузивные секущие тела, приуроченные к разлому. Вулканогенные и интрузивные породы подформации слагают слоистую вулканическую постройку, мощность которой изменяется от 250 до 500 м, и вулкан центрального типа.

Минералогический состав представлен плагиоклазом (от альбит-олигоклаза до битовнита), щелочным полевым шпатом, авгитом или эгирин-авгитом, иногда присутствует оливин, реже лейцит, нефелин, анальцит, магнетит, титаномagnetит, иногда биотит. Акцессорные минералы — апатит, сфен, ильменорутил, рутил, перовскит, турмалин, циркон, ортит, анатаз. В породах базальтоидного состава появляются кальцит, доломит, магнетит, хлорит, флюорит, скаполит, эпидот, актинолит и сульфиды.

Формирование третьей фазы сопровождалось развитием метасоматических процессов, а также карбонатизированных и альбитизированных пород; характерна биотитизация, хлоритизация, пиритизация и появление флюорита; в некоторых случаях возникают мономинеральные карбонатные породы.

Особенностью химического состава пород щелочно-базальтоидной подформации является высокая щелочность, повышенная, а затем и ведущая роль K_2O в составе щелочей. Отношение K_2O/Na_2O колеблется от 0,5 до 2. Характерно низкое содержание SiO_2 , пониженная роль титана и железа и высокое содержание Al_2O_3 по сравнению с породами трахибазальтовой формации. Породы рассматриваемой формации близки по химическому составу к магматическим образованиям района Буфумбира, расположенного в пределах «Западного Рифта» Восточно-африканских разломов.

Формация ультраосновных — щелочных пород. К этой формации отнесены сложные интрузии, расположенные в пределах Покрово-Киреевской вулcano-тектонической структуры (рис. 19). В состав формации входят пироксениты, верлиты, косьвиты, габбро-пироксениты, габбро- и редко оливиновые дуниты; кимберлитоподобные слюдяные пикриты, мончикиты, авгититы, камптониты, одиниты, плагиоклазиты, малиньиты, альгарвиты, ийолиты, уртиты, рисчорриты, луявриты, пироксеновые ювиты. Интрузии и дайки основных пород двух первых ассоциаций отделены от щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов большим промежутком времени. Большой разрыв во времени подчеркивается тем, что образование перечисленных групп пород разделено излияниями вулканогенных пород щелочно-базальтоидной подформации.

Возраст ультраосновных интрузивных пород определяется пересечением граносиенитов верхнего протерозоя дайками пироксенитов и присутствием ксенолитов и дунитов в нижней части разреза щелочно-базальтоидной субформации. Радиологические определения возраста этих пород дают цифры в 390 (± 20) млн. лет. Нефелиновые сиениты

прорывают породы щелочно-базальтоидной субформации позднего девона, а обломки малиньитов и нефелиновых сиенитов присутствуют в конгломератах раннекаменноугольного возраста. Возраст малиньитов и нефелиновых сиенитов, определенный калий-аргоновым методом, составляет 380—360 и 330—326 (± 12) млн. лет.

Ультраосновные щелочные породы не образуют столь характерных интрузий кольцевого строения, а залегают в пределах Покрово-Киреевской вулкано-тектонической структуры в виде отдельных штоков, связанных с положением разрывных нарушений.

Щелочные габброиды и нефелиновые сиениты, тяготеющие к периферическим частям интрузий, залегают среди вулканогенных пород щелочно-базальтоидной субформации (Покрово-Киреевский грабен). Они образуют крутопадающие дайко- и штокообразные тела, внедрившиеся по концентрическим разломам.

В контактах нефелиновых пород с вмещающими граносиенитами Еланчикского массива, а также с пироксенитами и базальтами по разломам проявлена фенитизация, приводящая к образованию метасоматических пород.

Заключительные этапы щелочного магматизма выразились в образовании трубок взрыва с эруптивными брекчиями, сложенными обломками ультраосновных щелочных пород. Одна из таких трубок находится в южной части Покрово-Киреевского грабена. В ряде участков развиты мономинеральные метасоматические карбонатные породы, похожие на карбонатиты, состоящие из кальцита и доломита и в незначительном количестве апатита, слюды и рудных минералов. Минеральная ассоциация ультраосновных пород представлена авгитом, геденбергитом, оливином, ильменитом, титаномагнетитом, иногда роговой обманкой и флогопитом, аксессуарные — апатит и циркон. Местами породы серпентинизированы, оталькованы и хлоритизированы.

Пироксениты формации отличаются от других типов пироксенитов высоким содержанием TiO_2 , повышенным Fe_2O_3 и пониженным Al_2O_3 .

Для щелочных пород характерны шлироватые и такситовые текстуры, нередко проявлена трахитоидность. Основными минералами этих пород являются калиевые полевой шпат, нефелин, титан-авгит, эгири-авгит или эгирин, биотит, флогопит и щелочной амфибол; аксессуарные — титаномагнетит, апатит, сфен, флюорит. Химический состав малиньитов отличается повышенным содержанием Al_2O_3 и Fe_2O_3 , пониженным SiO_2 и MgO ; характерно высокое содержание щелочей и высокое отношение K_2O к Na_2O .

Трахиандезит-трахилипаритовая формация. Породы андезитового состава Донецкого бассейна и зоны сочленения его с Украинским щитом рассматривались в работах С. В. Нечаева [300], Б. С. Панова [328]. Трахиандезит-трахилипаритовая формация позднепермского — раннетриасового возраста связывается непосредственно с развитием Донецкого авлакогена. Породы формации пересекают не только метаморфические и осадочные комплексы от кристаллических пород докембрия до каменноугольных отложений, но и все магматические образования региона и включают их ксенолиты.

Геологические факты однозначно указывают на образование андезитов до позднего триаса, поскольку обломки этих пород встречены в песчаниках верхнего триаса Кальмиус-Торецкой котловины. Радиологические определения возраста этих образований дали 220 ± 30 млн. лет; результаты других определений составляют 212 ± 15 и 190 ± 15 млн. лет.

Породы андезитового состава образуют дайки, межпластовые залежи, лакколито- и штокообразные тела. Штоки достигают 200 м в сечении, силлы и дайки характеризуются мощностью 10—15 м. В кон-

тактах секущих тел андезитов нередко наблюдается ороговикование, эпидотизация и скарнирование вмещающих пород.

Ассоциация пород формации представлена дифференцированным рядом; андезито-базальты, андезиты, трахиандезиты, дациты, трахидациты, кварцевые латиты, трахилипариты и липариты. Текстуры пород массивные, реже миндалекаменные, структуры порфировые, трахитоидные. Минеральная ассоциация представлена олигоклаз-андезином, реже лабрадором, калиевым полевым шпатом, обыкновенной роговой обманкой, биотитом, иногда кварцем. Акцессорные минералы — магнетит, титаномагнетит, ильменит, сфен, апатит, ортит.

Данные химического состава указывают на отклонение этих пород в сторону трахиандезита — дацита, что сказывается в повышенном содержании щелочей при преобладании натрия над калием. С интрузиями этой формации С. В. Нечаев и др. [301] связывают магнетитовую и сульфидную медную минерализацию в скарнах, а также проявления киновари и барита. В пределах Покрово-Киреевской структуры с послекарбовыми интрузиями пространственно связаны месторождения флюорита.

Мезозойский магматизм, связанный с процессами активизации, на большей части Украины уничтожен эрозией. Магматические проявления этого процесса сохранились только в центральной части щита у восточного контакта Корсунь-Новомиргородского массива гранитов рапакиви на продолжении кировоградской системы глубинных разломов. В этом районе бурением вскрыты Болтышская и Ротмистровская впадины, представляющие собой кальдеры опускания по вулканическим жерлам. В жерловых структурах локализуются вулканогенные породы липарит-трахидацитовая формации, возраст которых 170 млн. лет.

Депрессионные структуры областей активизации в самостоятельном развитии не сохранились, но в пределах кальдер присутствует пачка глин и алевролитов с пластами горючих сланцев предположительно раннемелового возраста.

Сочетание вулканогенных образований и континентальных отложений с повышенной угленосностью, приуроченность вулканических структур к разрывным нарушениям, длительный период тектонического спокойствия, предшествующий юрско-раннемеловому осадконакоплению, указывают на развитие на Украинском щите процессов автономной активизации.

Липарит-трахидацитовая формация (александровский комплекс). Породы формации сохранились на Украинском щите только в вулканических кальдерах; наземные сооружения вулканов полностью уничтожены эрозией. Следы размыва вулканических пород встречаются в виде мелких обломков в осадочных толщах мелового возраста, перекрывающих вулканогенные образования в кальдерах. Возраст вулканогенных пород, определенный аргонным методом, 170 млн. лет, что позволяет относить время их образования к юрскому периоду. Вулканические образования Болтышской впадины выделены автором под названием «александровского вулканогенного комплекса». Первые сведения о Болтышской впадине получены в 1930—1932 гг. Л. Г. Ткачуком.

Болтышская впадина имеет изометричную форму, площадь ее составляет 400—500 км². Вулканические образования жерла локализуются, по данным бурения, в интервале 450—1000 м и, возможно, больше. Вулканиты перекрыты толщей глин и алевролитов с пластами горючих сланцев, возраст которых предположительно раннемеловой. Выше лежит осадочная брекчия неоген-палеогенового возраста.

Ассоциация пород рассматриваемой формации представлена липаритами, щелочноземельными кварцевыми трахитами, липарито-дацитами, трахидацитами и в небольшом количестве вулканическими стек-

лами. Для пород формации характерно миндалекаменное строение; в порфириновых выделениях присутствуют калиевый полевой шпат, кварц и биотит, окруженный опацитовыми каемками. Наиболее раскристаллизованные разности трахитов и трахидацитов состоят из альбита, олигоклаза, калиевого полевого шпата, бурой слюды и ксеногенных обломков гранита; для них типичны призматическизернистая, гиалопилитовая, гиалиновая и реже сферолитовая структуры. Присутствие большого количества обломков вмещающих пород обуславливает распространение порфирокластических структур. Обломки вмещающих пород представлены гранитами, осколками зерен полевых шпатов, кварца, слюды.

Вулканические образования Болтышской впадины претерпели катклаз и милонитизацию, а также гидротермальные преобразования, выраженные в карбонатизации, хлоритизации, цеолитизации, окварцевании, каолинизации и пиритизации. Гидротермальные изменения проявились в заполнении миндалин хлоритом, карбонатом, цеолитами, халцедоном и в появлении штокверкообразной сети жилков. Наиболее широко распространенными породами являются липарит-дациты. Широкое развитие имеют трахидациты, содержащие многочисленные лейсты олигоклаза; в единичных случаях встречались щелочноземельные трахиты. Обсидианы, секущие граниты в виде жилков, могут быть отнесены к железистым дацитам.

Образование александровского вулканического комплекса, вероятно, тесно связано с накоплением юрских отложений. Судя по конфигурации гравитационных полей, в районе, расположенном к северо-западу от Болтышской впадины, могут быть встречены новые пока еще неизвестные структуры, аналогичные Болтышской.

ВОРОНЕЖСКИЙ МАССИВ

Формационный анализ метаморфизованных осадочных, осадочно-вулканогенных толщ, интрузивных и ультраметаморфических образований Воронежского массива проводится впервые. В предшествующих трудах упоминается спилито-кератофировая формация в качестве синонима михайловской серии метабазитов и кварцевых порфиров. Н. А. Плаксенко [343] выделил и описал различные типы железисто-кремнистых формаций: в архее — железисто-кремнисто-гнейсовую (обоянская серия), в раннем протерозое — железисто-кремнисто-метабазитовую (михайловская серия), железисто-кремнисто-сланцевую хемогенную (джеспилитовую) и железисто-кремнисто-кластогенную (курская серия). Г. И. Каляев [188] выделяет для района Курской магнитной аномалии нерасчлененную формацию в архее, спилито-кератофировую, нижнюю терригенную, джеспилитовую, терригенную и верхнюю вулканогенную — в протерозое, по аналогии с выделенными им для Криворожья.

Геология, петрология и особенности эволюции магматических, ультраметаморфических и метасоматических пород Воронежского массива охарактеризованы в работах А. И. Русиновича, М. И. Доброхотова, Н. А. Плаксенко, М. Н. Воскресенской, В. Д. Полищука, Н. И. Головкина, Ю. С. Зайцева, А. А. Глаголева, Б. Д. Клагитш, Н. М. Чернышева, О. Н. Египко, С. П. Молоткова, Т. А. Быкова, Е. М. Крестина и других исследователей.

Н. М. Чернышовым [495] дана схема возрастного положения интрузивных комплексов для юго-восточной части Воронежского массива. Им выделены интрузивные комплексы (формации) по этапам геотектонического развития территории (прогеосинклинальный, протогеосинклинальный, субплатформенный, платформенный). Аналогичная работа для

всего Воронежского массива опубликована Н. И. Голивкиным [113, 115].

В пределах Воронежского массива выделены формации пород основного и ультраосновного состава, разнообразные гранитоиды и сиениты магматического происхождения, ультраметаморфические и метасоматические гранитоиды. Возраст этих образований определяется их взаимоотношениями с породами курской (PR₁) и оскольской (PR₂) серий. Ультраметаморфические, анатектические гранитоиды приурочены к архейскому структурному этажу. Метасоматические гранитоиды связаны с процессом калиевого метасоматоза, регионально проявившимся в фундаменте Русской платформы.

Гранитоиды ультраметаморфического и метасоматического генезиса объединены в мигматит-плагиогранитовую формацию гранулитовой фации регионального метаморфизма и мигматит-гранитовую формацию амфиболитовой фации. Магматические породы объединены в формации габбро-перидотитовую, дунит-гарцбургитовую, расслоенных габбро-норитов, габбро-диорит-гранитовую, гранитов рапакиви, ультракалиевых щелочных сиенитов и траппов.

ПРОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

К архею отнесена *диабаз-песчаник-сланцевая формация*, объединяющая глубокометаморфизованные породы обоянской серии, по В. Д. Полищуку [350], Ю. С. Зайцеву [166] и Н. И. Голивкину [115]. Породы формации залегают в антиклинорных зонах и купольных структурах, расположенных между юго-западной и северо-восточной полосами магнитных аномалий в районе КМА. Нижняя граница формации не установлена. Верхняя граница маркируется горизонтом верхнеархейских метаморфизованных кор выветривания, развитых по гнейсам, мигматитам и архейским плагиогранитам в северо-западной и центральной частях КМА.

Состав формации представлен биотитовыми, роговообманковыми гранат-биотитовыми и мусковит-биотит-плагиоклазовыми гнейсами. Подчиненное распространение имеют амфиболиты и кварц-пироксен-магнетитовые породы, архейский возраст последних признается не всеми исследователями. Мощность толщи гнейсов предположительно первые километры; мощность прослоев амфиболитов от сантиметров до первых, реже десятков метров; мощность прослоев кварц-пироксен-магнетитовых пород — в пределах первых метров.

Породы формации характеризуются средне- и неравномерно-зернистым сложением, обычно полосчатая текстура. Метаморфизм пород соответствует гранулитовой и амфиболитовой фациям; широко проявлены ультраметаморфизм и микроклинизация (преимущественно по гнейсам) вдоль крупных зон разломов.

Первичный состав рассматриваемой формации предположительно представлен глинистыми и песчанистыми осадками, переслаивающимися с вулканитами среднего и основного состава и кремнисто-железистыми породами. О первичном составе пород обоянской серии можно судить главным образом по особенностям их химического состава и реликтам первичной слоистости и текстурно-структурным признакам.

Осадочные и вулканогенные толщи, входящие в состав формации, претерпели складчатость; на них наложились многочисленные разрывные дислокации, обусловившие блоковые перемещения пород.

Ультраметаморфические и интрузивные формации

Магматические и ультраметаморфические образования прогеосинклинального этапа развития Воронежского массива представлены габбро-перидотитовой и мигматит-плагиогранитовой формациями.

Габбро-перидотитовая формация. Породы этой формации описаны в работах Н. И. Голивкина [114], Е. М. Крестина и других [232], Н. М. Чернышова [495]. В составе формации авторами объединены метаморфизованные габброиды Комаричских аномалий и метаморфизованные базит-ультрабазитовые породы сергеевского, жидеевского и андреевского комплексов.

Архейский возраст габбро-перидотитовой формации принимается на основании данных о приуроченности к архейскому структурному ярусу и интенсивном региональном метаморфизме вплоть до гранулитовой фации. Возраст ультрабазитов, по данным Ю. С. Зайцева, 2300—2100 млн. лет.

Породы формации образуют конкордантные пластовые тела мощностью 4—8 м при протяженности первые сотни метров. Более конкретные данные о структурно-тектонической позиции отдельных тел формации ввиду слабой изученности отсутствуют.

Габбро-амфиболиты состоят из роговой обманки, плагиоклаза, биотита и редких реликтов клинопироксена. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, магнетит, халькопирит, пирротин, пирит. Ультраосновные породы превращены в серпентиниты.

Особенности химического состава заключаются в обогащенности пород магнием, хромом, суммарным железом; характерна повышенная общая железистость основных пород. По величине коэффициентов M/F (4, 3), Cr/Al (5,5), Ti/Mg (1,12) и Ti/Fe (3,0) однозначно относятся к ультрабазитам. В породах формации отмечается высокая концентрация никеля, кобальта, меди, ванадия.

Мигматит-плагиогранитовая формация гранулитовой фации регионального метаморфизма (салтыковский комплекс). Плагиограниты архейского возраста, обнаруженные при картировочном бурении на Салтыковском участке Старооскольского района КМА, описаны А. А. Глаголевым и Н. И. Голивкиным [112, 115] и другими. В состав формации входят мигматиты, плагиограниты и пегматоидные породы, широко распространенные на Салтыковском, Игнатьевском, Михайловском, Яковлевском участках, в районе г. Новый Оскол на линии структурно-картировочного профиля Слоновка — Репьевка, на Панковском, Осколецком и Тимском участках.

Гранитоиды этой формации образуют массивы площадью в десятки квадратных километров. Контакты массивов с вмещающими гнейсами в зонах мигматизации нечеткие. Жилы и гнезда пегматоидных пород образуют в плагиогранитах и в гнейсах согласные и секущие тела мощностью до 1—2 м. По данным Е. М. Крестина, гранитоидные массивы приурочены к зонам разрывных нарушений, ограничивающих с запада Михайловско-Белгородскую грабен-синклиналь (игнатьевские, михайловские, яковлевские граниты) и Петровско-Новооскольскую грабен-синклиналь (тимские граниты).

Плагиограниты характеризуются гетеробластовой, гранобластовой, гипидиоморфнозернистой структурами. Минеральный состав — кварц, олигоклаз, биотит, роговая обманка, местами порфиробласты микроклина. Акцессорные минералы — апатит, циркон, магнетит, пирит; в пегматоидных породах — апатит, циркон, гранат, пирит, арсенопирит, барит, сподумен, галенит, молибденит, флюорит. Широко проявлен диафорез — серицитизация, а в зонах трещиноватости — эпидотизация.

Архейский возраст салтыковского комплекса определяется по раз-

виту на плагиогранитах коры выветривания, метаморфизованной в протерозое. На Игнатьевском участке кора выветривания салтыковских гранитов перекрыта основными вулканитами михайловской серии. Кора выветривания представлена метаморфизованными дресвяниками и по типу относится к корам химического выветривания [485]. Мощность ее единицы — первые десятки метров. Галька и валуны метаморфизованных плагиогранитов и метаморфизованных дресвяников присутствуют в базальных конгломератах курской серии в Михайловском синклинии. По радиологическим данным Л. В. Комлева [205], возраст пород составляет 2265 млн. лет, а согласно А. И. Тугаринову, 2750—2700 млн. лет [458].

Петрохимические особенности гранитоидов салтыковского комплекса заключается в пониженной железистости ($F=70\%$), наиболее высоким из всех комплексов отношении $(Na+Ca)/K$ (до 3,0) и невысоком коэффициенте щелочности.

Гранитоиды описанной формации завершили развитие прогеосинклинального этапа, придав земной коре определенную жесткость и предопределив характер последующих преимущественно блоково-глыбовых движений земной коры.

ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Осадочные и вулканогенные образования Воронежского массива представлены кератофир-спилито-диабазовой (михайловская серия), конгломерат-песчаник-сланцевой (нижняя свита курской серии) и джеспилитовой (средняя свита курской серии) формациями. Спорным является вопрос о выделении михайловской серии и соответственно кератофир-спилит-диабазовой формации. Спорность и двойственность решения о существовании метаморфизованных вулканогенных образований, входящих в состав михайловской серии, порождается тем, что они распространены далеко не повсеместно в разрезе нижнего протерозоя; местами к михайловской серии ошибочно относятся интенсивно гранитизированные породы обоянской серии, что сильно затрудняет определение ее объема. Это противоречие разрешимо, если принять во внимание структурно-тектоническое положение михайловской серии, выполняющей асимметричные линейные эpiarхейские трюги.

Михайловская серия, выделенная М. Н. Доброхотовым [147] в 1964 г., отнесена им к архею. Мнения М. Н. Доброхотова придерживаются Н. И. Голивкин и другие геологи. М. Н. Воскресенская [74] отрицает существование михайловской серии и выделяет только старооскольскую свиту, представленную кислыми вулканогенными и осадочными породами. По мнению М. Н. Воскресенской, в конце архея на территории Воронежского массива существовал континентальный режим, в условиях которого формировались породы старооскольской свиты. Михайловская серия в ее расширенном понимании, подразумевающим сочетание основных и кислых вулканогенных пород с осадочными, сопоставляется с конкско-верховцевской серией Украины.

Кератофир-спилит-диабазовая формация Воронежского массива подразделяется, так же как и на Украине, на две подформации — спилит-диабазовую, охватывающую нижнюю часть михайловской серии, и порфирит-песчаниковую, соответствующую старооскольской свите в понимании М. Н. Воскресенской и лебединской по Н. И. Голивкину. Несмотря на общее сходство проявления этой формации на Украине и Воронежском массиве, намечаются существенные отличия, выражен-

ные в появлении континентальных перерывов, образовании коры выветривания и возникновении, наряду с мелководно-морскими, и континентальных отложений.

Конгломерат-песчаник-сланцевая и джеспилитовая формации вполне сопоставимы с аналогичными формациями Украинского щита (нижняя и средняя свиты криворожской серии), но обнаруживают те же отличительные черты, выраженные в повышении тенденции к появлению континентальных отложений и кор выветривания.

Эволюция протогеосинклинальных магматических формаций имеет антидромный характер от кислых к более основным до ультраосновных (мигматит-гранитовая, дунит-гарцбургитовая и щелочно-ультраосновная формации).

Кератофир-спилит-диабазовая формация. Спилит-диабазовая подформация, объединяющая метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы нижней свиты михайловской серии, приурочена к крыльям крупных синклинальных складок, сложенных породами курской серии. Возраст формации определяется, по данным А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича [458], свыше 2450 млн. лет. Нижняя граница формации определяется характером ее контакта с нижележащей обоянской серией: на Лубянском участке метаморфизованные основные эффузивы залегают на метадресвяниках салтыковских гранитов. Верхняя граница определяется перекрытием пород формации конгломератами и гравелитисто-песчанистыми отложениями нижней курской свиты в Михайловском районе.

В составе спилит-диабазовой подформации объединены амфиболовые и амфибол-биотитовые, часто с магнетитом и гранатом, сланцы, амфиболиты (сланцеватые и массивные), магнетит-тремолитовые, гранат-биотит-грюнеритовые сланцы, ультраосновные метаморфизованные породы — тальк-актинолит-хлоритовые, хризотил-хлорит-амфиболовые сланцы. Акцессорные минералы — магнетит, титаномagnetит, сфен, апатит, пирит, халькопирит, пирротин, гранат. Мощность подформации не выдержана и изменяется в различных районах КМА от 0 до 200—600 м. В ряде районов в ее составе выделяется несколько различных по мощности толщ. Осадочные и вулканогенные породы тесно перемежаются в разрезе подформации. Отдельные слои также не выдержаны по простиранию. Породы подформации, как и всей михайловской серии, метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

По химическому составу метаэффузивы подформации приближаются к средним составам плато-базальта, реже долерита, базальта и диабазы, по Р. Дэли. Фоновые содержания большинства элементов отвечают их кларкам в земной коре и только в ряде районов количество хрома и олова несколько превышает кларки.

По мнению Н. И. Голивкина и О. А. Олейника, вулканогенные породы частично относятся к подводным излияниям или представляют собой континентальные образования. В тесной ассоциации с ними находятся ультраосновные и основные породы гипабиссального происхождения. К подводным излияниям, в частности, отнесены амфиболиты восточной части района северо-восточной полосы магнитных аномалий. Первично-вулканогенная природа амфиболитов и амфиболовых сланцев подтверждается наличием в них реликтов офитовых и миндалекаменных структур.

Породы спилит-диабазовой подформации, вероятно, заполняют днища глубоких ассимметричных трогов; неравномерное движение отдельных блоков основания трогов обусловило неповсеместное распространение михайловской серии.

По данным С. Ф. Борисова и Э. П. Извекова [49], в выработках шахты им. Губкина установлены следы перерыва и структурного несо-

гласия между обоянской и михайловской сериями, возникшие в местах размыва пород обоянской серии. По данным бурения, произведенного Белгородской и Кировской экспедициями на Горшечненском, Лебединском и Стойленском участках, углового несогласия между обоянской и михайловской сериями не наблюдается. Не исключено, что местные угловые несогласия могут быть вызваны размывом и заполнением древних эрозионных впадин.

Порфириоидо-песчаниковая подформация. В эту подформацию (или формацию, по М. Н. Воскресенской) объединены породы старооскольской или лебединской свиты, по Н. И. Голивкину, распространенные в северо-западной, центральной и юго-западной частях КМА. Возраст подформации ранний протерозой. Верхняя граница определяется по налеганию на нее базальных конгломератов курской серии.

В составе подформации выделяются три ассоциации горных пород: а) эпиархейских кор выветривания, б) песчаников и в) кварцевых порфиров. Общая ее мощность от 0 до 150 м и более.

Образования эпиархейских кор выветривания, установленные во многих районах КМА, имеют мощность от единиц до 20—25 м. В их состав входят метаморфизованные метадресвяники, кварц-серицит-мусковитовые, кварц-биотит-серицитовые породы и сланцы, образовавшиеся по гнейсам, мигматитам и плагиогранитам архея. В метадресвяниках, представляющих, по М. Н. Воскресенской и В. К. Головёнку [77], коры химического выветривания, сохраняются реликты бластокластической структуры. Обломки зерен полевых шпатов, кварца и кварц-полевошпатовых пород цементированы кварц-серицитовой тканью. Акцессорные минералы — апатит, циркон, новообразованные минералы представлены турмалином, ставролитом, гранатом, пиритом, графитистым веществом, карбонатами и хлоритом. В коре выветривания установлено накопление калия, кальция, магния. Элементы-примеси — титан (до 1%), марганец, цирконий (до 0,1%), галлий, ванадий, никель (до 0,01%). Кварц-серицит-мусковитовые, кварц-биотит-серицитовые породы сохраняют сланцеватую текстуру, реликты бластокластической структуры и связаны постепенными переходами с гнейсами, на которых они залегают.

Песчаниковая ассоциация представлена кварц-полевошпатовыми метапесчаниками и кварцито-песчаниками. Песчаники характеризуются бластокластической структурой, состоят из зерен кварца, кислого плагиоклаза, акцессорного циркона, обломков пород кварц-полевошпатового состава, новообразованные минералы — гранат и ставролит.

Ассоциация кварцевых порфиров (порфириоидов), распространенных локально, известна в центральной и юго-западной частях КМА. Она представлена метаморфизованными кварцевыми порфирами, кварцевыми кератофирами и их туфами, слагающими небольшие разобщенные покровы и относящимися к наземным излияниям. Кварцевые порфиры сохраняют реликты порфировой структуры; в кварц-серицитовой основной массе сохранились реликты флюидалной текстуры. Акцессорные минералы — циркон, апатит, турмалин, сфен, лейкоксен. В верхней части покровов отчетливо выражено древнее выветривание порфириоидов (осветление, серицитизация). Мощность покровов от первых десятков до 100 м.

Породы подформации метаморфизованы в зеленосланцевой фации; в незначительной мере проявилось воздействие калиевого метасоматоза и отчетливо выражено воздействие складчатости, рассланцевание, участками — смятие и катаклиз.

Конгломерат-песчаник-сланцевая формация. Породы названной формации широко распространены на территории КМА. Менее определенно устанавливается ее положение в юго-восточной части Воронежского массива. Формация объединяет осадочные отложения нижней свиты курской серии нижнего протерозоя. Мощность формации состав-

ляет от десятков до 2000 м. В границах ее выделяются подформации: а) конгломерат-гравелит-песчаниковая, б) доломит-песчаник-сланцевая.

Породы конгломерат-гравелит-песчаниковой подформации, развитые в северо-западной и центральной частях КМА, объединяют базальные горизонты мелкогалечных конгломератов и гравелитов, валунных конгломератов и пачки кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников с прослоями гравелитов и алевролитов (конгломерат-песчаниковая подсвита нижней курской свиты). Мощность свиты от единиц до 1000 м. Мощность отдельных пластов и пачек переслаивания до 100—500 м. Конгломераты и гравелиты мелкогалечные, кварцевые; в Михайловском синклинии присутствуют конгломераты с галькой и валунами плагиогранитов. Характерно ритмичное строение толщи. Интерес представляют пласты интенсивно пиритизированных базальных кварцевых конгломератов и гравелитов из районов центральной части КМА. Эти породы содержат циркон, рутил, хромит, фуксит, пирротин, арсенопирит и характеризуется повышенным содержанием в отдельных пробах золота, серебра и редких земель.

Первичные осадки — конгломераты, гравелиты и песчаники — принадлежат к отложениям прибрежно-морской и, возможно, русловой фации, характеризующей начало погружения континента и переход к морскому режиму.

Доломит-песчаник-сланцевая подформация объединяет метаалевролиты, кварц-биотитовые, кварц-серицит-биотитовые и филлитовидные сланцы с прослоями мраморизованных доломитов, доломитизированных метаалевролитов и кварцитов (сланцевая подсвита нижней курской свиты). Мощность ее от десятков до 1000 м. Характерны ритмичное строение подформации и первичная полосчатость, а также постепенные переходы через тонкое переслаивание пород в подстилающие и перекрывающие ее толщи. Первичные осадки, слагающие подформацию, представляли собой аргиллиты, алевролиты, доломитовые известняки, отложение которых происходило в мелководно-морской обстановке.

В пределах Тим-Ястребовского синклиория в центральной части КМА выделяются три ритма, каждый из которых начинается гравелитами и конгломератами. В момент наибольшего погружения (третий ритм) появляются филлитовидные сланцы и кремнисто-железистые осадки, выше которых залегает пачка песчаников, гравелитов и конгломератов. В пределах Белгородско-Михайловского синклиория выделяются три ритма, каждый из которых имеет трехчленное строение. Нижняя часть ритма песчаниковая, с маломощными прослоями гравелитов и конгломератов; средняя часть представлена пачкой переслаивания песчаников со сланцами, а верхняя — филлитовидными сланцами. От нижних к верхним ритмам увеличивается количество сланцевых прослоев за счет песчаниковых.

Породы конгломерат-песчаник-сланцевой формации претерпели складчатость и метаморфизм фации зеленых сланцев. Состав пород и характер распространения конгломерат-песчаник-сланцевой формации характеризуют смену континентального режима морским в раннем протерозое на всей территории Воронежского массива.

Джеспилитовая кварцито-сланцевая формация. Формация объединяет осадочные отложения средней или железорудной свиты курской серии нижнего протерозоя. Породы формации, широко распространенные в центральной части Воронежского массива, представлены железистыми кварцитами, куммингтонитовыми и филлитовидными сланцами и безрудными кварцитами. Верхней границей формации принята подошва горизонта, сложенного продуктами размыва железистых кварцитов (скоплениями обломков зерен магнетита, гематита, мартита, телами кластогенных железных руд и конгломератами железистых кварцитов). В большинстве стратиграфических схем верхняя граница курской

серии проводится внутри горизонта сланцев, перекрывающих с размывом железистые кварциты. Нижняя граница формации характеризуется постепенными переходами от пород доломит-песчаник-сланцевой формации через переслаивание тонких прослоев безрудных кварцитов и биотит-куммингтонитовых сланцев к куммингтонит-магнетитовым кварцитам. Железистые кварциты и связанные с ними богатые окисленные железные руды представляют собой месторождения железа.

Джеспилитовая формация объединяет две пачки железистых кварцитов с пропластками сланцев, разделенных пачкой филлитовидных сланцево-кварц-серицит-биотитовых, кварц-хлорит-серицитовых и др. Нижняя пачка представлена существенно магнетитовой разновидностью кварцитов; подчиненное значение имеют железнослюдковые-магнетитовые кварциты. Мощность этой пачки 20—200 м. Сланцы, залегающие между нижней и верхней пачками железистых кварцитов, филлитовидные, кварц-серицитовые, гранат-биотитовые, хлорит-серицитовые, кварц-куммингтонит-биотитовые, содержат редкие прослои магнетитовой породы и мелкогалечных конгломератов. Мощность пачки сланцев единицы — десятки метров. Верхняя пачка железистых кварцитов сложена железнослюдково-магнетитовой и магнетит-железнослюдковой разновидностью. Мощность ее более 300 м. В ряде районов КМА она размыта, а иногда полностью эродирована.

Для железистых кварцитов характерны разнообразные полосчатые и плоччатые текстуры. Метаморфизм пород соответствует фации зеленых сланцев. Существенное влияние на минеральный состав и текстурные особенности железистых кварцитов оказали процессы натриевого метасоматоза, выразившиеся в развитии щелочных пироксенов и амфиболов, а также проявления карбонатного метасоматоза и окварцевания.

По данным Н. А. Плаксенко [343], наиболее распространенными элементами в железистых кварцитах являются марганец, титан, ванадий, никель, медь, цинк, хром, барий. Меньшим постоянством отличаются хром, цирконий, серебро, молибден, кобальт, свинец, бериллий. Названные элементы обычно содержатся до тысячных и редко десятых долей процента.

Первичные осадки хемогенные и мелководные терригенные. Важное значение для образования богатых окисленных железных руд имели процессы древнего выветривания и размыва. На границе раннего и среднего протерозоя по железистым кварцитам развивалась зона окисления и кора выветривания с делювиальными брекчиями («доо-скольская» кора выветривания).

Последующим размывом верхняя пачка железистых кварцитов частично, а в некоторых районах полностью эродирована. В раннем и среднем палеозое (додевонское, визейское время) возникли мощные зоны окисления и выветривания, с которыми связано образование крупнейших залежей богатых окисленных железных руд по железистым кварцитам и бокситов по сланцам.

Ультраметаморфические и интрузивные формации

К магматическим формациям протогеосинклинального этапа относятся мигматит-гранитовая, дунит-гарцбургитовая и щелочно-ультраосновных пород.

Мигматит-гранитовая формация, амфиболитовой фации выделяется впервые, хотя отдельные ее члены описаны Е. М. Крестинным под названием «анатектит-гранитов и мигматитов». Вероятным аналогом формации на юго-востоке Воронежского массива является павловский комплекс. Формация объединяет гранитоиды Белгородского, Ста-

рооскольского, Михайловского железорудных районов; плагиомикроклиновые мигматиты распространены на всей территории КМА и в антиклинорных зонах Воронежского массива. О возрасте формации имеются данные, указывающие на активное воздействие гранитоидов на породы салтыковского комплекса и габбро-перидотитовой формации. Региональная гранитизация курской серии не установлена. Возраст формации, по данным Л. В. Комлева [204], 1720—2050 млн. лет. Гранитоиды формации образуют линейно-вытянутые мигма-плутоны или узкие протяженные поля мигматитов различных морфологических типов. В целом они приурочены к крупнейшим разрывным нарушениям ортогональной системы.

Состав формации: лейкократовые граниты, микроклиновые пегматиты, мигматиты. Граниты состоят из кварца, микроклина, плагиоклаза, биотита. Среди мигматитов выделяются шлировидные, пятнистые, грубо-, неяснополосчатые, темные и массивные биотитовые, амфибол-биотитовые и амфиболовые разности. Пегматоидные жилы имеют зональное строение. В их составе присутствуют апатит, сфен, ильменит, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит.

В современных схемах стратиграфии докембрия Воронежского кристаллического массива микроклиновые гранитоиды отнесены к верхнему протерозою, их возраст—1600 млн. лет (В. Д. Полищук, И. Н. Леоненко, Г. И. Горбунов и другие).

М. Н. Воскресенская объединяет микроклиновые гранитоиды и кварц-плагиоклаз-микроклиновые породы, секущие курскую и оскольскую серии, в орловский комплекс гранитоидов и рассматривает их как палингенно-метасоматические образования, позднепротерозойского возраста.

В юго-восточной части Воронежского массива располагаются биотитовые аплитовидные и пегматоидные граниты, биотит-роговообманковые граниты и граносиениты, гранодиориты, гранито-гнейсы, и гранодиорито-гнейсы, объединяемые Ю. С. Зайцевым и Н. М. Чернышевым в павловский гранитоидный комплекс. По данным О. И. Египко, гранитоиды этого комплекса метаморфизуют и гнейсы, и песчанико-сланцевую толщу воронцовской серии, параллелизуемой с курской серией нижнего протерозоя. О. И. Египко связывает образование гранитоидов павловского комплекса с гранитизацией более древних осадочно-вулканогенных и магматических образований. Кварц-слюдяные сланцы воронцовской серии переходят в результате гранитизации в парагнейсы, гранито- и диоритогнейсы.

Дунит-гарцбургитовая формация. Породы этой формации описаны В. Д. Полищуком [349] и другими как доорогенные интрузии раннепротерозойского возраста и Н. М. Чернышевым как железногорский комплекс. Интрузии дунит-гарцбургитовой формации пространственно и генетически связаны с вулканогенно-осадочной толщей, относимой к михайловской серии. Раннепротерозойский возраст гипербазитовой формации принимается по аналогии с возрастом михайловской серии. Породы формации широко развиты в Михайловском и Белгородском железорудных районах, в меньшей степени в Старооскольском и Курско-Орловском районах КМА в пределах Солнцевских и Курско-Бесединских аномалий.

В состав формации входят аподунитовые, апогарцбургитовые и антигоритовые серпентиниты, апопироксенитовые амфиболиты, тремолититы, тальк-серпентин-карбонатные породы, друзиты. Вторичные изменения выражены в появлении обыкновенной роговой обманки, раскислении плагиоклаза, серпентинизации и карбонатизации. Реликтовые минералы представлены форстерит-хризотилом, гиперстеном, диопсид-салитом. Аксессуарные минералы—пирит, пирротин, магнетит, хромшпинелиды, рутил, циркон, гранаты, сфен. Петрохимические особенности

закключаются в невысокой концентрации суммарного железа, в высоком содержании магния, хрома, никеля, кобальта. Металлогеническая специализация на хром, силикатный никель, тальк, магнезит. Породы формации претерпели метаморфизм амфиболитовой фации с последующим ретроградным метаморфизмом до полностью диафторированных пород.

Формация щелочно-ультраосновных пород. Формация объединяет ортосланцы, образовавшиеся по дайковому и межпластовым телам основных или ультраосновных пород, секущих железорудную свиту курской серии. Возраст формации раннепротерозойский, так как ортосланцы секут породы курской серии и отсутствуют в породах оскольской серии. По радиологическим данным возраст формации около 1900 млн. лет. Ортосланцы широко распространены в Тим-Ястребовском синклиории (участки Лебеди, Стойло, рудник им. Губкина), в Чернянской и Волотовской синклиналях. Мощность тел ортосланцев до первых метров.

По составу ортосланцы подразделяются на доломит-биотитовые, актинолит-доломит-биотитовые, флогопит-тремолитовые, биотит-актинолитовые. Пластовые и секущие тела ортосланцев участвуют в складчатости совместно с вмещающими породами курской серии. По мнению А. А. Глаголева [103], это основные породы, метасоматически измененные в результате привноса CO_2 и выноса Al_2O_3 . Н. И. Голикин и Б. В. Каукин считают биотит-карбонатные породы измененными бесполевошпатовыми ультрабазитами.

ПРОТООРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

К этому структурно-формационному комплексу отнесены порфиридо-песчаник-сланцевая и габбро-диорит-гранитовая формации.

Порфиридо-песчаник-сланцевая формация объединяет осадочные и подчиненные им вулканогенные породы курбакинской, тимской, яковлевской свит оскольской серии, которые перекрывают железистые кварциты курской серии с перерывом, размывом и угловым несогласием. Породы названной формации относились ранее к раннему протерозою. Среднепротерозойский возраст их установлен на основании признаков перерыва, предшествующего их накоплению, характера складчатости и магматизма. Нижняя граница формации проходит по подошве горизонта элювиальных брекчий окисленных железистых кварцитов, конгломератов железистых кварцитов и кластогенных железных руд; верхняя граница фиксируется размывом пород формации и палеозойскими корами выветривания. Мощность — более 2000 м. В ее границах выделяются подформации: а) кор выветривания, б) кварцевых порфиров (порфиридов), в) конгломерат-песчаник-сланцевая и г) известняк-песчаник-сланцевая.

Подформация кор выветривания включает грубообломочные элювиально-делювиальные брекчий, состоящие из глыб и обломков окисленных железистых кварцитов и залегающие на окисленных железистых кварцитах в Михайловском синклиории. К этой подформации принадлежат небольшие тела кластогенных железных руд в Белгородском синклиории. Мощность единицы — первые десятки метров.

Подформация кварцевых порфиров (порфиридов), развитая преимущественно в Михайловском синклиории, представлена метаморфизованными кварцевыми порфирами и их туфами, залегающими на выветрелой поверхности железистых кварцитов; обломки присутствуют

в порфироидах. Мощность подформации в участках, сохранившихся от размыва, единицы — первые десятки метров.

Конгломерат-песчаник-сланцевая подформация объединяет в Михайловском синклинии породы курбакинской и в Белгородском яковлевской свит, залегающих с размывом на коре выветривания железистых кварцитов и на кварцевых порфирах. В состав ее входят конгломераты железистых кварцитов, сланцы, метапесчаники, прослой гравелитов, содержащих обломки маритовой руды, а также прослой переотложенных элювиальных брекчий, железистых кварцитов и метаалевролитов. Среди метапесчаников встречаются прослой туфопесчаников и, вероятно, туффитов. В верхних частях разреза — в метапесчаниках и сланцах появляются графитистое вещество, турмалин, пирит, марказит. Мощность около 1500 м.

В Тим-Ястребовском синклинии развита известняк-песчаник-сланцевая подформация, в основании которой (в тимской свите) залегают конгломераты железистых кварцитов, а выше — пачка переслаивания метаалевролитов, метапесчаников, метаморфизованных известняков и доломитов, карбонатно-слюдистых и углистых сланцев. Мощность около 1000 м.

Породы рассматриваемой формации метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Возможным аналогом порфироидо-песчаник-сланцевой формации КМА по времени образования является толща пород, выделенная под названием «воронцовской серии» на юго-восточном склоне массива в Петрово-Мамоновском синклинии. Первичная природа отложений порфироидо-песчаник-сланцевой формации характеризует этап континентального развития региона, который наступил в конце раннего — начале среднего протерозоя, сменившийся погружением и развитием мелководно-морского режима, о чем свидетельствует появление конгломератов, песчано-глинистых и карбонатных пород. Последующее проявление складчатости и метаморфизма завершили геологическое развитие региона в среднепротерозойское время.

Интрузивные формации

Габбро-диорит-гранитовая формация объединяет породы стойло-николаевского комплекса; наиболее полно она представлена на Стойло-Николаевском участке Старооскольского района КМА. Возраст формации среднепротерозойский; интрузии локализуются в породах курской и оскольской серий; возраст 1900—2230 млн. лет.

В старооскольском районе породы стойло-николаевского комплекса образуют массив площадью около 25 км². С вмещающими породами курской и оскольской серии он имеет отчетливые интрузивные взаимоотношения — эруптивные контакты зоны закалки и ороговикования и многочисленные апофизы. По данным Н. И. Голивкина [113], Стойло-Николаевский массив имеет концентрически-зональное строение: по периферии развиты габбро-диориты и диориты, в центре — кварцевые диориты и гранодиориты. К этой формации относятся также диорит-порфириты и плагиопорфиры, дайки которых широко развиты на участках Лебеди, Стойло, на руднике им. Губкина, в пределах Волотовской синклинали. Мощность их первые метры, протяженность — десятки метров.

Размещение пород формации контролируется зонами разломов, ограничивающих протерозойские грабен-синклинали в пределах Троснянского, Михайловского, Смородинского, Тим-Ястребовского Стойло-Николаевского и других участков.

Минеральный состав пород формации: андезин, диопсид-геденбергит, обыкновенная роговая обманка, биотит, кварц, микроклин. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, рутил, магнетит, ильменит, пи-

рит. Характерно широкое развитие процессов амфиболизации, сосюритизации, дробления, брекчирования и милонитизации.

По химическому составу преобладающие породы относятся к группе средней кислотности с повышенным содержанием TiO_2 , суммарного железа и низким отношением $(Na+Ca)/K$ (0,06). Пестрота петрографического состава отражается и в непостоянстве их химического состава.

По данным Е. М. Крестина, в пространственной и парагенетической связи с дайками стойло-николаевского комплекса отмечаются колчеданно-полиметаллические, золотые и медные проявления.

ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМЕННЫЕ И ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ

Формации платформенного этапа и стадии тектоно-магматической активизации представлен на северо-востоке Воронежского массива конгломерат-песчанико-базальтовой формацией — байгоровской (грязинской) свитой, а в Орловской области трапповой формацией. Режим этого этапа характеризуется консолидацией кристаллического фундамента, сопровождающейся магматической деятельностью в зонах глубоких разломов. Магматизм представлен формациями расслоенных габбро-норитов, гранитов рапакиви, ультракалийевых щелочных сиенитов и трапповой формацией.

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Конгломерат-базальтовая формация в объеме байгоровской свиты выделена Г. И. Горбуновым и др. [120] и детально охарактеризована О. И. Египко и др. [151].

Байгоровская, или грязинская, свита состоит из кварцевых порфиров, их туфов, туффитов, андезито-дацитовых порфиритов, миндалекаменных диабазов, спилитов, их туфов, туффитов, вулканомиктовых и полимиктовых песчаников, алевролитов, филлитов, карбонатных сланцев.

О. И. Египко и Л. Г. Роскатова [151] относят эти породы к верхнему протерозою. Байгоровская свита, залегает, по Н. М. Чернышеву, на различных стратиграфических комплексах докембрия в пологих грабен-синклиналях, ограниченных региональными разломами. Верхняя граница формации проводится по базальному горизонту фанерозойских отложений платформенного покрова. Полная мощность более 1000 м. Породы формации метаморфизованы в условиях начальных субфаций зеленосланцевой фации.

Интрузивные формации

Формация расслоенных габбро-норитов объединяет породы троснянско-мамонского комплекса. Основные породы формации образуют, по данным В. Д. Полищука [349], пояса, проходящие через аномалии Знаменские, Воронежскую, Курско-Бесединские через Орловские и Мало-архангельские аномалии. Второй пояс пересекает Тим-Ястребовскую синклиналь. Продолжением этих поясов на юге являются ряды магнитных аномалий северо-западного и субмеридионального простираения. Не менее широко породы формации развиты в восточной и юго-восточной частях Воронежского массива (район Нижнего Мамона, Подколодновки и др.). Возраст формаций 2155—1680 млн. лет. По данным этого же автора, интрузии троснянско-мамонского комплекса, приуроченные к зонам глубинных разрывных нарушений, прослеживаются на сотни километров в север-северо-западном направлении. Форма массивов не-

правильная, иногда серповидная. В составе формации преобладают породы габброидного ряда, образующие массивы размером 1—80 км². Ультраосновные породы слагают тела размером 0,5—5,0 км².

Формирование комплекса происходило в две фазы: к ранней относятся дуниты, перидотиты, оливиновые пироксениты, габбро-нориты, габбро; ко второй — безоливиновые габбро-нориты и габбро. Н. М. Чернышов [495] выделяет в завершающую фазу интрузии габбро-диоритов и диоритов.

Гипербазитовые тела имеют скрытую стратиформную или концентрически-зональную внутреннюю структуру; тела габброидных пород отчетливо ритмически расслоены. В состав пород формации входят хризолит, бронзит-гиперстен, гиперстен, диопсид-салит, лабрадор, роговая обманка. Акцессорные минералы — пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, магнетит, хромшпинелиды, апатит. Характерна обогащенность железом, магнием, отчасти титаном. Постоянно присутствует хром, ванадий, фосфор в незначительных количествах — сера. С породами формации генетически связаны месторождения сульфидного никеля, меди, возможна незначительная концентрация хрома.

Формация гранитов рапакиви. Некоторые петрографические разновидности гранитов рапакиви описаны В. Н. Лодочниковым [266] и В. И. Лучицким [267]. В предлагаемом объеме она выделяется впервые. К этой формации отнесены гранитоиды атамановского комплекса, посткурские микроклиновые граниты и предположительно породы Лискинского массива. Не исключено, что последние являются более молодыми образованиями. Возраст формации определяется как средне-позднепротерозойский на основании интрузивных контактов с породами курской серии. Возраст, определенный радиологическим методом, составляет 1970—1140 млн. лет.

Породы формации образуют многофазные массивы размером в десятки и первые сотни квадратных километров. Контактное воздействие их выражается в ороговиковании; в эндоконтактах Атаманского массива развиваются зоны закалки и гранит-порфиры. Широко развиты жилы и дайки гранит-порфиров и аплитов.

В состав формации входят нормальные среднезернистые, порфиroidные граниты и мелкоовоидные рапакиви, а также жилы и дайкообразные тела биотитовых гранитов и пегматитов. Граниты и пегматиты подверглись местами интенсивной альбитизации. Граниты первой фазы неоднородны по минеральному составу и текстурно-структурным признакам. Минеральный состав — кварц, плагиоклаз (несколько генераций), калиевый полевой шпат, биотит, альбит. Акцессорные минералы — флюорит, пирит, редко халькопирит, молибденит, гранат, турмалин. Граниты рапакиви Лубянского участка содержат овоиды ортоклаза, окаймленного оторочкой олигоклаза.

По химическому составу гранитоиды атаманского комплекса идентичны типичным гранитам рапакиви. Для них характерны высокие содержания молибдена, вольфрама, олова, свинца, серебра и других элементов-примесей рапакиви.

Присутствие в Атаманском массиве гранит-порфиров, порфиroidная структура гранитов и другие признаки позволяют отнести породы формации к фации малых глубин. В геологическом развитии района граниты рапакиви являются индикатором установления платформенного режима.

Формация ультракалиевых щелочных сиенитов выделяется впервые. В. Д. Полищук [92, 349] включал щелочные породы в состав стойло-николаевского комплекса. Петрографические и петрохимические особенности щелочных сиенитов не позволяют отнести их к какой-либо из известных интрузивных формаций Воронежского массива, скорее они сходны с калиевыми щелочными сиенитами алданского комплекса на

Алданском щите [341]. Щелочные сиениты представлены только одним массивом площадью 90—100 км², вскрытым бурением на Игуменском участке Белгородского железорудного района. По геофизическим данным массив, приурочен к субмеридиональной зоне разлома. Геологические данные о возрасте игуменских сиенитов отсутствуют. Немногочисленные радиологические датировки противоречивы: 1380—1935—2000 млн. лет (по Е. М. Крестину).

В щелочных сиенитах широко развита трахитоидная текстура, обусловленная планпараллельной ориентировкой калиевого полевого шпата, согласно которой ориентированы шлиры, обогащенные темноцветными минералами.

Щелочноземельные сиениты подразделяются на биотит-рогообманковые и меланократовые пироксен-рогообманковые разности. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, сфен, барит, пирит, циркон, редко галенит, молибденит, гранат. Шлиры меланократовых пород отвечают по составу шонкинитам. Щелочные сиениты характеризуются преобладанием K₂O над Na₂O при суммарном их количестве до 12%.

Трапповая формация выделена в пределах Воронежского массива Н. М. Чернышевым [494] и Е. М. Крестиным [232]. В ее состав включены платобазальты глазуновской толщи и дифференцированные габбро-долеритовые интрузии смородинского и никитовского комплексов. К этой же формации М. Н. Воскресенская относит и массивы габбро-диабазов троснянского комплекса. Платобазальты глазуновской толщи известны на северном склоне Воронежского кристаллического массива в пределах Никитовского и Исаковского гравитационных максимумов. Е. М. Крестин [232] выделяет в составе формаций нижнюю пачку, сложенную плагиобазальтами, среднюю — афировыми базальтами с гиалопилитовой структурой и верхнюю — афировыми базальтами с интерсертальной структурой. Мощность толщи более 350 м. Возраст глазуновской толщи 1900—1780 млн. лет.

Интрузивы долеритов смородинского и никитовского комплексов известны на Сергеевско-Алексеевском и Исаковском участках в Орловской области и на Смородинском участке. Верхняя возрастная граница пород формации определяется интрузивными взаимоотношениями с породами оскольской серии. Радиологические данные, по Е. М. Крестину [232], показывают 1800—2160 млн. лет.

Интрузии габбро-долеритов образуют лополито- или воронкообразные массивы площадью до нескольких десятков квадратных километров. Массивы дифференцированы и, по данным Е. М. Крестина [232], сложены снизу вверх: гибридными габбро, габбро-диоритами, габбро-пегматитами и пегматоидными габбро, оливиновыми долеритами и габбро-долеритами. Минеральный состав — плагиоклаз, клинопироксен, ромбический пироксен, оливин, редко кварц, биотит, калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы — пирит, пирротин, ильменомagnetит, титаномagnetит, апатит, циркон. Петрохимический состав пород формации характеризуется некоторым обогащением магнием, кальцием, железом, постоянно присутствуют титан, хром, никель, кобальт, фосфор. В связи с этой формацией известны признаки титано-магнетитовой и сульфидной медно-никелевой минерализации.

Троснянский комплекс объединяет массивы габбро-диабазов, дайки диабазовых порфиритов, кварцевых порфиритов и порфиритов, прорывающих породы курской и оскольской серий. Габбро-диабазы характеризуются пойкилоофитовой и диабазовой структурами. Минеральный состав: основной плагиоклаз, диопсид или авгит, биотит. Акцессорные минералы — апатит, ильменит, пирит, лейкоксен. По геохимическому типу габбро-диабазы близки к оливиновым габбро с несколько пониженным содержанием полевошпатовой извести, с повышенным содержанием титана (до 1%), хрома, скандия, бария, цинка, ванадия, ни-

келя. Возраст габбро-диабазов 594—754 млн. лет. По составу и степени изменения габбро-диабазы троснянского комплекса близки к габбро-диабазам восточной части Русской платформы.

БЕЛОРУССКИЙ МАССИВ

Геолого-формационный анализ кристаллических пород Белорусского массива встречает трудности в связи с недостаточной изученностью стратиграфии этого региона, и прежде всего архейской вулканогенно-осадочной толщи, слагающей значительные площади.

По данным геологического картирования кристаллического фундамента, проводимого в сводовой части Белорусского массива и на выступе Микашевичи — Житковичи, составлен ряд прогнозных карт с элементами формационного анализа и выделен ряд геологических формаций (И. П. Бордон, А. М. Пап, М. Н. Воскресенская).

ПРОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Осадочные и вулканогенные образования прогеосинклинального этапа объединены в *диабаз-терригенную формацию*, которой соответствует стратиграфически неманская серия архея, сложенная гнейсами и амфиболитами. В составе неманской серии выделены нижняя и верхняя толщ. В нижней толще преобладают биотитовые, гранат-биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы. Подчиненное положение занимают амфиболиты. Верхняя толща сложена биотит-роговообманковыми, пироксен-роговообманковыми гнейсами и амфиболитами [75]. Мощность формации условно первые километры. Породы формации метаморфизованы в гранулитовой и в большей степени амфиболитовой фациях.

Ультраметаморфические и интрузивные формации

Процессы ультраметаморфизма обусловили развитие полей мигматитов, в пределах которых локализовались тела диорито- и чарнокитоподобных пород, плагиогранитов и мигматитов, объединенных в *плагиогранит-чарнокитовую формацию*.

К магматическим образованиям прогеосинклинального этапа относятся отдельные тела метабазитов, локализованные среди пород неманской серии, но их первичный состав и возрастные взаимоотношения с вмещающими толщами не ясны.

ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Протогеосинклинальный этап формирования Белорусского массива в раннем протерозое характеризуется развитием пород, относимых к джеспилитовой формации. *Джеспилитовая формация* представлена магнетитовыми кварцитами, переслаивающимися с биотит-амфиболо-

выми, амфибол-биотитовыми, гранат-биотит-кварцевыми кристаллическими сланцами и алмадин-магнетит-куммингтонитовыми породами, объединенными в околоскую свиту. Мощность формации — первые сотни метров.

Первые описания железистых кварцитов и сопутствующих им пород приведены в работах А. И. Стасевича [429], Г. Г. Доминиковского [143], М. Н. Воскресенской [76] и других. Железистые кварциты, образующие три пласта мощностью от единиц до нескольких десятков метров, характеризуются полосчатыми текстурами. Рудные прослои сложены магнетитом, часто мартитизированным, кварцем и роговой обманкой. Состав нерудных прослоев существенно кварцевый с небольшим количеством мельчайших зерен магнетита, скоплений хлорита и карбоната; акцессорный минерал — апатит. Породы формации метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Верхняя часть пластов железистых кварцитов интенсивно окислена и переходит в гидрогематит-мартитовую железную руду.

Формация может быть сопоставлена с джеспилитовой формацией, широко распространенной на Воронежском массиве и Украинском щите. Железистые кварциты околоской серии, вскрытые бурением лишь в виде отдельных останцов, имеют значение не только в связи с развитием по ним богатых окисленных железистых руд, но и как опорный горизонт для уточнения стратиграфии Белорусского массива.

Ультраметаморфические и интрузивные формации

К образованиям протогеосинклинального этапа относятся плагио-микроклиновые граниты, мигматиты, гранодиориты (Житковичи, Глушковичи и др.), габбро-диориты, габбро (Наровля, Микашевичи), условно относимые А. М. Папом к *габбро-диорит-гранитовой формации*.

ПРОТООРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Протоорогенный этап развития Белорусского массива характеризовался проявлением складчатости, захватившей кристаллические толщи архея и джеспилитовой формации раннего протерозоя, а также магматическими проявлениями, относимыми к габбро-норитовой и диорит-гранодиоритовой формациям. С этим этапом связано появление глубинных разломов преимущественно северо-восточного и субмеридионального направления, контролирующих размещение интрузий габбро, габбро-норитов и амфиболитов корелического комплекса, отнесенных к габбро-норитовой формации.

Породы формации прорывают и метаморфизуют образования неманской серии архея. Форма тел габброидных пород пластообразная и дайкообразная, а у диорит-порфиритов дайковая. Габбро и габбро-нориты сопровождаются ильменит-магнетитовым оруденением.

Интрузивные формации

На территории выступа Микашевичи-Житковичи локализуются интрузии *диорит-гранодиоритовой формации*, в состав которой входят диориты, микродиориты и гранодиориты, образующие пластообразные

тела и дайки в породах неманской серии архея [496]. Эта формация, слабо изученная, условно сопоставляется с породами осницкого комплекса среднего протерозоя на Украине.

ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМЕННЫЕ И ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ

Процессы тектоно-магматической активизации проявлены с некоторыми различиями в пределах сводовой части Белорусского массива и выступа Микашевичи-Житковичи. В сводовой части массива к образованиям тектоно-магматической активизации, по-видимому, относится заложение разломов субширотного направления и блоковых структур, а также образование массивов гранитовой формации и широкое развитие процессов кремне-калиевого метасоматоза, интенсивно проявившегося вдоль северо-восточных и субмеридиональных разломов. Массивы гранитовой формации (Выгодский, Мостовский), имеющие площадь в десятки и сотни квадратных километров, приурочены к этим разломам. По мнению А. М. Папа [330, 331], перечисленные массивы гранитовой формации относятся к протоорогенному этапу и имеют среднепротерозойский возраст. Специфика метасоматических процессов выражается в микроклинизации, широком развитии в гранитоидах структур замещения и резком колебании петрохимической характеристики.

В пределах выступа Микашевичи-Житковичи процессы активизации выразились в образовании субширотных разрывных нарушений, проявлении кремне-калиевого метасоматоза в породах неманской серии архея и осницкого комплекса среднего протерозоя.

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

В юго-восточной части выступа развиты кварцевые порфиры и ортофиры, превращенные в серицитовые породы, с реликтами структур эффузивных пород. Эти породы, объединенные в житковичскую свиту, сопоставимы по составу с породами збраньковской свиты верхнего протерозоя, известной на северо-западе Украинского щита. Житковичская свита отличается от збраньковской большей степенью дислоцированности, связанной с влиянием разрывных нарушений.

И. П. Бордон [46] относит породы житковичской свиты к вулканогенным образованиям *липарит-трахиандезитовой формации*. А. М. Пап объединяет их в составе *сланцево-лентит-порфировой железисто-кремнистой формации раннего протерозоя*. А. Б. Черняховский, Л. С. Галецкий и другие рассматривают житковичскую свиту по составу как аналог збраньковской свиты, но относит ее к раннему протерозою.

Сходство состава и условий формирования позволяют относить породы житковичской свиты к андезит-липаритовой формации области позднепротерозойской активизации. К этой формации, вероятно, принадлежат и кварцевые порфиры южного склона сводовой части Белорусского массива (район д. Лучки). По-видимому, выступ Микашевичи-Житковичи представлял до заложения Припятской впадины единую территорию с северо-западной частью Украинского щита.

Интрузивные формации

Магматические формации, связанные с процессами позднепротерозойской активизации, развиты преимущественно на выступе Микашевичи-Житковичи. К ним относятся гранитоиды житковичского комплек-

са, объединенные в сиенит-гранитовую формацию, и диабазы нагорновского комплекса, отнесенные к формации габбро-диабазов.

Сиенит-гранитовая формация включает пертитовые и реже аплитовидные граниты, измененные под воздействием кремне-калиевого и натриевого метасоматоза и прорывающие породы житковичской свиты. Породы житковичского комплекса сходны с гранитами пержанского комплекса в северо-западной части Украинского щита. И. П. Бордон относит житковичские граниты к метасоматическим образованиям, развивающимся по кислым эффузивам житковичской свиты, и связывает их с осническим интрузивным комплексом.

Габбро-диабазовая формация представлена дайками оливиновых и пироксеновых диабазов нагорновского комплекса, локализующихся в породах житковичской свиты и прорывающих граниты житковичского комплекса. Размещение даек и пластообразных залежей контролируется разломами. Наиболее крупная дайка диабазов мощностью до 300 м, прослеженная по простиранию на расстояние около 9 км. контролируется крупной Нагорновской зоной разломов северо-восточного простирания. Дайка сечет с эруптивными контактами житковичские граниты.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Изучали и классифицировали геологические формации докембрия восточной части Балтийского щита многие исследователи начиная с 1954 г.: Т. В. Билибина [37], Л. Я. Харитонов [479], К. О. Кратц [228], К. А. Шуркин [510, 514], К. А. Шуркин и Ф. П. Митрофанов [515, 516], К. О. Кратц и другие [229, 230], Э. Б. Наливкина и В. В. Жданов [297], И. Д. Батиева, И. В. Бельков [7, 8] и др. В СЗГУ этим вопросом занимались И. В. Барканов, В. А. Перевозчикова, О. Н. Анищенкова, В. П. Зуева. Разногласия в авторских схемах касаются прежде всего объема формаций, их соотношения во времени. Общая схема классификации геолого-формационных комплексов и геологических формаций восточной части Балтийского щита в общем согласуется со схемами, полученными для других щитов. Отличительной особенностью Карелии и Кольского полуострова является преобладание древнейших осадочных образований в геологических формациях архея и основных вулканогенных пород в геологических формациях протерозоя.

Характерно также мощное проявление интрузивного магматизма, и в частности габбровых и габбро-перидотитовых формаций вплоть до возникновения никеленосных интрузивных формаций в среднем протерозое. Процессы ультраметаморфизма проявлены сложно и разнообразно с относительным преобладанием кальций-натриевых групп гранитов. Радиологические характеристики геологических формаций различных структурно-формационных комплексов также находятся в соответствии с данными для других щитов, за исключением, может быть, резко заниженных значений для некоторых архейских и раннепротерозойских образований (2200—1800 млн. лет). Такие цифры возраста могут быть связаны с влиянием процессов регионального диафтореза, которые при формационных построениях не учитывались.

ПРОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Метаморфические толщи архея (преимущественно биотитовые парagneйсы и амфиболиты), развитые на огромных площадях, отличаются постоянством мощностей, отсутствием ясно выраженных угловых несогласий и признаков фациальной изменчивости. Реконструкция первич-

ного состава архейских толщ показывает принадлежность их в этом регионе преимущественно к терригенным отложениям типа аркозов, граувакк, аргиллитов и в значительно меньшей степени к лавам диабазового состава. Прогеосинклинальный комплекс архея включает три первично осадочные и осадочно-вулканогенные формации: песчаниковую, диабаз-граувакковую и песчанико-аргиллитовую, породы которых метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Интрузивные и ультраметаморфические образования архея восточной части Балтийского щита отнесены к пяти формациям: перидотит-габбро-лабрадоритовой, мигматит-плагиогранитовой, чарнокитовой, мигматит-гранитовой и габбро-диабазовой (рис. 20). Характерно развитие автохтонных формаций ультраметаморфических гранитоидов (палингенных, анатектических, метасоматических), среди которых преобладают существенно натриевые (олигоклазовые) разновидности, присутствуют чарнокиты и незначительно распространены калиевые граниты.

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Песчаниковая формация. Песчаниковая формация объединяет метаморфические породы нижней толщи кольской серии гнейсов, керетьскую свиту беломорской серии и гнейсовый комплекс Центральной Карелии. К. А. Шуркиным [514] керетьская свита объединяется с хетоламбинской и лоухской свитами в нижнюю вулканогенно-терригенную формацию. Породы рассматриваемой формации слагают ядра архейских брахискладок и приподнятые блоки среди карельских складчатых сооружений. Возраст пород составляет 3500—2600 млн. лет [99], а по реликтовым датировкам — более 3500 млн. лет [387], значения возраста 2100—1700 млн. лет обусловлены процессами омоложения. Нижняя граница формации неизвестна, верхняя проведена по появлению в разрезе значительного количества прослоев и линз амфиболовых гнейсов и амфиболитов.

В составе формации преобладают биотитовые гнейсы (70—80%) при подчиненном значении амфиболитов, амфиболовых, гранат-амфибол-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов. Петрографический состав пород однообразен. Биотитовые гнейсы состоят из плагиоклаза (олигоклаза-андезина), кварца, микроклина, биотита и аксессуарных (апатита, циркона, рутила, ортита). Общая мощность формации превышает 3 км, мощность отдельных горизонтов — от единиц до десятков и сотен метров. Породы метаморфизованы в амфиболитовой, реже гранулитовой фациях и интенсивно мигматизированы. Широко развиты послойные мигматиты, меньше — агматиты, небулиты и птигматиты.

Реликты blastopсаммитовых структур гнейсов позволяют предполагать первичный песчаниковый и реже глинистый состав формации. Химические особенности гнейсов свидетельствуют о существенно аркозовом и частью граувакковом составе первичных осадочных пород. Увеличение роли пород, близких к аркозам, может быть обусловлено влиянием процессов гранитизации. Осадконакопление происходило, по мнению К. А. Шуркина, в пределах обширного бассейна с относительно устойчивым мелководно-морским режимом.

Диабаз-граувакковая формация. К диабаз-граувакковой формации отнесены породы хетоламбинской свиты беломорской серии, предположительно верхней части нижней толщи кольских гнейсов и лувенгской, кандалакшской, колвицкой, плоскотундровской и порьегубской толщ гранулитового комплекса. Они широко распространены в пределах Беломорья, где ими сложены ядра крупных синклинориев и крылья брахискладок; в других районах щита породы формации слагают приподня-

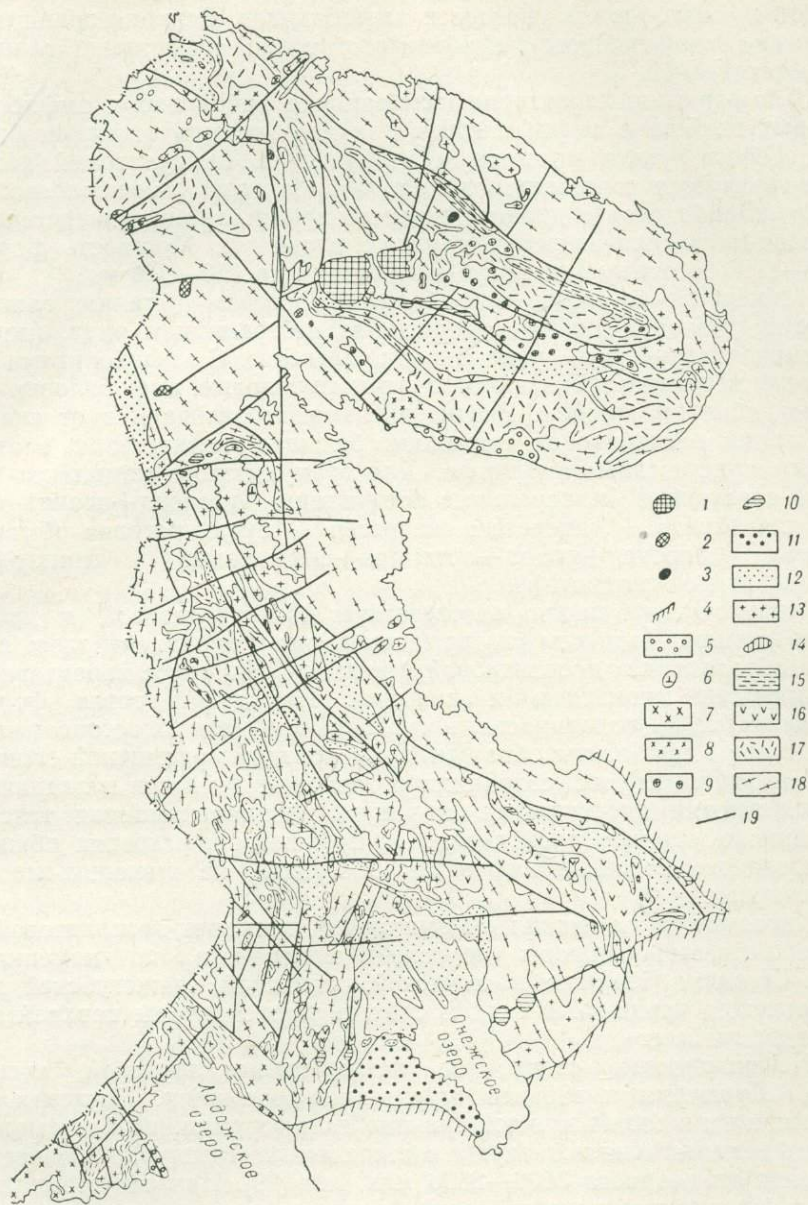


Рис. 20. Схема размещения главнейших осадочных, осадочно-вулканогенных, интрузивных и ультраметаморфогенных формаций Карело-Кольского региона.

Структурно-формационный комплекс периода палеозойской тектоно-магматической активизации. Формации: 1 — агпитовых нефелиновых сиенитов, 2 — ультраосновных и щелочных пород с карбонатами, 3 — щелочно-базальтовая. Платформенный структурно-формационный комплекс: 4 — палеозойские и докембрийские осадочные отложения чехла Русской плиты, 5 — верхнепротерозойская песчаник-аргиллитовая и алевролит-песчаниковая формация. Протоорогенный структурно-формационный комплекс. Формации: 6 — щелочных габброидов и сиенитов, 7 — гранитов рапакиви, 8 — гранитовая, 9 — щелочных гранитов, 10 — габбро-гипербазитовая, 11 — алевролит-песчаниковая, 12 — кварцит-доломит-диабазовая и диабаз-пикрит-порфиритовая. Протогеосинклинальный структурно-формационный комплекс. Формации: 13 — гранитоидные (а) и дайковые тела (б), 14 — габбро-гипербазитовые, 15 — песчаник-аргиллитовые флишеидные, 16 — кератофир-спилитовая и порфир-диабазовая, 17 — джеспилитовые. Прегеосинклинальный структурно-формационный комплекс: 18 — первично-осадочные и вулканогенно-осадочные формации и ультраметаморфические гранитоиды нерасчлененные; 19 — разломы.

тые блоки в зонах протерозоид. Возраст пород составляет 3500—2600 млн. лет, а по реликтовым датировкам больше 3300 млн. лет [382]. Нижняя граница формации проведена по появлению значительного количества амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Верхняя граница обусловлена сменой гнейсово-амфиболитовой толщи существенно глиноземистыми гнейсами.

Для формации характерна ассоциация амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов с амфиболитами при подчиненном значении биотитовых гнейсов; редки мраморы и кальцифиры. Гранулитовый комплекс характеризуется сочетанием гранат-амфиболовых, амфиболовых гнейсов и амфиболитов с диопсид-гиперстеновыми, гранат-гиперстеновыми, диопсид-плагиоклазовыми и другими сланцами. Мощность формации 1900—1700 м, отдельных слоев — от единиц до 160—250 м.

Минеральный состав амфиболитов: роговая обманка, олигоклаз-андезин, гранат и пироксен диопсид-геденбергитового ряда. Акцессорные минералы — сфен, ортит, циркон, магнетит. С амфиболитами постепенными переходами связаны гранат-амфиболовые, амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы. Биотитовые гнейсы отличаются от аналогичных пород песчаниковой формации большим количеством биотита и частым присутствием амфибола. Для гранулитового комплекса характерны следующие минеральные ассоциации: диопсид+гранат+основной плагиоклаз + гиперстен; гиперстен + бурая роговая обманка + кварц; гранат+кварц+ортоклаз+силлиманит; гранат+диопсид + основной плагиоклаз.

Метаморфизм пород соответствует амфиболитовой и гранулитовой фациям. Процессы ультраметаморфизма проявлены здесь слабее, чем в образованиях песчаниковой формации. Наиболее характерны груболопосчатые мигматиты и агматиты. Первичный состав формации определяется по сохранности в гнейсах реликтов бластосаммитовой структуры; амфиболиты обнаруживают признаки ритмичной слоистости (параамфиболиты) или сохраняют реликтовые признаки вулканического происхождения (порфировая структура, миндалекаменная текстура). Накопление осадков происходило по-прежнему в условиях обширного мелководного бассейна или серии бассейнов, не имеющих линейной ориентировки.

Песчаник-аргиллитовая формация. К песчаник-аргиллитовой формации отнесены породы лоухской свиты или, по номенклатуре К. А. Шуркина [514], гнейсы лоухской, чупинской, князегубской, кайта-тундровской, кандской и енской свит, а также породы верхней толщи кольских гнейсов.

Перечисленные свиты, за исключением лоухской, относятся К. А. Шуркиным к верхней терригенной формации. Лоухская свита включена им в состав нижней вулканогенно-терригенной формации. Породы формации слагают ядра синклиналиных структур. Максимальные значения их возраста 3500—2600 млн. лет [99]. Нижняя граница формации фиксируется по появлению в разрезе глиноземистых гранатовых и «ржавых» биотитовых гнейсов, которые залегают на более древних породах несогласно и, возможно, представляют собой продукты кор выветривания. Верхняя часть формации эродирована. В ряде районов породы этой формации несогласно перекрываются раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными отложениями.

Строение формации определяется ассоциацией гнейсов: глиноземистых гранат-биотитовых, кианит-гранат-биотитовых и биотитовых; характерны также двуслюдяные и мусковитовые гнейсы; подчиненно присутствуют амфиболовые гнейсы и амфиболиты. Общая мощность формации составляет в Беломорском районе 5,5 км, на Кольском полуострове 1—1,5 км; мощность отдельных пластов варьирует от единиц до 100—200 м.

Главными минералами гнейсов являются олигоклаз, кварц, гранат, биотит; реже микроклин, кианит, графит, амфибол. Акцессорные минералы — рутил, циркон, ортит, турмалин, апатит, магнетит, сульфиды. Амфиболиты и амфиболовые гнейсы по составу и структуре не отличаются от аналогичных пород более древних формаций. Региональный метаморфизм пород песчанико-аргиллитовой формации соответствует амфиболитовой фации.

К признакам, указывающим на преимущественно осадочное происхождение метаморфических пород формации, согласно К. А. Шуркину [514], относятся: ритмичная слоистость в «ржавых» гранат-биотитовых гнейсах; богатство глиноземом, сульфидами и графитом кианит-гранат-биотитовых гнейсов; реликты бластосаммитовой структуры в биотитовых гнейсах. Амфиболиты иногда сохраняют следы вулканических структур. Осадконакопление происходило, по-видимому, в условиях общего обмеления бассейна (или бассейнов) с появлением лагунных фаций, что привело к накоплению ритмично-слоистых песчано-глинистых осадков.

Ультраметаморфические и интрузивные формации

Перидотит-габбро-лабрадоритовая формация (ранние друзиты). Комплекс основных и ультраосновных пород, развитых в пределах Беломорид, известный с начала XX столетия под названием «друзитов», описан в работах Н. Г. Судовикова [437, 438], Г. М. Саранчиной [388]. К. А. Шуркина [510, 514]. Работами К. А. Шуркина [510, 514] установлено, что друзиты делятся на ранне- и позднеорогенные, причем ранние друзиты комагматичны габбро-лабрадоритам, что послужило основанием для определения состава формации.

Формация, распространенная в Беломорском районе, включает десятки тысяч мелких однофазных тел базитов и гипербазитов, а также ряд крупных расслоенных интрузий габбро-лабрадоритов. Интрузивные тела в большинстве случаев бескорневые (факолиты, лакколиты и дайкообразные залежи). Наиболее крупными являются массивы габбро-лабрадоритов (Колвицкий — 1400, Кандалакшский — 450 км²). Возрастное положение интрузий определяется тем, что они рвут породы архея и мигматизируются гранитоидами мигматит-плагиогранитовой формации. Возраст пород составляет от 2200—1840 [514] до 3300 [387] млн. лет.

В состав формации входит комагматическая серия перидотитов, пироксенитов, габбро-норитов, оливиновых габбро-норитов, габбро, габбро-лабрадоритов. Главными пороодообразующими минералами в основных и ультраосновных членах ряда являются оливин, ромбический пироксен, диопсид-авгит и плагиоклаз. В габбро-лабрадоритах присутствуют ромбический пироксен в сростании с клинопироксеном и плагиоклазом. Первично-магматические структуры представлены разновидностями панидиоморфнозернистой, габбровой, офитовой и призматическизернистой, на которые повсеместно наложена более поздняя, вторичная по Г. М. Саранчиной, В. И. Лебедеву и К. А. Шуркину, друзитовая структура. Акцессорные минералы представлены апатитом, рутилом, магнетитом. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и мигматизированы.

Первично-магматические структуры, состав и внутреннее строение массивов свидетельствуют об их интрузивном происхождении. Возникновение интрузий, вероятно, относится к доскладчатой стадии прогеосинклинального режима.

Мигматит-плагиогранитовая формация. Гранитоиды мигматит-плагиогранитовой формации описывались ранее в литературе под назва-

нием олигоклазовых гранитов I группы [451, 302, 351, 438, 512]. В 1964 г. они были выделены К. А. Шуркиным в формацию соскладчатых, непемещенных ультраметаморфогенных мигматитов и гранитоидов; в 1967 г. описаны Э. Б. Наливкиной в качестве мигматит-плагиогранитовой формации.

Мигматиты и граниты этой формации, в большинстве случаев нерасчлененные, слагают крупные фрагменты архейд восточной части Балтийского щита. Эти автохтонные ультраметаморфогенные (по К. А. Шуркину) породы плагиогранитового состава занимают около 30—40% площади развития архейских метаморфических толщ. Обычно они залегают в ядерных частях антиклинальных и куполовидных структур и реже тяготеют к древним разломам. Геологический возраст формации определяется по воздействию ее мигматитов на архейские друзиты, существованию интрузивных контактов с породами более поздней перидотит-габбровой формации и метаморфизму их под влиянием архейских микроклиновых гранитов. Возраст формации 2600 млн. лет [229].

Формация включает серию существенно плагиоклазовых разновидностей гранитов и мигматитов, характеризующихся пересыщенностью глиноземом (граниты с кордиеритом, гранатом), известково-щелочным характером и варьирующим количеством SiO_2 (60—75%), что определяет разнообразие их состава — олигоклазовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, их мигматиты.

Главными пороодообразующими минералами являются олигоклаз, кварц, в небольшом количестве биотит, реже роговая обманка. Акцессорные минералы — апатит, циркон, магнетит, сфен. Структура пород гранобластовая, текстура гнейсовидная.

Гранитоиды приурочены к областям метаморфизма амфиболитовой фации, часто по ним развивается поздний микроклин, связанный с последующими эпохами ультраметаморфизма. Характерно повсеместное наложение на породы этой формации процессов регионального диафтореза, выраженного в развитии мусковита, хлорита и эпидота. Согласно К. А. Шуркину, граниты рассматриваемой формации являются палингенными, автохтонными, в меньшей мере — метасоматическими. Не исключена возможность возникновения части гранитоидов за счет дифференциации вещества верхней мантии [488].

Состав и структуры гранитов свидетельствуют о формировании их на средних и больших глубинах. Существует мнение, что pT -условия в архее значительно отличались от таковых в более позднее время и что гранитоиды ранних стадий развития земной коры могли формироваться на небольших глубинах.

Мигматит-чарнокитовая формация. Архейские чарнокиты описывались А. А. Полкановым [351] как комплекс гиперстеновых диоритов; позднее Л. П. Бондаренко и В. Г. Дагелайский [43] выделили в центральной части Кольского полуострова чарнокитовую серию кристаллических сланцев и гнейсов, подвергшихся чарнокитизации, чарнокитов с реликтами кристаллических сланцев, а также чарнокитизированных интрузивных гнейсо-гранодиоритов; К. А. Шуркин и Ф. П. Митрофанов рассматривают эти породы в качестве соскладчатого комплекса чарнокит-мигматитов и чарнокитов в областях метаморфизма гранулитовой фации и включают в его состав также Островский, Порьегубский и Поньгамнаволоцкий массивы. Возраст формации по реликтовым датировкам 3600—2500 млн. лет [43]. Породы чарнокитовой серии, залегающие в ядрах антиклинальных структур, образуют мигматитовые поля, размеры которых составляют 200—1000 км² и содержат многочисленные ксенолиты гнейсов.

Формация включает следующую ассоциацию пород, тесно связанных между собой:

- 1) чарнокитизированные кристаллические сланцы,
- 2) антипертитовые чарнокиты,
- 3) микроклиновые чарнокиты, обогащенные более поздним микроклин-микрпертитом.

Главными породообразующими минералами являются андезин, кварц, калиевый полевой шпат, гиперстен, клинопироксен, биотит, гранат и магнетит, присутствующие в переменных количествах в зависимости от основности чарнокитов и чарнокитоидов. Среди акцессорных минералов преобладает циркон. Структура пород гранобластовая и порфиробластовая. Скорее всего, они имеют сложное происхождение и являются как ультраметаморфическими, так и метасоматическими образованиями.

Мигматит-гранитовая формация. Гранитам и мигматитам этой формации, относимым ранее к группе архейских микроклиновых гранитов (II группа), посвящена обширная литература [20, 451, 438, 351, 355, 509, 511, 512, 514]. Значительная часть гранитоидов этой группы относится сейчас к протерозою.

Формация представлена ассоциацией плагиомикроклиновых гранитов, мигматитов, аплитов и пегматитов; эти породы развиты в районах Беломорья и в фундаменте карелид Карелии и Кольского полуострова. Их возраст составляет 2800—2600 млн. лет [99]. В Беломорье породы мигматит-гранитовой формации слагают небольшие залежи и жиллообразные тела, приуроченные к ядерным частям куполовидных структур. В других районах Карелии и Кольского полуострова они образуют мигматит-плутоны, местами переходящие в диапир-плутоны (восточное побережье Онежского озера, Шомбозерский синклиниорий, Мурманско-Йоканьгский массив, Рамозеро, оз. Чудзъявр). Переходы между гранитами и гнейсами осуществляются через промежуточную зону теневых и полосчатых мигматитов. Мощность зон мигматизации иногда превышает размеры гранитных тел. Главными породообразующими минералами пород формации являются альбит-олигоклаз, микроклин или микроклин-пертит, кварц, биотит, реже амфибол. Акцессорные минералы — циркон, рутил, сфен, апатит, ортит, монацит, редко флюорит. Граниты обладают гипидиоморфнозернистыми или blastогранитовыми структурами, гнейсовидными и массивными текстурами.

Формирование гранитов и мигматитов происходило в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и связано, согласно К. А. Шуркину, с кристаллизацией остаточных анатектических расплавов, сохранившихся от предшествующего этапа ультраметаморфизма. По мнению ряда исследователей, образование гранитоидов осуществлялось на средних глубинах.

Габбро-диабазовая формация. Габбро-диабазовая формация объединяет интрузии, выделенные К. А. Шуркиным [514] в качестве архейской формации позднеорогенных основных пород или поздних друзитов. Породы этой формации широко развиты в районах Беломорья, где они прорывают ранние друзиты, породы мигматит-плагиогранитовой формации и имеют сложные взаимоотношения с архейскими плагиомикроклиновыми гранитами, чередуясь с ними во времени. Возраст поздних друзитов 2030—1920 млн. лет [514].

Габбро-диабазовая формация представлена многочисленными (тысячи) трещинными телами основных и ультраосновных пород. Морфологически они представляют собой дайки, редко штоки, размещение которых определяется зонами разломов преимущественно северо-западного простирания.

В состав формации входит комагматическая серия перидотитов, габбро-диабазов и габбро-порфиритов. Главными породообразующими минералами являются оливин, моноклинный и ромбический пироксен и

плаггиоклаза, второстепенными — гранат, шпинель, магнетит. Структура пород гипидиоморфнозернистая, офитовая; друзитовая структура имеет место, но выражена хуже, чем в породах перидотит-габбро-лабрадоритовой формации. Метаморфические преобразования пород габбро-диабазовой формации выражены главным образом в амфиболитизации.

ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Своеобразие протогеосинклинального структурно-формационного комплекса заключается в появлении геологических формаций первичных геосинклинальных прогибов и возникновении структурно-фациальной зональности, обусловленной формированием блоков земной коры с различной тенденцией геологического развития. В составе комплекса участвуют ряды ранне- и среднепротерозойских формаций. Раннепротерозойские протогеосинклинальные образования развиты в пределах Карельской и Кольской зон карелид, среднепротерозойские — на территории Восточно-Финляндской зоны. Наиболее типичной для этой эпохи является джеспилитовая диабаз-сланцево-порфиновая формация. Наряду с ней в составе комплекса присутствуют кератофир-спилитовая с колчеданным оруденением, песчанико-аргиллитовая и порфир-диабазовая формации (см. рис. 20).

Метаморфизм раннепротерозойских образований соответствует амфиболитовой, в локальных зонах гранулитовой и зеленосланцевой фациям, обнаруживает метаморфическую зональность. Ультраметаморфические преобразования пород проявлены интенсивно, но не имеют повсеместного распространения.

Раннепротерозойский магматизм характеризуется направленным развитием от основного к кислому. Базиты и гипербазиты принадлежат к нормальному известково-щелочному ряду (габбро-гипербазитовая формация) и к ряду с анортзитовой тенденцией дифференциации (габбро-анортзитовая формация). Среди гранитоидов широко развиты ультраметаморфические разновидности. В отличие от архейского комплекса появляются интрузивные чарнокиты; одинаково развиты существенно натриевые гранитоиды (гранодиорит-плаггиогранитовая формация) и аллохтонные калиевые граниты, которые относятся к заключительным стадиям развития комплекса (мигматит-гранитовая формация и формация микропегматитовых гранитов).

Среднепротерозойские протогеосинклинальные образования представлены песчанико-аргиллитовой формацией Ладожского прогиба. Степень ее метаморфизма меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой и гранулитовой фаций. Среднепротерозойский протогеосинклинальный магматизм характеризуется последовательным формированием интрузий габбро-гранодиоритовой, мигматит-плаггиогранитовой и мигматит-гранитовой формаций.

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Джеспилитовая сланцево-порфир-диабазовая формация. Формация, распространенная в Карелии и на Кольском полуострове, делится на две подформации: джеспилитовую сланцево-диабазовую, и джеспилитовую сланцево-лептит-порфиновую.

Джеспилитовая сланцево-диабазовая подформация распространена в раннепротерозойских синклинорных зонах Кольского полуострова и Западной Карелии (Имандра-Варзугский, Печенгский, Северо-Коль-

ский, Лапландский синклинии, локальные синклиналильные структуры в Карелии). Подформация объединяет метаморфические породы, относимые в большей части к тундровой серии Кольского полуострова, которые подразделены на ряд свит (лявнозерская, солнцегубская, полмас, пялочная, карека, вороньезерская, пезозерская, хедозерская), а также верхи верхней толщи кольской серии. Возраст пород перечисленных подразделений составляет 2800—2200 млн. лет [99].

От архейских образований подформация отделена региональным угловым и стратиграфическим несогласием. Ее верхняя граница устанавливается по изменению состава вулканогенно-осадочных пород. Состав подформации определяется ассоциацией метаморфизованных полевошпатовых амфиболитов и амфиболовых гнейсов (80—85% разреза) и кварцитов (10% разреза) с амфибол-магнетитовыми сланцами и магнетитовыми кварцитами.

В основании разреза местами залегают биотит-амфиболовые гнейсы и мусковитовые кварциты с базальными слоями конгломератов. Общая мощность подформации составляет 500—800 м. Мощность отдельных пластов варьирует от 15—40 до 100—150 м.

Минеральные парагенезисы в амфиболитах: амфибол — плагиоклаз — гранат; в гнейсах: плагиоклаз — биотит — амфибол — кварц — гранат — ставролит, акцессорные — магнетит и титаномагнетит. Характерны биотит, эпидот и хлорит, связанные с процессами диафтореза. Конгломераты содержат гальки гнейсов, гранитов.

Метаморфизм пород соответствует амфиболитовой, реже гранулитовой фациям. В порфиробластических амфиболитах и гнейсах фиксируется ритмичная слоистость и реликты псаммитовых структур, в массивных амфиболитах — признаки диабазовой структуры и миндалекаменной текстуры, что свидетельствует о вулканогенно-осадочном происхождении пород подформации.

Джеспилитовая сланцево-лептит-порфиновая подформация объединяет породы гимольской серии, лебяжинской, арваренчской, вороньезерской и кислוגубской свит, а также свит ириней вараки и магнетитовой вараки; возможно отнесение к ней колвицкой, плоскотундровской и порьегубской толщ. Метаморфические толщи рассматриваемой подформации локализуются в раннепротерозойских синклинирных зонах (Западно-Карельской, Северо-Карельской, Имандра-Варгужской, Лапландской). Нижняя граница подформации определяется по признакам углового несогласия между породами гимольской серии и архейскими гнейсами и гранитами и по согласному залеганию арваренчской и лебяжинской свит на породах более ранней джеспилитовой диабазовой подформации. Возраст пород 2500—2200 млн. лет [99]. Верхняя граница подформации фиксируется угловым несогласием и изменением состава вулканогенно-осадочных отложений.

Для подформации характерна ассоциация порфироидов (лептитов, кварцевых порфиров, диоритовых порфиритов) с биотитовыми, биотит-амфиболовыми, гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми парагнейсами и магнетитовыми кварцитами. Подчиненное значение имеют амфиболиты, графитистые, сульфидсодержащие сланцы, конгломераты и редкие линзы известняков. Для этой подформации еще более характерна первично-фациальная изменчивость отложений в различных синклинирных зонах, выраженная в изменении ассоциаций главнейших типов пород и относительной роли магнетитовых кварцитов. Магнетитовые кварциты преобладают по имеющимся данным в породах гимольской серии (5—25% разреза), где находятся в ассоциации с гнейсами и сланцами (50—70% разреза) и порфироидами (7—35% разреза). Роль железистых пород в других разрезах подформации не оценена. Интерес представляют области развития лебяжинской, арваренчской и других свит в восточной части Кольского полуострова.

Общая мощность подформации достигает 1500 м.

Минеральные парагенезисы в гнейсах и порфироидах: плагиоклаз — кварц — биотит — амфибол — гранат; присутствуют кианит, графит и сульфиды. Из аксессуарных минералов характерны турмалин, меньше рутил, апатит, циркон, ортит, сфен; в магнетитовых и амфибол-магнетитовых кварцитах — магнетит, гематит, амфибол, кварц. Для них характерна тонкополосчатая текстура.

Метаморфизм пород отвечает амфиболитовой и гранулитовой фациям [417].

Осадочное происхождение гнейсов определяется по реликтам псаммитовых структур и признакам ритмичной слоистости; вулканогенная природа порфиридов — по четкой сохранности порфириковых структур. Накопление железа в кварцитах, углеродистого вещества в гнейсах и образование сульфидов связываются с вулканической деятельностью и накоплением осадков.

Кератофир-спилитовая формация. К формации отнесены метаморфические породы парандовской, идельской, бергаульской, хаутоварской, ялонварской, витегубской и условно верхней панореченской, первой и второй рижгубской и первой сейдореченской свит, развитые в Западно- и Восточно-Карельской синклинорных зонах и в Имандра-Варзугском синклинории. Их возраст составляет 2500—2100 млн. лет [99]. Нижняя граница формации фиксируется по угловому и стратиграфическому несогласию парандовской, бергаульской, хаутоварской и других свит с гнейсами и гранитами архея и согласно налеганию ряда свит на породы джеспилитовой формации (в частности на пезозерскую, арваренскую и кислогубскую свиты). Верхняя граница формации определяется несогласными взаимоотношениями с отложениями среднего протерозоя.

Для формации характерна ассоциация микросланцев (кварц-хлоритовых, серицит-хлоритовых, серицит-кварцевых, графит-серицит-кварцевых) и кварцитов с кератофирами и спилитами. Филлиты и микросланцы составляют 60—70% разреза, кератофиры — 5—15%, спилиты — 20—30%. В синклинорных зонах, развитых на Кольском полуострове, относительно преобладают спилиты. Характерной особенностью формации является нахождение в ее составе залежей пирит-пирротиновых руд. Общая мощность формации достигает 1000—1500 м; мощность отдельных пластов колеблется от 1—2 до 100 м.

Степень метаморфизма пород соответствует амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. Минеральные парагенезисы в сланцах: кварц — амфибол — биотит — плагиоклаз; характерны карбонат, хлорит, эпидот, цоизит, серицит. Аксессуарные минералы — апатит, турмалин, сфен. Графитистые сланцы содержат углистое вещество. В спилитах и кератофирах широко развиты альбит, кварц, актинолит, биотит, хлорит, эпидот. В сланцах отмечаются реликты пелитовой и миндалекаменной структуры, в спилитах — микробластоофитовой структуры и псаммитовой структуры, в кератофирах — бластопорфировой структуры с фельзитовой основной тканью. Осадконакопление происходило в сравнительно крупных линейно-вытянутых прогибах, частью унаследованных от более древних прогибов раннепротерозойской протогеосинклинали, частью заложенных на архейском основании.

Песчаник-аргиллитовая формация. Формация представлена червуртской, выхуртской, порос, условно солдатмылковской и хизоварской свитами, породы которых выполняют узкий прогиб в северной части Кейвского синклинория и в небольшом объеме развиты в Восточно-Карельской синклинорной зоне. Возраст составляет 2600—2400 млн. лет [99]. В Кейвском синклинории и в подзоне р. Вороньей-Поросозеро породы формации залегают на коре выветривания джеспилитовой сланцево-лептит-порфировой подформации и перекрываются отложениями

песчовотундрового комплекса; метаморфические образования хизоварской свиты ограничены разломами. Общая мощность формации — 1500—2000 м.

Для формации характерна ассоциация мусковит-гранатовых, биотит-гранатовых, кианитовых с графитом, кианит-ставролитовых и ставролит-гранатовых сланцев (50—60% разреза) с двуслюдяными кварцевыми сланцами (5—15% разреза), песчаниками, конгломератами и амфиболитами (25—30% разреза). Минеральные парагенезисы в сланцах и гнейсах: кварц — гранат — ставролит — кианит — мусковит, редко плагиоклаз — биотит; в переменных количествах присутствуют углистое вещество и сульфиды (пирит и пирротин). Акцессорные минералы — рутил, ильменит, хлорит и эпидот — связаны с процессами диафтореза. Метаморфизм пород соответствует амфиболитовой фации.

Сланцы, гнейсы и кварциты содержат реликты псаммитовой структуры и слоистой текстуры, амфиболиты — реликты вулканических структур и текстур. Химический и минеральный состав метаморфизованных осадочных образований позволяет связывать их в отдельных случаях с изменением каолиновой коры выветривания. Не исключено, что в составе формации могут быть обнаружены бокситоносные породы.

Порфир-диабазовая формация. Формация объединяет породы тунгудской, панаярвинской, большеозерской, возможно, сондальской, кожозерской и сейдореченской свит, развитых в синклинорных зонах Карелии и Кольского полуострова. Их возраст 2000—1900 млн. лет [59]. Нижняя граница формации устанавливается по несогласному залеганию порфир-диабазовых толщ на более древних архейских и нижнепротерозойских породах. Верхняя граница определяется крупным стратиграфическим перерывом и исчезновением в разрезе кислых вулканических пород.

Для формации характерна ассоциация метадиабазов и метапорфириров (60—70% разреза) с порфирами (10—15% разреза). В ее основании залегает базальная пачка аркозов, кварцитов, биотит-кварцевых сланцев и конгломератов (низы панаярвинской и кожозерской свит, надвоицкая свита). Общая мощность формации 600—1100 м. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой, иногда в амфиболитовой фациях. В составе осадочных пород главную роль играет кварц и редко полевые шпаты, карбонат, серицит. Основные вулканические породы состоят преимущественно из олигоклаз-альбита и актинолита; порфиры — из кварца, плагиоклаза, биотита, хлорита и эпидота. Акцессорные минералы — апатит, турмалин, сфен, циркон, рутил, магнетит. Химический состав метадиабазов и порфириров свидетельствует о принадлежности их к породам диабазового, а не спилит-кератофирового ряда [121]. Кварциты и сланцы содержат реликты псаммитовых структур, имеются признаки косо́й слоистости, для диабазов и порфириров типичны вулканические структуры и текстуры.

Песчаник-аргиллитовая формация. Формация представлена отложениями сортавальской и ладожской серий, развитыми в Восточно-Финляндской синклинорной зоне. Их возраст составляет 1700—1950 млн. лет [99]. Породы формации с угловым несогласием залегают на архейских гранитах и гнейсах и имеют на севере тектонический контакт с протерозойскими толщами. Верхняя граница формации фиксируется по несогласному налеганию на породы ладожской серии рифейских отложений.

Состав формации определяется ассоциацией кварц-биотитовых сланцев с биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и кварцитами. Мощность ее 3,5—4 км. В основании формации залегает толща амфиболитов с горизонтами графитовых и сульфидсодержащих сланцев и карбонатных пород мощностью первые сотни метров. Метаморфизм рассматриваемых отложений изменяется от зеленосланцевой фации на

северо-востоке до амфиболитовой и гранулитовой фации на юго-западе, в связи с чем стратифицированные сланцы Северного Приладожья в Западном Приладожье переходят в интенсивно мигматизированные биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с подчиненными кордиеритовыми и графитсодержащими разностями. То же наблюдается в Финляндии [522].

Минеральные парагенезисы в сланцах: биотит — кварц — плагиоклаз, реже андалузит — ставролит — гранат; присутствуют мусковит, хлорит, эпидот, графитистое вещество. Акцессорные минералы — циркон, монацит, апатит, рутил, сфен; в гнейсах: плагиоклаз — кварц — биотит — роговая обманка, реже пироксен — гранат — кордиерит. Сланцы и гнейсы характеризуются ритмичной слоистостью и наличием реликтов псаммитовой и пелитовой структур, амфиболиты — пара- и ортопороды.

Ультраметаморфические и интрузивные формации

Габбро-гипербазитовая формация. Формация включает интрузии ультраосновных и основных пород, относимых к хюрсюльскому, кейвскому комплексам, и ряд массивов в северо-западной части Кольского полуострова (тундры Подвыд, Кеулик, Кенигерим, Тольпвыд и др.). Породы формации имеют эруптивные контакты с архейскими и раннепротерозойскими образованиями и испытывают метаморфическое воздействие раннепротерозойских гранитоидов. Возраст их 2500 млн. лет [229], а по единичным определениям 3570—1758 млн. лет. Интрузии локализируются в пределах раннепротерозойских прогибов, а также по их периферии в породах фундамента и представляют собой трещинные, межпластовые и межформационные залежи, круто- и пологопадающие, длиной до 10 км при мощности десятки и сотни метров, однофазные, иногда расчлененные (массивы Хюрсюля, Гайколя и др.). В размещении интрузий сказывается четкая их связь с зонами глубинных разломов.

Состав формации представлен ассоциацией оливинитов, перидотитов, пироксенитов, габбро, габбро-норитов, габбро-амфиболитов и диоритов. Главными породообразующими минералами гипербазитов являются оливин, моноклинный пироксен, андезин; габбро, габбро-норитов и габбро-амфиболитов — пироксен, амфибол и андезин. Широко развиты серпентин, иддингсит, тремолит, актинолит, тальк, карбонат, хлорит. Структура пород чешуйчатая, волокнистая или петельчатая с реликтами панидиоморфной, пойкилитовой, бластогаббро-офитовой. В одних интрузиях имеются признаки титаномагнетитового, в других — сульфидно-никелевого оруденения. По петрологическим признакам формация может быть отнесена к соскладчатым интрузиям средних глубин, связанным с ранними разрывными дислокациями.

Чарнокитовая формация. Комплекс раннепротерозойских чарнокитов выделен в 1964—1969 гг. Ю. Д. Пушкаревым, К. А. Шуркиным, В. А. Шемякиным и другими. Согласно этим исследователям, комплекс включает серию интрузивных тел в области сочленения беломорид и карелид (Топозерский, Кундозерские, Вичанские, Нарвозерский, Валареченский, Кемско-Витозерский массивы).

К рассматриваемой формации отнесены чарнокиты, слагающие Нарвозерский, Западный и Восточный Вичанские массивы и несколько небольших тел к западу от оз. Топозера. В остальных массивах породы сильно катаклазированы и превращены согласно К. А. Шуркину и другим в бластомилониты, что затрудняет определение их формационной принадлежности. Возраст чарнокитов, по Ю. Д. Пушкареву [373],

2500±50 млн. лет, по А. П. Виноградову и А. И. Тугаринову — 2420±50 млн. лет [68].

Интрузии чарнокитов представляют собой штоки размером 10—12 км². В состав формации входят однородные гиперстеновые гранодиориты и граниты и единичные жилы аплитов и пегматитов. Чарнокиты состоят из андезина, высокомоного ортоклаза, кварца, гиперстена, диопсид-геденбергита, роговой обманки, биотита и магнетита. Акцессорные минералы — апатит, гранат, циркон, сфен. Структура гипидиоморфнозернистая. В периферических частях Восточно-Вичанского и Нарвозерского массивов развиты эруптивные брекчии, в чарнокитах присутствуют ксенолиты архейских и нижнепротерозойских пород. По мнению К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова, чарнокиты являются производными магмы, возникшей близ границы гранулитобазитового и гранитного слоев.

Габбро-анортозитовая формация. Габбро-анортозитовая формация, соответствующая комплексу габбро-лабрадоритов-анортозитов, по К. А. Шуркину и Ф. П. Митрофанову [516], включает интрузии волчегундровского комплекса и района Кейвского синклинория, расположенные в связи с глубинными разломами. Возраст пород формации 2800—2500 млн. лет [167, 386]. В составе формации насчитывается несколько десятков массивов, представляющих собой однофазные, ритмичнодифференцированные, реже недифференцированные тела пластовой, лакколитоподобной и лополитоподобной формы (массивы Главного хребта, Волчьих, Федорова, Монче, Панских, Чуна тундр, р. Цаги и др.). Размеры их варьируют от 1—2 до 20—50 км в поперечнике при мощности от нескольких десятков метров до 2—5 км.

Формация включает габбро-нориты, габбро-лабрадориты и анортозиты, сложно переслаивающиеся в пологозалегающих интрузиях. Габбро-нориты состоят из лабрадора, гиперстена (реже бронзита), диаллага или авгита; в лабрадоритах преобладает лабрадор-битовнит. Акцессорные минералы — магнетит, титаномагнетит, апатит, пирит, пирротин, халькопирит. Характерны актинолит, биотит, хлорит и эпидот, связанные с процессами метаморфизма и диафореза. Структура пород габбровая, панидиоморфнозернистая, офитовая и гипидиоморфнозернистая. Мелкозернистые габбро-нориты и нориты массива Федорова тундра содержат вкрапленность никеленосных сульфидов. Металлогеническая специализация формации определяется титаном и железом. Становление массивов происходило на средних глубинах, о чем свидетельствует хорошая первичная расслоенность большинства интрузий.

Гранодиорит-плагиогранитовая формация. Формация включает гранитоиды таваярвинского и хаутоварского комплексов [516]. Породы формации метаморфизуют сланцы и гнейсы джеспилитовой и кератофир-спилитовой формаций и перекрываются отложениями порфирдиабазовой формации. Возраст гранитоидов 2300—2100 млн. лет [229]. Областью их развития являются Западно- и Восточно-Карельская синклинорные зоны, где они образуют обширные поля мигматитов и мигматит-плутоны (Таваярвинский), а также мелкие массивы интрузивного облика (Панозерский, Устьволомский). Единичные небольшие массивы известны в пределах Мурманского блока. Характерной чертой массивов является их гармоничность, конформность и конкордантность по отношению к вмещающим породам, реже они контролируются разрывными нарушениями.

Формация включает кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты, связанные постепенными переходами с кварцевыми габбро-диоритами и габбро, а также дайки кварцевых диоритов, плагиогранитпорфиритов, плагиоаплитов и плагиопорфиритов. Главными минералами гранитоидов являются олигоклаз-андезин, кварц, биотит, роговая обманка. Акцессорные минералы — сфен, апатит, пирит, магнетит, тита-

номагнетит, циркон, рутил, ортит. Структура пород гранобластовая, порфиробластовая, гипидиоморфнозернистая, порфиرويدная. Генезис гранитоидов этой формации связывается К. О. Кратцем и др. [93, 229] с процессами метасоматоза и селективного плавления. По мнению К. А. Шуркина и Ю. Д. Пушкарева, образование гранитоидов находится в связи с привнесением натрия из глубинных, (базальтовых) магматических очагов.

Мигматит-гранитовая формация. Формация объединяет породы гимольского и понойского комплексов, которые метаморфизуют раннепротерозойские толщи и перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями среднего протерозоя. Возраст гранитоидов 2780—2200 млн. лет [229]. Граниты и мигматиты развиты в раннепротерозойских прогибах, преимущественно в областях их сочленения с блоковыми поднятиями архея, а также в периферических частях Беломорского района. Они образуют мигматит-плутоны, диапир-плутоны, штоки, дайки и трещинные интрузии, количество которых достигает десятков тысяч. Наиболее крупными из них (10—100 до 600 км²) являются Понойский, Печенгский, Пяозерский, Южно-Шомбозерский, Куйтозерский, Идельский, Ондозерский, Южно-Гимольский мигматит-плутоны, Соколозерский, Ириногорский, Шомбозерский и другие массивы, приуроченные к ядрам антиклинальных структур. Существенную роль в распределении гранитных массивов играют разломы. В составе формации участвуют порфиробластические микроклиновые гранодиориты, плагиомикроклиновые граниты и мигматиты, лейкократовые граниты, гранит-аплиты, аплиты и пегматиты.

Минеральный состав гранитоидов определяется микроклином, кварцем, биотитом, редко амфиболом. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, сфен, циркон, рутил, флюорит, местами галенит, халькопирит, молибденит, торит, монацит, ксенотим. Структура пород порфиробластическая, гранобластовая, лепидогранобластовая; текстуры — массивная, полосчатая и гнейсовидная.

С гранитоидами связаны рудопроявления молибдена, свинца, цинка, проявления золота, а также пегматиты с редкометальной минерализацией. Образование гранитов связывается с интрузивно-анатектическими процессами, при существенной роли кремне-калиевого метасоматоза.

Формация микропегматитовых гранитов. К формации относится комплекс Нуорунен, представленный единичными трещинными интрузиями в северной части Северо-Карельского антиклинорного поднятия и прилежащих районах Финляндии (Нуорунен, Корманка). Массивы, имеющие площадь 20—25 км², локализуются в связи с разломами в складчатых толщах архея и секутся дайками среднепротерозойских габбро-норитов [35]. Возраст микропегматитовых гранитов по калий-аргоновому отношению 1830—1800 млн. лет. Не исключена возможность комагматичной связи этих гранитов с порфирами раннепротерозойской порфир-диабазовой формации.

Формация представлена микропегматитовыми калиевыми гранитами, дайками микропегматитовых гранит-порфиров и кварцевых фельзит-порфиров. Главными минералами этих пород являются кварц, ортоклаз, нерешетчатый микроклин, альбит-олигоклаз, биотит, реже роговая обманка. Акцессорные минералы — сфен, флюорит, циркон, апатит, турмалин, ортит, магнетит; встречаются молибденит, шеелит, сфалерит, галенит, пирит. Структура пород гипидиоморфнозернистая, повсеместно усложненная структурами прорастания, главным образом микропегматитовой. Геологическая позиция и строение интрузий комплекса Нуорунен свидетельствуют о формировании их на небольших глубинах.

Габбро-гранодиоритовая формация. Формация объединяет массивы ультраосновных и основных пород, развитые в пределах Восточно-Фин-

ляндской синклинойной зоны. Массивы, площадь которых составляет 10—70 км², относятся к интрузиям трещинного и субконцентрического типа, в размещении которых главную роль играют разломы. Формация представлена комагматической серией перидотитов, пироксенитов, габбро, габбро-норитов, габбро-диоритов, мангеритов, гранодиоритов, а также дайками габбро-диоритов, габбро-диорит-аплитов, гранодиоритов, сиенитов.

Минеральный состав этих пород определяется лабрадором, гиперстеном, диопсид-геденбергитом, биотитом, амфиболом. Акцессорные минералы — апатит, сфен, сульфиды, магнетит. Структура у перидотитов и пироксенитов гипидиоморфнозернистая и панидиоморфнозернистая, у габбро — габбровая и габбро-офитовая, у гранитоидов — порфировидная, гипидиоморфнозернистая.

Мигматит-плагиогранитовая формация. Формация объединяет умеренно кислые гранитоиды в Восточно-Финляндской синклинойной зоне. Гранитоиды этой формации мигматизируют отложения ладожской серии и подвергаются воздействию более молодых микроклиновых гранитов; возраст их — 1900—1800 млн. лет. Формация представлена обширными полями мигматитов среди пород ладожской серии и рядом массивов (Приозерский — 100 км², Куркиекский — 50 км², Лакеваара — 20 км²). Массивы обычно конформные и конкордантные. Прямой их связи с разломами не наблюдается.

В состав формации входят кварцевые диориты, гиперстеновые породы типа эндербитов, плагиограниты, гранодиориты, кварцевые габбро-диориты, кварцевые габбро и дайки кварцевых диоритов, плагиогранит-порфиоров, плагиоаплитов и плагиопегматитов. Сложный минеральный состав их определяется андезином, кварцем, биотитом, роговой обманкой и гиперстеном. Акцессорные минералы — сфен, апатит, ортит, циркон, турмалин, пирит, магнетит, титаномagnetит. Структура пород гипидиоморфнозернистая, бластогранитовая, текстура — гнейсовидная и такситовая. Умеренно кислые гранитоиды имеют, по мнению Г. М. Саранчиной [390], палингенное происхождение. Общая мощность отложений ладожской серии позволяет считать, что формирование их происходило на средних глубинах.

Мигматит-гранитовая формация. К формации относится кирьяв-лахтинский комплекс микроклиновых гранитов, которые мигматизируют породы мигматит-плагиогранитовой формации и прорываются гранитами рапакиви. Возраст гранитов 1900—1800 млн. лет [229]. Граниты и мигматиты локализируются в центральных частях куполовидных структур Северного Приладожья, где они образуют полосчатые, теневые мигматиты, агматиты, мелкие штокообразные тела и жилы, и в Западном Приладожье, где ими сложены мигматитовые поля и ряд массивов штокообразной формы. Размещение массивов и мигматитовых полей контролируется разломами и куполовидными структурами [389].

Формация представлена однородными микроклиновыми гранитами, иногда переходящими в граносиениты, жилами мелкозернистых гранитов, аплитов и пегматитов. Главные минералы этих пород — кварц, микроклин, олигоклаз, биотит. Акцессорные минералы — апатит, циркон, монацит, магнетит, флюорит, турмалин, сфен. Первичная структура пород гипидиоморфнозернистая; местами она затушевана явлениями бластеза и милонитизации.

ПРОТООРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Протоорогенный структурно-формационный комплекс характеризуется рядом специфических черт, присущих среднепротерозойским образованиям мира. Его отличительной особенностью является развитие золотоносных кварцевых конгломератов и кварцито-песчаников, сме-

няющихся выше по разрезу карбонатными толщами со строматолитами. Эти отложения повсеместно ассоциируют с основными вулканическими образованиями основного состава кварцит-доломит-диабазовой формации. Для восточной части Балтийского щита характерна также диабаз-пикрит-порфиритовая формация. Формационный ряд венчается полимиктовыми и красноцветными кварцевыми песчаниками (алевролит-песчаниковая формация). Метаморфизм пород среднего протерозоя отвечает зеленосланцевой фации. Магматические образования относятся к ряду габбровых формаций, представленных известково-щелочными ассоциациями пород (габбро-диабазовая, габбро-пироксенит-дуни-товая, перидотит-пироксенит-габбровая). В конце среднего протерозоя появляется формация щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов. Формации гранитов рапакиви и щелочногранитовая относятся к интрузиям трещинного типа и образуются в заключительные стадии развития протоорогенного режима (см. рис. 20).

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Кварцит-доломит-диабазовая формация. Формация, объединяющая породы сегозерской, онежской и сариолийской серий среднего протерозоя, подразделяется на две подформации: кварцит-диабазовую и доломит-сланцево-диабазовую.

а. Кварцит-диабазовая подформация объединяет отложения сариолийской серии, янгозерской, летнеозерской, южнопанаярвинской, полисарской, понойской, трехостровской свит, а также свит луостари первой и второй. Их возраст 1950—1700 млн. лет [99, 386]. Породы подформации слагают приразломные грабен-синклинали и наложенные мульды, приуроченные к раннепротерозойским синклинорным зонам (Восточно-Карельской, Западно-Карельской, Имандра-Варзугской и др.), где они перекрывают с угловым несогласием и с корой выветривания в основании складчатые толщи раннего протерозоя и архея. Верхняя граница подформации определяется появлением в разрезе карбонатно-сланцевых отложений.

Ассоциация пород характеризуется сочетанием кварцитов, серицит-кварцевых, биотит-кварцевых сланцев, кварцевых конгломератов и гравелитов с диабазами и порфиритами. В основании разреза залегают полимиктовые конгломераты сариолийской серии, имеющие молассоидный характер. Общая мощность подформации достигает 1600 м; мощность отдельных горизонтов — от долей метра до 20—100 м. Диабазы составляют от 20—30 и до 40—50% разреза. Соотношение кварцевых конгломератов, кварцитов и сланцев колеблется в широких пределах.

Для подформации характерно ритмичное строение; нижние части ритмов сложены конгломератами и гравелитами, верхние — кварцитами и сланцами, к границам между ритмами приурочены покровы диабазов. В кварцитах хорошо выражена косая слоистость и знаки волновой ряби. Кварциты содержат до 10% серицита, мусковита и биотита, иногда микроклина и плагиоклаза. Акцессорные минералы — сфен, циркон, рутил. Кварцевые конгломераты обычно мелкогалечные. Метадиабазы состоят из альбита, актинолита, редко кварца, биотита, хлорита, эпидота, биотита. Акцессорные минералы — сфен, турмалин, апатит, циркон, рутил, ортит, магнетит. Особенности кварцитов свидетельствуют об их осадочном происхождении и принадлежности к мелководно-морским и дельтовым отложениям.

б. Доломит-сланцево-диабазовая подформация объединяет отложения заонежской, туломозерской, соваярвинской, пюхьярвинской, хосиварской, песцово-тундровой, салмиярвинской, титанских, умбинских,

варзугских свит и свиты луостари. Возраст этих пород от 1950—1700 [17] до 2000 млн. лет [386] (по данным Л. И. Салопа, 2300 ± 120 млн. лет).

В Карелии отложения рассматриваемой формации слагают Туломозерскую мульду, Онежский и Куоляярвинский синклинории, а на Кольском полуострове локализуются в пределах Печенгского и Имандра-Варзугского синклинориев; местами они залегают на раннепротерозойских толщах стратиграфически несогласно с корой выветривания в основании. Верхняя граница подформации фиксируется по исчезновению в разрезе прослоев карбонатных пород. Ассоциация пород представлена карбонатными отложениями (известняки, доломиты, мергели), глинистыми кремнистыми и шунгитовыми сланцами, кварцито-песчаниками и вулканогенными образованиями (диабазами и порфиритами).

Общая мощность подформации 1000—1600 м. Мощности слоев колеблются от 1—6 до 10—15 м. Вулканические породы составляют от 50 до 80—90% ее объема.

Осадочные и вулканогенные породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Минеральные парагенезисы осадочных пород — кальцит, доломит (60—100% в известняках и доломитах), кварц, тальк, хлорит, глинистые частицы, чешуйки серицита, шунгит (60—70% в шунгитовых сланцах). Акцессорные минералы — турмалин, монацит, циркон, сфен, апатит. В диабазовых и порфиритовых породах появляются хлорит, эпидотовые минералы, кальцит. В карбонатных породах присутствуют строматолиты.

Диабаз-пикрит-порфиритовая формация. В качестве диабаз-пикрит-порфиритовой формации выделены свиты суйсарская, падосская, бесовецкая, Ветреного Пояса, ламмас и порьиташ, распространенные в Южной Карелии, в синклинориях Онежском и Ветреного Пояса, и на северо-западе Кольского полуострова в Печенгском синклинории. Возраст пород от 1950—1700 до 2000 млн. лет [99, 386]. Нижняя граница формации характеризуется постепенными переходами к породам нижней доломит-сланцево-диабазовой подформации; верхняя граница устанавливается по несогласному налеганию на кору выветривания бесовецкой свиты более молодых песчаников.

В составе формации участвуют эффузивные диабазы, диабазовые и пикритовые порфириды, шаровые лавы, туфы и агломераты. В нижней части разреза присутствуют алевроит-глинистые, туфогенные сланцы и туффиты; в верхней части — конгломераты, туфопесчаники и туфосланцы. Общая мощность формации — 700—1000 м. Вулканогенные образования слагают до 80% ее объема. Мощность отдельных слоев порфиритов, диабазов и сланцев колеблется от 2—3 до 10—25 м. Метаморфизм пород отвечает фации зеленых сланцев.

В составе диабазов и порфиритов участвуют альбитизированный плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, широко развиты хлорит, кальцит, цоизит, в некоторых разностях встречается оливин, почти полностью замещенный антигоритом, иногда карбонатом и кварцем. Отложение вулканогенных толщ происходило в условиях мелководных морских бассейнов, о чем свидетельствует наличие в составе основных вулканических шаровых лав.

Алевролит-песчаниковая формация. Формация объединяет петрозаводскую и шокшинскую свиты, распространенные в Западно-Онежской мульде и залегающие с перерывом и угловым несогласием на отложениях диабаз-пикрит-порфиритовой формации; верхняя граница рассматриваемых отложений определяется несогласными взаимоотношениями с отложениями венда. Их возраст 1990—1730 млн. лет [68, 357].

Состав формации характеризуется ассоциацией кварцито-песчаников с алевролитами, аргиллитами, меньше конгломератами; в нижней части развиты сероцветные песчаники с прослоями алевролитов и конг-

ломератов, в верхах — красноцветные песчаники и алевролиты с прослоями конгломератов. В песчаниках фиксируется грубая и тонкая горизонтальная, иногда косая слоистость, их общая мощность 1600 м.

Состав осадочных пород: кварц и обломки нижележащих сланцев и эффузивов. Аксессуары минералы — циркон, рутил, анатаз, апатит, иногда турмалин, монацит. Отложения претерпели эпигенетические изменения. По Л. П. Галдобиной и Е. М. Михайлюк [80] они представляют собой прибрежные и бассейновые фации.

Интрузивные формации

Габбро-диабазовая формация. Формация включает печенгский, сегозерский, пудожгорско-койкарский и заонежский комплексы габброидов, распространенные в среднепротерозойских мульдах и грабен-синклиналях и в примыкающих к ним блоках архея и раннего протерозоя. Возраст этих пород 2000—1940 млн. лет [186]. Породы формации образуют многочисленные межпластовые залежи, силлы, дайки, лакколиты и штоки. Длина даек и силлов 6—10 км при мощности до 100—200 м, размеры штоков — 2—15 км². В размещении интрузий определяющую роль играют разрывные нарушения.

В состав формации входит комагматическая серия габбро-диабазов, габбро и лейкократовых габбро-диабазов. С лейкократовыми габбро-диабазами связаны метасоматические альбититы (карьялиты) и альбит-карбонатные жилы. Габбро и габбро-диабазы состоят из плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца. Аксессуары минералы — сфен, титаномагнетит, пирит, халькопирит, борнит, апатит. Структура пород диабазовая, габбро-офитовая, интерсертальная и пойкилоофитовая; текстура массивная, такситовая, шлировая и трахитоидная. Породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. С рассматриваемой формацией связаны титаномагнетитовые месторождения и медноколчеданная минерализация.

Габбро-пироксенит-дунитовая формация. Формация объединяет основные — ультраосновные породы суйсарского комплекса, развитые в пределах Онежского, Куоляярвинского синклиналиев и Ветреного Пояса. Породы формации прорывают отложения нижнего и среднего протерозоя; их возраст 2277—2074 млн. лет; отдельные определения показывают 1673—1703 млн. лет [78]. Морфологически это штоки, дайки и бескорневые линзообразные тела простого и слабо дифференцированного строения, размещение которых контролируется разрывными структурами.

В составе формации участвует комагматическая серия габбро, габбро-диабазов, оливиновых габбро- и габбро-норитов, пироксенитов, дунитов и апоперидотитовых серпентинитов. Главными минералами этих пород являются андезин-лабрадор, роговая обманка, ромбический и моноклинный пироксен, оливин, редко биотит. Аксессуары минералы — сфен, апатит, магнетит, пирит. Структура пород порфириовидная с габбро-офитовой, бластогаббровой, пан- и гипидиоморфиозернистой структурами основной массы; текстура массивная. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации; характерна серпентинизация. С гипербазитами Ветреного Пояса связано медно-никелевое оруденение. По А. В. Сеницыну, породы формации являются глыбовыми протрузиями. Дифференцированность массивов и тесная их связь с вулканическими породами (пикрит-базальтами) позволяют считать их интрузиями гипабиссального типа.

Перидотит-пироксенит-габбровая формация. Перидотит-пироксенит-габбровая никеленосная формация включает печенгский, мончегорский, олангский интрузивные комплексы, изучавшиеся широким кругом исследователей и описанные в многочисленных работах [155, 297, 312]. Гео-

логический возраст формации определяется на основании существования интрузивных контактов с осадочно-вулканогенными образованиями среднего протерозоя (печенгский и мончегорский комплексы). Интрузии олангского комплекса локализируются в архейских толщах, но связанные с ними дайки габбро-норитов прорывают массивы микропегматитовых гранитов (Нуорунен), что подтверждает наряду с другими признаками их среднепротерозойский возраст [35]. Возраст рассматриваемых пород 1800 млн. лет, единичные определения равные 3500 млн. лет, требуют анализа и объяснения [276]. Приведенные данные позволяют отнести интрузии перечисленных комплексов к одной формации, допуская возможность выделения двух подформаций, различающихся по уровням глубинности — перидотит-пироксенит-норитовой и перидотит-пироксенит-габбровой. Существуют и другие точки зрения. Э. Б. Наливкина и В. В. Жданов [297] выделяют две среднепротерозойские формации: перидотит-пироксенит-норитовую (Печенга) и перидотит-пироксенит-габбровую (Монча). Н. А. Волотовская и Ю. И. Рабинович относят олангский комплекс к нижнепротерозойской перидотит-пироксенит-норитовой формации, печенгский комплекс — к среднепротерозойской габбро-верлитовой формации, а мончегорский комплекс к среднепротерозойской перидотит-пироксенит-норитовой формации расслоенных интрузий.

Мончегорский комплекс включает массивы Волчетундры, Мончетундры и Чунатундры; печенгский комплекс — серию интрузий Печенгского синклинория и участков Нясюнки, Алааккаярви, Ловно; олангский комплекс — массивы Ципринга, Кивакка, Луккулайсвара и др. Массивы приурочены к зонам глубинных разломов, пересекающих архейские и протерозойские образования. Размеры массивов от 10 до 20—60 км² (Ципринга, Мончетундра). Массивы принадлежат к дискордантным интрузиям с независимой внутренней структурой, пластообразной и чашеобразной формы; массивы обычно расслоены: нижние горизонты сложены гипербазитами, а верхние — габброидами.

В состав формации входит комагматическая серия оливинитов, перидотитов, верлитов, пироксенитов, оливиновых габбро, габбро, габбро-норитов, норитов. Главными породообразующими минералами этих пород являются оливин, моноклинный и ромбический пироксен, лабрадор-битовнит. Акцессорные минералы — хромит, ильменит, сфен, апатит. Структура пород панидиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, петельчатая, габбровая. Характерной особенностью формации является металлогеническая специализация на никель и медь. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев.

Формация щелочных габброидов и сиенитов. Формация представлена елетьезерским комплексом основных и щелочных пород (массивы Гремяха-Вырмес и Елетьезеро), возраст которых отнесен к среднему протерозою на основании радиологических данных, показывающих 1930—1890 млн. лет по К—Аг-методу [68] и 1870 млн. лет по Th—U—Р-методу [10]. Многофазные интрузии этой формации приурочены к глубинному разлому и сложены, по А. А. Полканову [278, 354], габбро, габбро-норитами, перидотитами, пуласкитами, сиенитами (первой фазы), мельтейгитами, ийолитами, урритами, ювитами, малиньитами, фойяитами и щелочными сиенитами (второй фазы); гранитами и сиенитами (третьей фазы). Согласно А. А. Кухаренко [280], породы третьей фазы имеют самостоятельное значение. Дайковая фация представлена вогезитами, спессартитами, бостонитами, сиенит-порфирами, пегматитами. Главными минералами ультраосновных и основных разностей являются плагиоклаз, авгит, пижонит, гиперстен, оливин; щелочных пород — ортоклаз, ортоклаз-пертит, микроклин, альбит, нефелин, эгирин-авгит, щелочной амфибол, биотит [154]. Акцессорные минералы — апатит, тита-

номагнетит, сфен, флюорит, циркон, пирохлор. С формацией связано титаномагнетитовое и редкоземельное оруденение.

Формация щелочных гранитов. Формация включает кейвский и пинкельярский интрузивные комплексы. Возраст гранитов 1700—1600 млн. лет [516]. Областью распространения формации являются краевые части Кейвского синклиория, зона Воронья-Колмозерского разлома, контактовые зоны Колвицкого массива и разломы в западной части Кольского полуострова. Форма массивов пласто- и жилообразная, обусловленная характером вмещающих структур (разломы, межформационные поверхности), размеры колеблются от 2—8 до 90 км². Ассоциация пород представлена щелочными гранитами, граносиенитами, мигматитами, щелочными аплитами и пегматитами.

Граниты по составу арфведсонитовые и эгириновые; с кварцем, микроклином, кислым плагиоклазом; второстепенные минералы — гематит, биотит, гранат, энigmatит, астрофиллит, мусковит. Акцессорные минералы — циркон, флюорит, апатит, ортит, сфен, магнетит, ильменит, молибденит. Структура пород гранобластовая, гипидиоморфнозернистая, реже аллотриоморфнозернистая. В щелочных метасоматитах, окружающих массивы, развиты гастингсит, эгирин-авгит, микроклин и альбит.

Гранитовая формация. К формации относятся лицевский, умбинский и кузнеченский комплексы гранитоидов, которые включают массивы лице-, ара-, порьясгранитов, ряд сопутствующих мелких тел лейкократовых гранитов и порфириовидные граниты Турьего мыса. Возраст гранитов 1650 ± 20 млн. лет, т. е. они примерно синхронны с гранитами рапакиви. Некоторые исследователи (Р. З. Левковский, Н. Ф. Шинкарев) относят их к формации рапакиви. Массивы формации контролируются зонами крупных разломов. Размеры массивов от 1—2 до 170 км². Они относятся к постороженным гранитным диапир-плутонам.

Состав формации характеризуется комагматической серией кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагио-микроклиновых и микроклиновых гранитов, аплитов, кварцевых порфиров, пегматитов. Интрузии как простые, так и многофазные. Главными порообразующими минералами гранитов являются олигоклаз, микроклин, кварц, биотит, амфибол. Иногда наблюдаются переходы к граносиенитам и кварцевым сиенитам. Акцессорные минералы — ортит, сфен, ильменит, монацит, апатит, флюорит, молибденит, шеелит. Структура порфириовидная, порфириовидные выделения представлены микроклином. Наличие нескольких фаз, тесная связь с разломами, порфириовидные структуры позволяют считать рассматриваемые граниты магматическими образованиями небольших глубин.

Формация габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. В восточной части Балтийского щита к этой формации относятся Салминский, Улялегский, Выборгский массивы рапакиви. Они расположены в области сочленения Балтийского щита и Русской плиты [31, 61, 397, 390] и трассируют ослабленную зону субширотного простиранья, прорывая граниты кырьявалахтинского комплекса и перекрываясь верхнепротерозойскими отложениями. Возраст указанных гранитов составляет 1650—1420 млн. лет [475]*. Массивы отличаются пластинообразной формой и субгоризонтальным залеганием; размеры их составляют 3000 для Салминского, 18 000 для Выборгского и 600 км² для Улялегского массива.

Все массивы являются многофазными. Так, в Салминском массиве насчитывается 5 фаз [397], в Выборгском — 4 фазы [61]. Первые фазы представлены серией биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов, среди которых выделяются характерные овоидные (выборгиты) и безово-

* Формация может рассматриваться как связанная с процессами тектоно-магматической активизации средне-протерозойского возраста.

идные разности (питерлиты, среднезернистые граниты). Их главными минералами являются кварц, микроклин, плагиоклаз (андезин и альбит), биотит, роговая обманка. Акцессорные минералы — флюорит, циркон, ортит, монацит, анатаз, апатит. Глубинным бурением в южной части Салминского массива установлены габбро-нориты, лабрадориты, мондониты и мангериты, постепенно переходящие в рапакиви [507]. Последняя фаза рапакиви, по мнению Р. А. Хазова [475], представлена альбитовыми гранитами. Ж. Д. Никольская выделяет последнюю фазу в самостоятельный комплекс.

Альбитовые граниты образуют небольшие дайкообразные тела в западном экзоконтакте Салминского массива рапакиви. Сходные граниты обнаружены в восточной части Карташинского массива (р. Лижма). Аналогичными являются также граниты юов-оайвского комплекса, которые слагают массивы концентрически зональной формы [149]. Перечисленные граниты обладают сходными геолого-петрологическими и геохимическими чертами. Их главными минералами являются кислый плагиоклаз, микроклин, кварц, в небольших количествах биотит. Граниты альбитизированы и грейзенизированы. В альбитизированных разностях (апогранитах) присутствуют топаз, флюорит, ильменорутил; в грейзенах — молибденит, касситерит, вольфрамит, самородный висмут, халькопирит, галенит и сфалерит. Установлена металлогенетическая специализация альбитовых гранитов на ниобий, молибден, олово, вольфрам, висмут и др. С гранитами Питкярантского массива связывается оловянное орудование Питкярантского рудного поля.

Граниты рассматриваемой формации оказывают высокотемпературные контактовые воздействия на вмещающие породы. Их генезис является пока предметом дискуссии. Имеются сторонники как магматического, так и метасоматического их происхождения [443]. Представляется, однако, что магматический генезис рапакиви в настоящее время может считаться доказанным.

ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМЕННЫЕ

Структурно-формационный комплекс платформенного этапа и стадии тектоно-магматической активизации включает позднепротерозойские и эокембрийские образования. К нижним его членам относятся континентальные платформенные отложения, распространенные в Приладожье и на Терском берегу Белого моря (диабаз-песчаниковая формация). Более молодыми являются осадочные толщи, развитые на северо-западе Балтийского щита и включающие остатки строматолитов (алевролит-песчаниковая формация). Отложения венда распространены на юге щита (песчано-глинистая формация). Платформенный магматизм характеризуется развитием субвулканических интрузий основного состава (трапповая формация).

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Диабаз-песчаниковая формация. Формация включает приозерскую и салминскую свиты, довалдайские отложения Пашского прогиба и песчаники Терского берега Белого моря, выполняющие впадины на окраинах Балтийского щита и трансгрессивно залегающие на породах петрозаводской и шокшинской свит [318, 452]. Верхняя граница формации определяется по трансгрессивному налеганию с перерывом отложений валдайской серии венда. Возраст пород 1300—1100 [184] или 1450—1000 млн. лет [99]. Состав формации определяется ассоциацией кварцевых песчаников и туфопесчаников, филлитов, глинистых сланцев

и гравелитов с основными вулканогенными породами. Нижняя часть разреза представлена осадочными породами, верхняя — диабазовыми, андезито-базальтовыми и базальтовыми порфиритами, их туфами и туфопесчаниками. Вулканические образования составляют 40—70 объема формации, песчаники и туфопесчаники — 30—40, туффиты и гравелиты — до 10%. В основании формации залегает базальная пачка конгломератов и грубозернистых песчаников. Общая мощность формации 630 м (Пашский прогиб), мощность отдельных слоев — 1,5—15 м.

Песчаники и гравелиты сложены кварцем, туфогенным материалом, полевым шпатом. Порфириты, близкие к траппам, состоят из лабрадора, андезина, пироксена, изредка оливина. Акцессорные минералы — апатит, титаномагнетит, сфен, пирит, пирротин, халькопирит. Для осадочных пород характерна грубая и тонкая горизонтальная слоистость, иногда косая слоистость. Все осадки претерпели эпигенетические изменения.

Алевролит-песчаниковая формация. Алевролит-песчаниковая формация включает отложения кильдинской серии, залегающие на полуостровах Среднем, Рыбачьем и о. Кильдин. На п-ове Среднем они несогласно и трансгрессивно залегают на гранитах архея; верхняя граница формации установлена в Гренландии, где аналогичные образования согласно перекрываются вышележащими отложениями кембрия. Возраст пород составляет 1000—620 млн. лет [386].

Ассоциация пород представлена аркозовыми и глауконитовыми песчаниками и глинистыми сланцами при подчиненной роли крупногалечных конгломератов, известняков и доломитов. Общая мощность формации 6500 м; песчаники составляют 80—90% разреза, сланцы — 10—15, конгломераты — 3—5. В известняках и доломитах о. Кильдин обнаружены строматолиты типа *Collenia*.

Песчаник-аргиллитовая формация. Формация представлена отложениями валдайского комплекса, развитыми в районе Ладожского озера, несогласно залегающими на породах рифейской диабаз-песчаниковой формации и перекрытыми балтийской серией нижнего кембрия. Мощность формации от 140—160 до 400 м. Возраст пород 620—600 млн. лет. В составе формации участвуют песчано-глинистые отложения, принадлежащие нижне- и верхневалдайским слоям. Первые представлены циклически чередующимися песчаниками, гравелитами и глинисто-алевритовыми породами мощностью 15—45 м. Песчаники аркозовые, плохо отсортированные, с косою слоистостью речного типа. Глины грубопесчаные неслоистые и алевритовые с тонкой горизонтальной слоистостью, принадлежащие к 6—7 циклам. Верхневалдайские слои относятся к одному циклу накопления. В нижней части залегает пачка аркозовых песчаников мощностью до 45 м, выше — толща ламинированных глин со следами ползания червей; общая мощность этих слоев 50—200 м.

Интрузивные формации

Трапповая формация. Формация включает мурманско-йокангский и валаамский интрузивные комплексы [516]. Породы формации прорывают отложения рифейской диабаз-песчаниковой и эокембрийской алевролит-песчаниковой формаций; их радиологический возраст, по В. А. Перевозчиковой и В. П. Зуевой, составляет 1000—975 млн. лет; единичные определения показывают 875—360 млн. лет.

К мурманско-йокангскому комплексу отнесены простые и расслоенные дайки северного побережья Кольского полуострова, приуроченные к разрывным нарушениям северо-восточного субмеридионального простирания. Протяженность их до 16 км, мощность 1—20 м, изредка

50—60 до 300 м. Валаамский комплекс развит на северо-западном побережье и островах Ладожского озера в форме единого интрузивного тела типа расслоенного силла мощностью 200 м, которое протягивается через Ладожское озеро от пос. Салми до г. Приозерска, занимая площадь около 2000 км². В основании силла залегают породы рифейской диабаз-песчаниковой формации.

В состав формации входят диабазы, оливиновые диабазы, кварцевые диабазы, порфириды, габбро, кварцевые порфиры, биотитовые перидотиты, пироксениты, пикритовые порфириды, камптониты и эссекситы. В верхней части расслоенных тел появляются сиенито-диориты, гранофиры, сиенит-аплиты и аплиты (валаамский комплекс).

Главными минералами являются лабрадор, авгит, оливин, баркевикит, в кислых разновидностях — ортоклаз и кварц. Акцессорные минералы — апатит и титаномагнетит. Структура офитовая, иногда габбровая. В крупных дайках присутствует титаномагнетитовое и сульфидное оруденение (пиротин, халькопирит).

ФОРМАЦИИ ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ

Процессы палеозойской тектоно-магматической активизации проявились в пределах восточной части Балтийского щита в конце раннего и в среднем палеозое. Они выразились в оживлении тектонических движений по зонам глубинных разломов и последовательном образовании сначала ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами, а затем агпайтовых нефелиновых сиенитов; указанные породы слагают интрузии центрального типа. Помимо этого с этапом тектоно-магматической активизации на Кольском полуострове связано образование щелочно-базальтовых вулканогенных образований, приуроченных к Контозерской кальдере обрушения.

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Щелочно-базальтовая формация. К формации отнесены породы ловозерской и контозерской серий, залегающие в глубокой трубообразной депрессии — Контозерской кальдере обрушения — и сохранившиеся в виде останцов в кровле Ловозерского плутона [153, 199]. Возраст контозерской серии определен на основании палеонтологических находок как каменноугольный, ловозерская серия условно отнесена к верхнему девону. Контозерская кальдера, локализуемая в складчатых толщах архея, имеет в основании массив щелочных — ультраосновных пород, перекрытых осадочно-вулканогенными отложениями контозерской серии. Падение контактов кальдеры по геофизическим данным крутое.

Состав формации определяется, по данным Л. А. Кириченко [199], ассоциацией щелочных базальтоидов (авгититов, лимбургитов, мелилитовых базальтов, мелилитов и мелилитовых нефелинитов) и туфов с конгломератами, песчаниками, алевролитами, доломитами и известняками. Вулканогенные породы составляют 60% разреза формации, конгломераты и песчаники — 20—25, алевролиты — 10, доломиты — 5; общая мощность 800 м, мощность отдельных слоев от долей метра до 30—40 м.

Осадочные отложения содержат обломки более древних пород; в алевролитах присутствуют углеродное вещество и растительные остатки; щелочные базальтоиды состоят из авгита, нефелина, мелилита, оливина, магнетита, замещенных серпентином, серпентин-хлоритом, карбо-

натом, цеолитом, анальцимом, лейкоксеном, биотитом, Аксессуары минералы — перовскит, апатит, сфен.

Осадочные породы контозерской серии претерпели начальную стадию метаморфизма — уплотнение и дегидратацию, обусловленную, вероятно, температурным воздействием излившихся лав и глубинного интрузивного массива.

Интрузивные формации

Формация ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами. Формация объединяет серию массивов центрального типа, развитых на территории Северной Карелии и Кольского полуострова (Вуориярвинский, Колвикский, Саллан-Латвинский, Ковдорский, Африканда и др.), которым посвящена обширная литература [65, 72, 73, 185, 249]. Размещение массивов контролируется разломами глубокого заложения субширотного и западно-северо-западного направления. Возраст пород 380—428, иногда 590 млн. лет. Размеры массивов колеблются от 1 (Озерная варака) до 38 км² (Ковдорский массив), строение конически-кольцевое, усложненное дайками и трещинными интрузиями.

Для формации характерна ассоциация ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, сформированных в несколько фаз. Последовательность формирования пород в массивах следующая: 1) оливиниты, перидотиты, пироксениты, несущие фузивное титаномагнетитовое оруденение, 2) ийолит-якупирангиты и нефелиновые сиениты, 3) турьяиты, 4) апатит-оливиновые, слюдяно-оливиновые породы и магнетитовые руды, 5) карбонатиты, 6) жилы альбититов, кальцит-агириновых пород, нефелинитов, канкринитовых сиенитов, карбонатитов, натролитов, пегматитов. Экзоконтактные изменения выражены в фенитизации и альбитизации. С магнетитовыми рудами и карбонатитами связаны проявления редкоземельной минерализации.

Формация агнаитовых нефелиновых сиенитов. Формация представлена Хибинским и Ловозерским массивами, залегающими среди толщ архея и протерозоя в центральной части Кольского полуострова. Описанию этих массивов посвящена обширная литература. Геологический возраст Ловозерского массива определяется по сохранности в его кровле осадочных пород с верхнедевонскими растительными остатками. Возраст составляет 300—280 млн. лет. Массивы приурочены к участкам пересечения региональных разломов и относятся к сложным центральным интрузиям кольцевого и конического типа. Площадь Хибинского массива 1830 км², Ловозерского — 650 км².

В Хибинском массиве насчитывается 7 фаз (от древних к молодым): 1) щелочные и нефелиновые сиениты, 2) массивные хибиниты, 3) трахитоидные хибиниты, 4) рихсчорриты, 5) ийолит-уртиты, мелилиты и луявриты, 6) массивные и трахитоидные фойяиты и нефелиновые сиениты, 7) дайки тингуаитов, мончикитов, шонкинитов, тералитов, нефелиновых и лейцитовых базальтов.

В составе Ловозерского массива выделяются: 1) нефелиновые и щелочные сиениты, пойкилитовые нефелиновые и содалитовые сиениты, тавиты, уртиты, ювиты, фойяиты, 2) луявриты, фойяиты, уртиты, 3) эвдиалитовые и порфириовидные луявриты, 4) дайки мончикитов, тингуаитов, шонкинитов, фурчитов и нефелиновых базальтов. С Хибинским массивом связаны месторождения апатита, с Ловозерским — редкоземельные месторождения. Контактный метаморфизм выражен в фенитизации.

АЛДАНСКИЙ ЩИТ

ПРОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

В архее Алданского щита выделены пять формаций, соответствующих в стратиграфическом аспекте сериям и в отдельных случаях свитам. Возрастные взаимоотношения между сериями и формациями однозначно не установлены, что объяснимо не только состоянием изученности вопроса, но и подлинным характером их соотношений. Не исключено, что в архее имело место параллельное и независимое развитие отдельных участков земной коры, в общем маломощной и слабо дифференцированной, с образованием различных или однотипных структурно-формационных комплексов. Действительно, трудно предположить строго последовательное во времени наложение различных серий при образовании первичной земной коры в архее.

Литолого-фациальные особенности каждой формации в общем различны; особенно контрастны офиолитовая и сланцево-кварцитовая формации: первая соответствует области базальтового слоя, а вторая — шельфоподобному осадконакоплению в области островного мелководья. Остальные формации отражают чередование периодов вулканической деятельности и седиментогенеза различных фаций (карбонатных, песчано-глинистых, мергелистых и реже кварцитовых).

Характерной чертой архея Алданского щита является фациальная изменчивость, фиксируемая по достаточно резкому колебанию мощностей на сравнительно сближенных территориях и изменению ассоциаций пород в сторону усиления роли вулканогенных или седиментогенных фаций. Отмечается также изменение характера напластования, мощностей пластов и проявление ритмичности.

Офиолитовая формация. Формация включает отложения курультинской серии в Джугджуро-Становой зоне и, вероятно, меланократовые кристаллические сланцы каруракской свиты Чаро-Олекминского междуречья [63, 238, 286]. Нижняя граница формации не известна; верхняя — характеризуется увеличением роли слюдяных и кристаллических сланцев.

В составе формации обособляются следующие ассоциации пород: кристаллические сланцы — гиперстеновые, двупироксеновые и клинопироксеновые (40—60% разреза), амфиболиты гранатовые и плагиоклазовые, гнейсы и кристаллические сланцы амфибол-плагиоклазовые с графитом (20% разреза), апоультрабазиты, редко эклогитоподобные породы и плагиогранулиты (10+15% разреза), гнейсы и кристаллические сланцы биотитовые и глиноземистые, кварциты-мономинеральные, магнетитовые (10—25% разреза).

Породы формации испытали метаморфизм гранулитовой фации с переходом в эклогитовую. Минеральные парагенезисы: гиперстен, редко энстатит-клинопироксен-гранат и основной плагиоклаз. Амфибол развивается по ультрабазитам и в отдельных участках по кристаллическим сланцам в связи с процессами ультраметаморфизма. Акцессорные минералы — магнетит, титаномагнетит, апатит и в ультрабазитах — шпинель и магнезиальный гранат; оливин — реликтовый минерал в ультрабазитах и меланократовых кристаллических сланцах. Кварциты и биотит-гранатовые гнейсы рассматриваются как древнейшие осадочные образования, вероятно хемогенные.

Офиолитовая формация может быть сопоставима с аналогичными формациями архея, выделенными на Украине и в других районах [295]. Суммарная мощность формации 5—10 тыс. м и более (на востоке). Мощности пластов 15—45 м, редко 80—100 м.

Сложность установления первичного состава рассматриваемой формации усугубляется наложением нескольких фаций метаморфизма, в частности (по Н. Г. Судовикову, В. А. Глебовицкому, Г. М. Друговой и др. [94]) амфиболитовой фации на гранулитовую и позже регрессивного метаморфизма.

Пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы представляют собой метаморфические эквиваленты лав и туфов базальтов и андезитов; апоультрабазиты и эклогиты — наиболее глубинные производные базальтового слоя; некоторая часть их, вероятно, произошла за счет граувакковых осадочных отложений, особенно в местах тонкого ритмичного чередования (5—20 см) гиперстеносодержащих кристаллических сланцев и плагиогнейсов [94]. Амфиболитовые разности метаморфических пород отвечают диабазам. Биотитовые и глиноземистые породы принадлежат к метаморфическим эквивалентам глинистых осадков. По данным А. Н. Неелова и И. С. Седовой [94], часть биотитовых и амфиболовых пород образовалась за счет гиперстеновых и других гнейсов и кристаллических сланцев.

Условия накопления седиментогенных и вулканогенных толщ отвечают по совокупности наблюдаемых данных образованию мелкого моря с мигрирующими глубинами и подводной вулканической деятельностью.

Сланцево-кварцитовая формация. Породы формации, представленные в объеме верхнеалданской свиты иенгской серии, слагают ядра антиклинальных складок в пределах Алдано-Тимптонского мегаантиклинория. Нижняя граница формации в большинстве районов не известна; в южной части мегаантиклинория породы верхнеалданской свиты лежат на меланократовых кристаллических сланцах, сопоставимых с породами курультинской серии (горбылаахская свита); верхняя граница определяется по смене ассоциации пород, переходных к федоровской свите.

В составе формации обособляются следующие группы пород: кварциты — мономинеральные, реже слюдяные, силлиманитовые и магнетитовые (55% разреза); гнейсы — биотитовые, с силлиманитом, гранатом и кордиеритом (30% разреза); кристаллические сланцы — двупироксеновые и гиперстен-амфиболовые, амфиболиты (15% разреза), кальцифиры, диопсидовые и диопсид-скаполитовые породы. Характерна изменчивость мощности формации, достигающей 4000—5000 м. Мощность отдельных пластов колеблется от единиц до 200 м и больше, по Е. А. Кулишу [247], Н. И. Веревкину, В. И. Егину и др. [430].

Гипотеза осадочного происхождения кварцитов принадлежит Д. С. Коржинскому, считавшему одним из условий для их образования режим древней коры выветривания. Н. В. Фролова [472, 473] признает первопричиной отложения древних осадочных пород дифференциацию осадков в условиях химического выветривания латеритного профиля, но в качестве первичного материала предполагает породы базальтовой оболочки. Мнение о первично осадочном происхождении кварцитов верхнеалданской свиты разделяется большинством исследователей.

Кварциты, несомненно, могли возникнуть в результате первичных седиментационных хемогенных процессов и частично под воздействием метасоматоза, сопутствующего ультраметаморфизму. В числе признаков, подтверждающих осадочное происхождение, отчетливо выраженная слоистость; пропластки глиноземистых гнейсов подчеркивают характер первичной слоистости. Первичный состав кварцитов характеризуют мономинеральные, силлиманитовые, магнетитовые и графитовые разности, метаморфизованные в гранулитовой фации и отвечающие кремнистым, глиноземистым и железистым осадкам; есть указания Е. А. Кулиша [247] на присутствие марганцовых разностей кварцитов. Структура кварцитов сохраняет псаммитовый характер, но в большинстве случаев является grano- и гетеробластовой.

Накопление кварцитовых толщ происходило, вероятно, в условиях хемогенного переотложения продуктов коры выветривания в гелевидных кремнистых растворах первичных морей. Наряду с этим возможно и кластогенное осадконакопление, протекающее в прибрежно-морской полосе и в областях островных склонов. Об этом говорят реликты псаммитовых структур, присутствие окатанного циркона и тонкое переслаивание пластов кварцитов различной степени зернистости, типичных для терригенных осадков.

В условиях ультраметаморфизма возникают слюдяные и полевошпатовые кварциты, в общем отличные от преобладающих первичноосадочных разновидностей по типу структур и секущим формам залежей. Гнейсы и кристаллические сланцы, а также карбонатные породы и амфиболиты, очевидно, образовались в условиях частой смены фаций в сочетании с лавами диабазового состава.

Рассматриваемая формация может служить типовым примером архейского осадконакопления в условиях первичных мелких морей островного характера. Режим водных бассейнов характеризовался, видимо, тесным взаимодействием с атмосферой, богатой углекислотой. В условиях мелкого моря и при высокой роли процессов выветривания, в частности гальмиролиза, акватории обладали минимальной соленостью, в связи с чем могли преобладать кремнистые, глиноземистые и железистые осадки.

Известняк-сланцево-диабазовая формация. Эта формация, представленная на Алданском щите метаморфическими породами федоровской и иджекской свит иенгрской серии, имеет металлогеническое значение в связи с приуроченностью к ее карбонатным горизонтам месторождений железа и флогопита. Область распространения формации совпадает с полем развития верхней части более древней сланцево-кварцитово-формации. Породы федоровской свиты образуют системы сложных разнородных складок и реже имеют моноклинальное и изоклинальное залегание; для иджекской свиты свойственно моноклинальное залегание. Верхняя граница формации достоверно не установлена вследствие фациальной неустойчивости иенгрской и тимптоно-джелтулинской серий в области их сопряжения.

В составе формации выделяются амфиболиты, гнейсы и кристаллические сланцы: гиперстеновые, диопсидовые, двупироксеновые, амфиболовые (60% разреза), биотитовые с гранатом и силлиманитом и силлиманит-кордиеритовые (20% разреза); мраморы, кальцифиры, диопсидовые и диопсид-плаггиоклазовые породы и магнезиальные метасоматиты (15—20% разреза). Состав верхней иджекской свиты меняется в сторону увеличения роли биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов (до 60% разреза), при резком сокращении карбонатных пород.

Гиперстеновые и другие кристаллические сланцы и гнейсы, сохранившие в ряде случаев реликты офитовой структуры, близки по этим особенностям и химическому составу к диабазам и их туфам; частично они могут быть обязаны своим образованием осадочным породам типа мергелей. Слюдяные и глиноземистые сланцы могут быть отнесены к парапородам, возникшим по глинистым и песчаным осадкам. Карбонатные породы представлены известняками кальцитового и доломитового состава.

Породы федоровской и иджекской свит метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Минеральные парагенезисы: гиперстен — основной плаггиоклаз — гранат — магнетит — силлиманит; роговая обманка — биотит — гранат — магнетит — титаномагнетит; кальцит — диопсид — основной плаггиоклаз и ряд кальций — магниевых минералов, образующихся по карбонатным породам в условиях ультраметаморфизма. Аксессуарные минералы — циркон, апатит, сфен, рутил, анатаз, шпинель, монацит и ортит.

Особенностью формации является ритмичный характер ее строения. Карбонатные горизонты повторяются в разрезе федоровской свиты 5 раз. Мощность карбонатных пачек 100—300 и реже 600—700 м, а гнейсово-сланцевых пачек 800—1000 м и выше при мощности макроритмов 100—300 м. Суммарная мощность федоровской свиты 4000—7000 м, а иджекской — 1900—3000 м.

Накопление формации отвечает мелководно-морскому режиму. Характерны периодические излияния диабазовых лав, которые чередовались с отложениями осадков грауваккового и песчано-глинистого состава. Появление карбонатных пород свидетельствует, согласно В. Е. Хаину [477], по данным изучения послепротерозойских акваторий о повышении солёности морских бассейнов и постепенной их трансгрессии.

Андезит-диабазовая формация. Формация объединяет свиты, относимые к тимптонской серии (улунчинскую, суннагинскую и кюриканскую свиты). Возможны изменения в характере границ свит, их объемах и пространственном размещении. Нижней границей формации является контакт тимптонской серии с иенгрской, а верхней — согласное налегание на кюриканскую сутамской свиты, свидетельствующее о фациальных переходах между ними. Мощность формаций 2000—5000 м, мощность пластов от единиц до 30—50 м.

В составе формации участвуют: кристаллические сланцы и гнейсы — гиперстеновые, диопсидовые, двупироксеновые (70% разреза); кристаллические сланцы — амфиболовые, нередко авгитсодержащие, амфиболиты (10% разреза); гнейсы и кристаллические сланцы — биотитовые, гранатовые, биотит-гранатовые, иногда с силлиманитом и графитом (15% разреза); мраморы, кальцифиры, диопсидовые и диопсид-скаполитовые породы (5% разреза); кварциты, в том числе их железистые разности.

В основании формации преобладают биотитовые гнейсы, в средней части разреза меланократовые и мезократовые кристаллические сланцы и гнейсы, и в верхах — переслаивание всех разновидностей пород. Породы формации метаморфизованы в гранулитовой фации.

Минеральные парагенезисы: гиперстен — авгит — гранат, гиперстен — авгит — плагиоклаз — гранат; в ультраметаморфизованных породах то же с биотитом, кварцем, микроклином; кальцит — доломит — диопсид — плагиоклаз, иногда гиперстен и флогопит. Им сопутствуют минералы магнезиально-скарновой ассоциации, а также магнетит, шпинель, турмалин. Аксессуарные минералы — сфен, апатит, рутил, циркон. Большая часть пород обязана своим происхождением основным лавам андезитового и диабазового состава. Судя по химическим составам, андезитам соответствуют пироксеновые разности метаморфических пород, а амфиболиты и амфиболовые сланцы близки по петрографическому составу и реликтам магматических структур к диабазам, диабазовым порфиритам и габбро-диабазам. Некоторые разновидности гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев, особенно в участках их переслаивания с кварцитами, очевидно, образовались за счет мергелистых осадков. Остальные члены формации представляют собой парапороды (известняки и доломиты, кварциты, железистые кварциты, граувакки и глинистые породы).

Диабаз-известняк-сланцевая формация. Формация объединяет породы сутамской и альванарской свит, которые распространены в пределах Тимптоно-Учурского мегасинклинория, где они залегают согласно на породах андезит-диабазовой формации; верхняя граница документируется трансгрессивным налеганием позднепротерозойских и нижнекембрийских платформенных отложений.

В составе формации выделяются: гнейсы и кристаллические сланцы — биотитовые, с гранатом и силлиманитом (50—60% разреза); кри-

сталлические сланцы и гнейсы — гиперстеновые, амфиболовые, редко гранулиты; кальцифиры, диопсидовые, диопсид-силлиманитовые породы.

Метаморфизм пород отвечает гранулитовой фации. Данные о характере слоистости определяются переслаиванием карбонатных пород с кристаллическими сланцами и гнейсами в низах разреза. В основании этих пачек залегают карбонатные породы, выше преобладают слюдяно-гранатовые и подчиненно мезократовые кристаллические сланцы и гнейсы. Суммарная мощность формации весьма переменная и не превышает 7000 м [274]. Мощность пластов пород составляет от 2—3 до 25—30 и редко до 100 м.

Д. С. Коржинский [211] относил породы формации к первично-осадочным образованиям, о чем свидетельствует выдержанность отдельных толщ по простираанию, тонкое переслаивание и полосчатость, а также присутствие мраморов. По мнению В. А. Кудрявцева, использовавшего данные химических анализов, слюдяно-гранатовые породы относятся к глинистым отложениям, а мезократовые кристаллические сланцы — к основным лавам, туфам или изверженным породам. Породы карбонатной ассоциации обязаны метаморфизму мергелистых осадков и известняков.

Для формации в целом характерны монотонность состава толщ при выдержанности состава и мощностей отдельных пластов на большие расстояния, переслаивание с карбонатными и высокоглиноземистыми породами, а также чередование участков тонкой и грубой слоистости, напоминающее ритмическое осаждение осадков. Режим осадконакопления происходил в условиях постепенного затухания вулканических процессов.

Таким образом, намечается, что типы архейских формаций и характер их геологических взаимоотношений дают основание предполагать параллельное и скользящее развитие их в пределах щита, видимо, свойственное периоду образования первичных слоев земной коры. Большинство формаций относится к базальтовому слою, что определяется по присутствию метаморфизованных основных лав (базальтов, диабазов и андезитов) и местами ультрабазитов и эклогитоподобных пород. С ними сосуществует сланцево-кварцитовая формация, резко отличная, но в то же время и связанная единым типом геотектонического режима. Эта формация представляет собой глубокометаморфизованные древнейшие осадочные отложения, возникшие в изолированных акваториях типа островных морей на образованиях базальтового слоя. Состав осадков этой формации резко отличен от двух предыдущих и отвечает набору элементов и химических соединений, образующихся в условиях выветривания. Суммарная мощность архейских образований 15—20 км.

Литолого-фациальные особенности остальных формаций архейского возраста отвечают мелководно-морским отложениям и позволяют предполагать расширение трансгрессии моря. Характер геологических взаимоотношений этих формаций и сходные ассоциации пород указывают на их сближенное развитие во времени.

Намечается постепенное расширение трансгрессии моря на консолидированном базальтовом слое и постепенные изменения гидрохимического режима, выраженные в увеличении солёности вод, о чем говорит появление карбонатных пород. Характер осадков ранних формаций отвечает образованиям коры выветривания (кремнистые, глиноземистые). Признаков завершения прогеосинклиналильного режима в архее не обнаружено, что может быть закономерным для раннего докембрия — эпохи, в которой еще не проявились глыбовые движения.

Ультраметаморфические и интрузивные формации

К интрузивным и ультраметаморфогенным формациям архея относятся габбро-перидотитовая, плагиогранит-чарнокитовая и мигматит-гранитовая (прил. 2). Устанавливается пространственная связь их с метаморфическими производными основных лав, входящих в состав прогеосинклинальных геологических формаций архея. Относительно малая динамическая активность магматического процесса привела к появлению в общем небольшого количества мелких согласных и секущих интрузий, рассеянных в осадочно-вулканогенных формациях архея.

Процессы ультраметаморфизма характеризуются длительностью и многостадийностью развития, подчиняются двум крупным этапам, связанным с региональным метаморфизмом гранулитовой и амфиболитовой фаций. Ультраметаморфогенные формации приурочены к Алдано-Тимптонскому мегаантиклинорию, соответствующему области более ранней консолидации земной коры. В пределах мегаантиклинория установлены неоднократное наложение амфиболитовой фации метаморфизма на область развития гранулитовой фации и полная гамма ультраметаморфических процессов от начальных стадий палингенеза к анатектическому и интрузивно-анатектическому гранитообразованию и остаточному метасоматозу. В Тимптоно-Учурском мегасинклинории, где преобладают породы гранулитовой фации метаморфизма, процессы ультраметаморфизма проявлены слабо.

Согласно Ю. К. Дзевановскому [128], Н. Г. Судовикову, Г. М. Друговой и др. [94, 340], в архее Алданского щита существуют две крупные эпохи гранитизации: ранняя, объединяющая палингенные образования, и поздняя, включающая граниты различного генезиса. По В. А. Руднику [378], в развитии процессов ультраметаморфизма в архее Алданского щита возможно выделение трех этапов гранитообразования: анатектических и палингенных гранитов — кварцевых диоритов — диоритов — чарнокитов (2500 млн. лет); палингенно-метасоматических и интрузивно-анатектических гранитов и чарнокитов (2200—2000 млн. лет); анатектических гранитов и мигматитов (2000—1900 млн. лет). При формационном делении, проведенном нами, мигматит-плагиогранитовая (чарнокитовая) формация соответствует первой эпохе (и первому этапу, по В. А. Руднику), а мигматит-гранитовая формация — второй эпохе. Последняя формация объединяет граниты третьего и частично второго этапов, по В. А. Руднику.

Крупные поля плагиогранитов и мигматитов локализуются среди кварцитов и сланцев верхнеалданской свиты; породы мигматит-гранитовой формации находятся в пространственной связи с известняк-сланцево-диабазовой формацией (федоровская и иджкская свиты), что указывает на локальное развитие зон палингенного и анатектического плавления. Смена палингенного гранитообразования более энергетически-активным плавлением, сопровождаемым миграцией гранитообразующих растворов, закономерно отражает общую направленность развития коры от регионального метаморфизма к ультраметаморфизму и сопутствующим им метасоматическим процессам.

Габбро-перидотитовая формация включает пироксениты, лерцолиты, бронзиты, вебстериты, оливиниты и другие, а также габбро и габбро-диабазы, превращенные в кристаллические сланцы, амфиболиты и другие метаморфические образования. Породы формации обнаруживают реликты магматических структур и текстур и отражают специфические особенности влияния различных ступеней метаморфизма от условий гранулитовой и амфиболитовой фаций до уровня развития процессов диафтореза. Формация относится к ранним магматическим образова-

ниям архея, синхронным со складчатыми деформациями метаморфизованных архейских осадочно-вулканогенных толщ.

Основные и ультраосновные интрузии залегают в породах иенгской и тимптонской серий архея, но чаще тяготеют к федоровской свите, обычно подвергаясь совместно с ними метаморфизму амфиболитовой фации. Они образуют согласные силловые интрузии, дайковые тела и многоярусные пластовые залежи. Мощность интрузивных тел от единиц до 10—150 м, длина 1,5—2 км.

Метаморфизованные габброиды развиты совместно с ультраосновными породами, но имеют подчиненное распространение. Ультраосновные породы сильно серпентинизированы и амфиболлизированы; габброиды содержат обыкновенную роговую обманку и основной, иногда скаполитизированный плагиоклаз. Акцессорные минералы — магнетит, шпидель, апатит, сфен. Характерно постоянное присутствие никеля, кобальта и хрома. Интрузивные тела формации связаны пространственно с областями развития вулканогенных толщ диабазового и андезитового состава (федоровская свита, тимптонская серия).

Плагиогранит-чарнокитовая формация. Формация включает две взаимосвязанные группы гранитоидных пород: палингенные плагиограниты и мигматиты; палингенно-метасоматические граниты, чарнокиты. Плагиограниты и мигматиты локализируются в породах сланцево-кварцитовой формации, образуя межпластовые и линзообразные тела, не превышающие десятков-сотен метров по простиранию. Минеральный состав гранитов определяется андезитом и кварцем, при подчиненном развитии микроклина, биотита, роговой обманки, гиперстена, диопсида. Акцессорные минералы — апатит, магнетит, ильменит, монацит, циркон.

Породы формации образуют обширные поля, в которых граниты тесно связаны с мигматитами. Основу таких полей составляет множество пластовых конкордантных тел гранитов, перемежающихся с прослоями мигматизированных гнейсов и кристаллических сланцев. Преобладают мелко- и среднезернистые биотит-амфиболовые граниты с бластокатакластической и панксеморфной структурой, более редки гиперстен-гранат-графитсодержащие граниты, гранодиориты и плагиограниты, а также их диопсидовые разновидности.

Мигматит-гранитовая формация объединяет граниты и мигматиты, отнесенные нами ранее к нимырскому комплексу [32]. Породы гранитного состава занимают более 60% площади Алдано-Тимптонского мегаантиклинория. Характеристика гранитов рассматриваемой формации имеется в работах Д. С. Коржинского, Ю. К. Дзевановского, Н. Г. Судовикова, В. А. Рудника и других. Хорошо выражена связь этих гранитов с разрывными нарушениями, синхронными с процессами ультраметаморфизма.

В состав формации входят лейкократовые и биотитовые, существенно микроклиновые граниты, характеризующиеся многообразием текстурных разновидностей, а также аплиты, аплитовидные и пегматоидные граниты. Пегматиты, нечетко обособленные от гранитов, представлены ортотектитовыми разновидностями.

Минеральный состав гранитов — кварц, микроклин, альбит-олигоклаз, биотит. Акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон, монацит, ксенотим, магнетит, ильменит, редко шеелит, молибденит, прит, турмалин. Характерны структуры замещения, возникающие в процессе метасоматических преобразований, при высоком химическом потенциале воды и калия (мирмекитовые, симплектитовые и др.). С региональным диафторезом связаны развитие серицита и хлорита по гранату и образование слюдястых минералов по монациту и ортиту.

Интересно появление в краевых частях гранитных тел узкой прерывистой зоны, в которой граниты резко обогащаются лабрадором, вытесняющим микроклин и содержащим мирмекитовые вросстки кварца.

Размещение гранитов и мигматитов подчинено антиклинальным структурам и разрывным дислокациям, фиксированным зонами протоклаза, бласто- и ультрамилонитов (Ыллымах-Тимптонский и Ыллымах-Эльконский водоразделы). Мигматиты принадлежат к послойным и блоковым типам с большим разнообразием разновидностей. Данные о химизме гранитов, подтвержденные большим количеством химических анализов, показывают их высокую щелочность (по калию) и кислотность при значительной роли глинозема.

Граниты формации имеют аналоги в докембрии Украины, Енисейского кряжа, Бразилии, Индии, а также в фанерозойских складчатых областях (Восточное Забайкалье, Урал и др.). Интрузивно-анатектический процесс образования гранитов способствовал развитию калиевого и кремниевого метасоматоза, возникающего в условиях амфиболитовой фации и связанного с глубинными зонами плавления земной коры.

ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Геологические формации раннего протерозоя образуют складчатые сооружения Джугджуро-Становой и Олекминской зон, примыкающих с юга и запада к области развития архейд Алданского щита. Формационными особенностями раннепротерозойских образований является преобладание в их составе песчано-глинистых отложений при подчиненном развитии в нижних частях структурно-формационного комплекса карбонатных, в средних — вулканогенных и мергелисто-глинистых и в верхних — флишоидных, осадочно-вулканогенных и кремнисто-железистых фаций.

Во внешней части Джугджуро-Становой зоны преобладают песчано-глинистые отложения, а в ее внутренних частях — вулканогенные образования. В Олекминской зоне в направлении с севера на юг увеличивается объем карбонатных пород, а в ее периферических частях в узких синклинорных структурах локализуются кремнисто-железистые осадки. В пределах обеих зон широко развиты выдвинутые блоки архея.

Известняк-мергель-песчаниковая формация. Формация представлена породами олдонсинской и чильчинской свит. В ее составе присутствуют следующие ассоциации метаморфических пород: биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы (70% разреза); биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы (20% разреза); пироксеновые, гранатовые, сфен-диопсидовые породы и диопсидовые гнейсы с прослоями мраморов (10% разреза). Метаморфизм пород соответствует амфиболитовой фации. Мощность формации 1700—2100 м, мощность отдельных пластов от единиц до 20 и 50—60 м.

В Олекминской зоне постепенно увеличивается роль диопсидовых пород и мраморов; в Джугджуро-Становой зоне преобладают биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы. Характер напластования, полосчатые текстуры, минералогический и химический составы метаморфических пород подтверждают в ряде случаев их первично-осадочное происхождение. Полосчатые биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями кварцитов, вероятно, отвечают аргиллит-песчаниковому отложениям. Диопсидовые породы и пироксеновые гнейсы с прослоями мраморов указывают на присутствие морских карбонатных илов. Биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы соответствуют, вероятно, мергелистым осадкам, что подтверждается

частым переслаиванием их с породами двух предыдущих ассоциаций и отсутствием реликтов магматических структур.

Спилит-диабазовая формация. Формация представлена метаморфическими породами хойкинской и кудуликанской свит, включающих следующие группы пород: биотит-амфиболовые, амфиболовые и клинопироксен-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы и ортоамфиболиты (80% разреза); биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманитовые гнейсы и диопсидовые кристаллические сланцы с пластами мраморов (20% разреза). Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. Мощность формации 1500—3500 м. В составе формации, вероятно, преобладают основные лавы, на что указывают реликты магматических структур в мезократовых гнейсах и кристаллических сланцах, переслаивающихся с ортоамфиболитами.

Ассоциация гранат-биотитовых, силлиманитовых, сфен-апатитодержащих гнейсов, мраморов и кальцифиров свидетельствует о присутствии карбонатно-мергелистых и глинистых отложений, иногда с повышенным содержанием фосфора (до 2,6% P_2O_5). Реконструкция условий образования рассматриваемой формации указывает на погружение раннепротерозойской протогеосинклинали и проявление вулканических процессов.

Аргиллит-алевролитовая формация. Эта формация объединяет породы крестяхской и мордженской свит, в составе которых присутствуют: биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы (80% разреза); силлиманитовые, эпидот-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы (20% разреза). Характерно ритмичное переслаивание биотитовых гнейсов с гранат-биотитовыми, биотит-амфиболовыми и силлиманитовыми. Ритмично-полосчатые слои преобладают в верхней части разреза формации. Фациальный анализ и реконструкция условий осадконакопления указывают на развитие в это время в раннепротерозойской протогеосинклинальной области ритмично-полосчатых (флишoidных) отложений.

Джеспилитовая сланцево-диабазовая формация. Формация представлена породами борсалинской серии, отложения которой лежат несогласно на различных свитах раннего протерозоя в трогообразных структурах (Олекминская и западная часть Джугджуро-Становой зоны). В составе формации присутствуют пестрые ассоциации пород, включающие: амфиболовые, биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы (40% разреза); амфиболиты, метадиабазы (30% разреза); силлиманитовые (фибrolитовые), слюдяно-силлиманитовые гнейсы и кристаллические сланцы; кварциты, магнетитовые кварциты, магнетит-куммингтонит-кварцевые и магнетит-силлиманит-кварцевые сланцы, гравелиты, конгломераты. Породы железисто-кварцевой и высокоглиноземистой ассоциации слагают, как правило, верхние части разреза формации; гравелиты и конгломераты тяготеют к низам разреза. Суммарная мощность формации 3000 м.

Пласты магнетитовых кварцитов мощностью 1,5—100 м и протяженностью от сотен метров до 12 км сосредоточены в верхней части борсалинской серии [284]. Отсутствие карбонатных пород, очевидно, указывает на относительно глубоководный характер кремнисто-железистых осадков, образующихся в бассейнах с повышенным содержанием кислорода в водах.

Образования Батомгского массива имеют общие черты с породами нижней части разреза нижнего протерозоя; породы утукачанской свиты близки к отложениям известняк-мергель-песчаниковой формации, ассоциации метаморфических пород маймаканской и одолинской свит соответствуют спилитовой формации. Не исключена возможность обнаружения в этом районе месторождений джеспилитовой формации.

Раннепротерозойский структурно-формационный комплекс харак-

теризуется непостоянством количественных соотношений основных лав и карбонатно-терригенных осадков, в которых увеличена роль магnezияльных карбонатов и мергелей. Наиболее яркой особенностью раннепротерозойской протогеосинклинали является проявление джеспилитовой сланцево-диабазовой формации.

Ультраметаморфические и интрузивные формации

Интрузивные образования раннего протерозоя принадлежат к трем формациям; две из них габбровые (габбро-диорит-диабазовая и габбро-анортозитовая) и одна мигматит-плагногранитовая. Габбро-диорит-диабазовая формация, включающая метаморфизованные основные породы амнуакитского комплекса, вероятно, находится в комагматической связи со спилит-диабазовой формацией раннего протерозоя. Габбро-анортозитовая формация, объединяющая интрузии джугджурского комплекса, сочетает в себе элементы глубинного магматизма и известково-натриевого метасоматоза, которые определяют ее исключительные петрологические особенности. Интрузии габбро-анортозитов приурочены к Становому глубинному разлому, оказавшему влияние на петрологию этой формации во время ее становления. Мигматит-плагногранитовая формация отличается умеренно кислым составом, что, вероятно, обусловлено как понижением интенсивности процессов ультраметаморфизма, так и близостью области зарождения габбро-анортозитовой формации.

Развитие интрузивных и ультраметаморфических процессов в раннем протерозое отличается усилением дифференцированности основных магм и локализованным проявлением ультраметаморфизма — преимущественно в зонах разрывных нарушений. Магматизм и ультраметаморфизм раннепротерозойской протогеосинклинали в меньшей степени сопряжен с региональным метаморфизмом в связи с зарождением магматических и анатектических очагов как в пределах гнейсо-гранитного, так и гранулитобазитового слоев.

Габбро-диорит-диабазовая формация. Формация объединяет породы амнуакитского и тепраканского комплексов, интрузии которых приурочены к Темулякитскому и Становому краевым швам, разделяющим архейды и протерозойды Алданского щита.

Ассоциация пород представлена габбро, габбро-диабазами, габбро-диоритами, диоритами, габбро-амфиболитами, амфиболитами и редко перидотитами и пироксенитами. Морфология магматических тел определяется крупными дискордантными массивами, штоками и реже секущими дайками. Площадь массивов от 1000 м² до нескольких десятков квадратных километров; мощность пластовых тел от единиц до нескольких сотен метров, протяженность даек 1,5—2 км.

Интрузиям свойственна неоднородность, проявленная в грубой полосчатости, развитии шлиров пироксенитов и в образовании пегматоидных обособлений габбро-диоритового состава. Часты ориентированные ксенолиты вмещающих метаморфических пород, что указывает на доскладчатый характер магматических тел и метаморфизм совместно с вмещающими породами в амфиболитовой фации.

Многообразие петрографических разновидностей основных пород обуславливается различными количественными соотношениями среднего плагноклаза и амфибола (бурая железистая роговая обманка). Акцессорные минералы — магнетит, титаномагнетит, ильменит, сфен, гранат, циркон, апатит, рутил, пирит. Содержание магнетита и титаномагнетита достигает в рудных габбро 50%. Типичные структуры — бластогаббровая, бластоофитовая, бластопризматическизернистая, гетеробластовая.

Главные минералы гипербазитов — оливин, гиперстен, редко бронзит, диопсид, авгит. Акцессорные минералы — магнетит, титаномагнетит, шпинель, апатит. Структура меняется от панидиоморфнозернистой и петельчатой до кристаллобластической. Широко распространены серпентинизированные разности гипербазитов.

Для формации характерны повышенные содержания титана, железа, ванадия, что определяет возможные перспективы на обнаружение небольших промышленных концентраций этих металлов.

Габбро-анортозитовая формация. Формация объединяет породы габбро-анортозитового ряда, локализованные в пределах так называемого анортозитового пояса в зоне субширотных глубинных разломов южной части Алданского щита (система Станового разлома). В хр. Джугджур они выделены в джугджурский комплекс, в юго-западных отрогах Станового хребта — в каларский комплекс [290, 386]. Характеристике анортозитов Алданского щита посвящена обширная литература [291]. Возраст габбро-анортозитов 2200 млн. лет [291].

Породы рассматриваемой формации образуют громадные массивы площадью до 1300 км², локализующиеся среди амфиболовых гнейсов и метагабброидов архея и раннего протерозоя (Джугджурский, Главный, Лавинский, Сохтагский, Верхне-Ундытканский, Арбогасский, Каларский, Имангрский).

Морфология интрузивных тел — крупные пластообразные и межформационные залежи, иногда моноклинально падающие, и мелкие чечевицеобразные тела, штоки, дайки. Форма массивов нередко нарушена разрывными дислокациями.

Состав формации представлен анортозитами, габбро-анортозитами, лабрадоритами, габбро-лабрадоритами, андезинитами, олигоклазитами, габбро, габбро-норитами, а также пироксенитами. Преобладают лабрадориты, анортозиты, габбро и габбро-нориты. Главные элементы внутренней структуры анортозитовых массивов в общих чертах повторяют морфологию магмоподводящих разрывных нарушений, которым подчиняются зоны развития метасоматических членов формации, шлировых обособлений, рудных габброидов и гипербазитов и ксенолитов вмещающих пород.

Отличительной особенностью формации является, согласно В. Н. Мошкину и др. [290, 291], развитие процессов анортозитизации, проявленных преимущественно в краевых зонах массивов, где они накладываются на вмещающие кристаллические сланцы. Генезис анортозитов — один из сложных вопросов современной петрологии. В отношении анортозитов Алданского щита существует мнение об их магматическом происхождении и принадлежности к метасоматическим образованиям, возникшим под влиянием процессов кальциевого метасоматоза в условиях больших глубин [291]. Согласно Т. Х. Грину [123], возможна связь анортозитов с частичным плавлением или фракционной кристаллизацией первичной андезитовой коры без прохождения стадии жидкой магмы, также в условиях больших глубин. Частичное плавление и внедрение расплава в более высокие горизонты земной коры (в частности, по разломам) не противоречит метасоматическому способу кристаллизации анортозитов.

Мигматит-плагиогранитовая формация. В состав формации входят гранитоиды, выделенные Д. С. Коржинским под названием «древнестановых гранитов»; эти же породы отнесены Л. И. Салопом [385] к куандинскому комплексу; нами они выделены под названием «станового комплекса» [32]. Размещение гранитоидов определяется положением зон смятия и рассланцевания в Становом и Темулякитском краевых швах, контролирующих локализацию габбро-анортозитовых массивов. Граниты развиваются по габбро-анортозитам и архейским и ранне-

протерозойским метаморфическим толщам. Возраст гранитов 1870 млн. лет, пегматитов — 1900 млн. лет [314, 315].

Породы формации слагают согласные и секущие пластовые и жиллоподобные тела, площадь которых колеблется от 30—70 до 250 км², разрастаясь на юге до 1800 км². В экзоконтактах широко развиты поля небулитов и послойных мигматитов; крупные гранитные массивы включают пластовые ксенолиты вмещающих пород протяженностью в несколько километров. В составе формации преобладают плагиограниты и гранодиориты при подчиненной роли гранитов, пегматитов и аплитов. Им свойственны blastовые структуры, реже аллотриоморфнозернистая; текстуры гнейсовидная и массивная; характерно развитие протоклаза и катаклаза.

Минеральный состав гранитоидов представлен сочетанием олигоклаза, олигоклаз-андезина, микроклина и кварца с биотитом, мусковитом и обыкновенной роговой обманкой. Акцессорные минералы — апатит, циркон, ортит, пирит, монацит, турмалин, гранат, сфен, ильменит. Пегматиты, пегматоидные граниты и аплиты слагают жилы и линзы; наряду с этим присутствуют зоны мигматит-пегматитов. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Пегматиты — полевошпатовые и кварц-полевошпатовые, биотитовые и двуслюдяные; иногда они несут редкометалльную минерализацию с наложенной сульфидной стадией. Особенности химического состава пород формации определяются преобладанием натрия над калием. Характерно наложение на гранитоиды процессов диафореза в зонах смятия и рассланцевания, с которыми связана золотосодержащая сульфидная минерализация.

По комплексу ведущих признаков аллохтонные гранитоиды данной формации рассматриваются как производные анатектической гранитизации и, вероятно, связаны с формацией габбро-анортозитов; не исключено, что их можно рассматривать как более кислые производные единичных областей плавления или более кислые остаточные выплавки по Т. Х. Грину [123].

К рассматриваемой формации нами условно отнесены субщелочные микропертитовые граниты, граносиениты, сиениты и альбититы унгринского комплекса, которые могли возникнуть в завершающие фазы интрузивно-анатектического процесса. Штоки и дайки этих пород располагаются у северного края Джугджуро-Становой зоны в блоках архейд и значительно севернее в связи с разломами.

ПРОТООРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Формации протоорогенного структурно-формационного комплекса (алевролит-песчаниковая меденосная и сланцево-гравелит-песчаниковая, частью порфир-диабазовая) локализуются в пределах крупных прогибов, грабен-синклиналей и грабенов, контролируемых межблоковыми глубинными разломами (прил. 2). Сохранившиеся области среднепротерозойской седиментации и вулканизма представляют собой среднепротерозойские прогибы, в которых накапливались осадки мелкого, непрерывно трансгрессирующего и регрессирующего моря с длительно формирующейся береговой полосой и дельтовым поясом, а также континентальных и молассовых потоков (Удоканский, Улканский прогибы, ряд реликтовых грабен-синклиналей и грабенов).

Вулканизм, связанный с долгоживущими разломами, проявлен неравномерно с увеличением его интенсивности у юго-восточной окраины

щита и в Улканском прогибе. Характер складчатости в общем простой и прерывистый, несколько усложняется на западе в Удоканском прогибе, видимо, по мере приближения к байкалидам.

Яркой чертой геологических формаций среднего протерозоя является повышенная рудоносность, вызванная дифференцированным седиментогенезом в тектонически подвижных областях и метаморфизмом фации зеленых сланцев.

Алевролит-песчаниковая меденосная формация. Формация включает осадочные отложения удоканской серии, вмещающей крупные месторождения медистых песчаников. Формационная характеристика этой серии определена, согласно Л. И. Салопу [385], А. М. Лейтесу [260] и Ю. В. Богданову, Г. Г. Кочину и др. [279], как терригенная меденосная миогеосинклинальная или пестроцветная поликомпонентная терригенная. Мы относим к рассматриваемой формации кроме отложений удоканской серии также чародоканскую, намсалинскую и ханинскую свиты (Хани-Олдонсинская грабен-синклиналь), отличающиеся относительным преобладанием карбонатных и глинистых фаций над алевролит-песчаниковыми.

Алевролит-песчаниковая формация включает следующие ассоциации горных пород: олигомиктовые кварцевые, редко полимиктовые песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты; глинистые, филлитовидные, углистые сланцы и кварциты; известняки, доломиты, карбонатные разности песчаников и алевролитов. Сочетание осадочных пород различных ассоциаций и литолого-текстурные признаки позволяют подразделить ее на три подформации (снизу вверх): сланцево-песчаниковую, частью известняковую (сыгыттинская, боруряхская, икабийская свиты кодарской подсерии); известняк-алевролит-песчаниковую (чининская подсерия и аянская свита кодарской подсерии); конгломерат-алевролит-песчаниковую (кеменская подсерия). Согласно Ю. В. Богданову, Г. Г. Кочину и др. [279], алевролит-песчаниковые толщи чининской и кеменской подсерий распределены в виде субширотных полос, подчиняющихся общему структурному плану Удоканского прогиба (рис. 21). Отложения верхней конгломерат-алевролит-песчаниковой субформации локализуются ближе к южному краю прогиба, что свидетельствует о длительной регрессии бассейна, направленной с юга на север. Суммарная мощность формации 11000—12000 м, подформаций — 3400—4000 м.

Метаморфизм пород соответствует биотитовой и альбит-эпидот-хлоритовой субфациям зеленосланцевой фации. Интенсивность его нарастает в краевых частях прогиба вблизи ограничивающих разломов. Метаморфические преобразования выражены в перекристаллизации цемента с развитием регенерационных структур и минеральной ассоциации кварц — серицит — хлорит — эпидот. Характерно обилие обломков тяжелых минералов — циркона, апатита, турмалина, сфена, рутила, ортита, шеелита, магнетита, титаномагнетита, мартита, гематита; особенно характерен турмалин. Как редкость встречаются серендибит, сингалит и золото. Литолого-текстурные особенности формации выражены в различных типах горизонтальной и косой слоистости, знаков ряби, волновой слоистости и т. д.

Для рассматриваемой формации характерна ритмичность. Л. И. Салопом установлены три крупных ритма осадконакопления мощностью 3—4 км, в которых крупнозернистые песчаные осадки сменяются тонкозернистыми алеврито-песчаными. Три основные эпохи меденакопления Ю. В. Богданова, Г. Г. Кочина и др. [279], фиксируемые по приуроченности концентраций меди к осадкам трех стратиграфических уровней, также отвечают проявлениям ритмичности.

Условия накопления формации рассматриваются как сочетание прибрежно-морских, прибрежно-дельтовых и лагунно-озерных осадков. По-

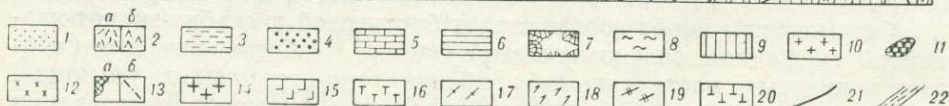
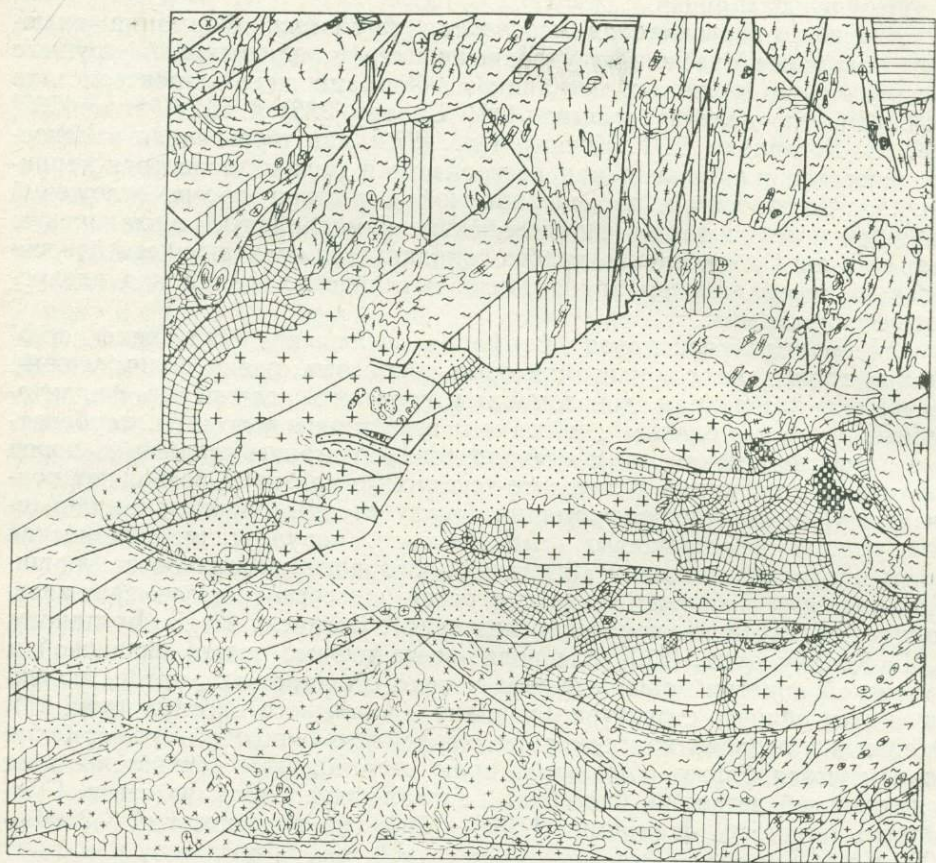


Рис. 21. Карта-схема геологических формаций запада Алданского щита (составил В. Т. Свириденко).

Осадочные и осадочно-вулканогенные формации: 1 — четвертичные рыхлые аллювиально-делювиальные и коровые образования; 2 — трахибазальтовая (а — базальты, б — трахибазальты); 3 — средняя — верхняя юра, андезит-липаритовая; 4 — угленосная аргиллит-песчаниковая; 5 — кембрийская известняк-доломитовая, частью битуминозная (чучьский, устькутский, алданский и денский ярусы; алданская, пестроцветная, юдомская свиты); 6 — верхнепротерозойская доломит-песчанник-конгломератовая (патомская и учурская серии; сеньская и кебектинская свиты); 7 — среднепротерозойская меденосная алевролит-песчаниковая (удоканская серия); 8 — верхнеархейская андезит-базальтовая и аргиллит-алевролит-песчаниковая (имангская, калаканская и андезитовая свиты); 9 — нижнеархейская сланцево-диабазовая и сланцево-кварцитовая (давачанская и несмуриинская свиты; чарская серия). *Интрузивные и ультраметаморфогенные формации:* 10 — верхнеюрская диорит-гранодиорит-гранитовая; 11 — раннеюрская щелочных калиевых сиенитов; 12 — пермская габбро-монзонит-сиенитовая; 13 — средне-верхнепротерозойская докембрийская трапповая; 14 — среднепротерозойская гранитовая (возможно, гранитов рапакиви); 15 — среднепротерозойская габбро-ниорит-анортозитовая; 16 — верхнеархейская габбро-перидотитовая (офиолитовая); 17 — верхнеархейская мигматит-гранитовая; 18 — верхнеархейская анортозитовая; 19 — нижнеархейская мигматит-плагиогранитовая (чарнокитовая); 20 — нижнеархейская габбро-диабазовая; 21 — разломы; 22 — зоны расслабевания, диафореза и щелочного метасоматоза.

добные условия отложения, характеризующиеся последовательным обмелением морского бассейна при смене нескольких регрессивных циклов, могли соответствовать особо подвижной тектонической обстановке, выраженной в большой амплитуде глыбовых движений и возникновении конседиментационных разломов. Существование этих разломов подчеркивается развитием по ним молодых разрывных нарушений, срезающих границы прогибов и разделяющих их на ряд фрагментов.

Сланцево-гравелит-песчаниковая, частью порфир-диабазовая формация. Эта формация объединяет отложения субганской, чульманской и уянской серий, время накопления которых считается синхронным [32, 311]. Не исключена возможность скольжения во времени в сторону несколько более позднего заложения Уянского прогиба. Вулканогенно-осадочные толщи среднего протерозоя сохранились в реликтовых грабенах и грабен-синклиналиях, следующих положению дугообразной полосы и ограничивающих архейский массив Алданского щита.

Формация полно представлена у юго-восточной окраины щита в Улканском прогибе, где уянская серия обладает наибольшей мощностью. Здесь она включает следующие ассоциации пород: кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты (15% разреза); диабазы, диабазовые, плагиоклазовые и андезитовые порфиры, трахиандезиты, ортофиры, кварцевые порфиры, их туфы, туфопесчаники, аркозовые и полимиктовые песчаники, иногда глауконитовые (50% разреза); красноцветные аркозовые песчаники, гравелиты, конгломераты (35% разреза). Характерны частое изменение мощностей пластов, выклинивание их по простиранию и изменение фациальных разновидностей пород. Суммарная мощность формации 3000 м.

Главными признаками формации являются: существование перерывов в осадконакоплении с размывом нижележащих толщ архея; чередование вулканогенных пород с грубо- и мелкообломочными; сложный характер вулканогенных покровов — от диабазов до игнимбритовых кварцевых порфиров; присутствие тонкой и грубой косо́й и горизонтальной слоистости, следов волноприбойных знаков и трещин усыхания.

Субганская серия несет черты сходства и различия с уянской серией, которые закономерно следуют из изменчивости фациальных условий отложения формации. Субганская серия (включая чульманскую) представлена в пределах Ярогинского, Чугинского, Тунгурчинского, Амедицинского, Ханнинского и Чульманского грабенов, локализующихся в области сочленения археид и протерозойд Алданского щита, иногда в видимой сопряженности с межблоковыми глубинными разломами. Серия включает следующие ассоциации пород: кварциты, кварцито-сланцы, конгломераты; диабазы, кварцевые порфиры, туфы, туфопесчаники; филлитовидные, глинистые, кремнистые сланцы, иногда с графитом; мраморы, доломиты, песчаные известняки, известковистые песчаники. Породы, залегающие в грабенах моноклинально, повсеместно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (кварц-альбит-эпидот-биотитовой и кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфациях).

В строении субганской серии отчетливо выражена слоистость (грубая, тонкая, местами ритмичная и иногда диагональная) и реже бесструктурные накопления типа молассоидных (в кварцитах и конгломератах). Минеральные ассоциации, возникающие в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, достаточно разнообразны. Характерно обилие аксессуарных минералов обломочного происхождения — магнетита, апатита, рутила, циркона и главным образом турмалина; имеет место новообразование турмалина, пирита и графита.

Таким образом, у восточной окраины щита преобладают грубообломочные молассы и вулканогенные толщи сложного генезиса, а у западной — существенно терригенные и частично карбонатные [173].

Условия накопления пород субганской серии можно рассматривать как мелководно- и прибрежно-морские при некоторой роли континентальных фаций. Отложения уянской серии рассматриваются С. В. Нужновым [311] и Ю. Н. Гамалеей [85] как континентальные типа красноцветных моласс. Характерно усиление вулканической деятельности, связанной с разломами, по направлению с запада на восток и сочетающейся со сменой мелководно-морского режима континентальным. Можно предполагать некоторое скольжение во времени заложения прогибов в этом же направлении.

Интрузивные формации

Магматические образования среднепротерозойской эпохи принадлежат к трем интрузивным формациям: габбро-габбро-норитовой, гранитовой и гранит-щелочно-гранитовой, которые отличаются от предшествующих проявлений магматизма в раннем докембрии принадлежностью к трещинным интрузиям малых и средних глубин и в некоторых случаях связью с вулканизмом. Интрузии локализируются в системах межблоковых разломов, связанных с формированием среднепротерозойских прогибов как конседиментационно, так и в более поздних, срезающих ограничения прогибов (Удоканского, Улканского и ряда грабенов). Отдельные массивы располагаются в складчатых структурах архейд и протерозоид в связи с общим планом системы межблоковых разломов. Характерны зоны дробления внутри массивов и срывы их контактов.

Интрузивные формации среднего протерозоя характеризуются длительностью и многофазностью проявления магматической деятельности; большим разнообразием структурных типов пород и широким развитием процессов гибридации; различием морфологических особенностей магматических тел. Перечисленные признаки свойственны интрузиям малых глубин, образующимся в условиях длительного проявления глыбовых движений.

Направленность в развитии магматических процессов в среднем протерозое отражает общую линию от основных — ультраосновных магм к средним и кислым, отличается более значительной ролью щелочно-гранитоидных пород.

Габбро-габбро-норитовая формация. Формация представлена интрузиями чинейского комплекса, выделенного Г. Л. Падалкой [327] в юго-западной части Алданского щита и изучавшегося Л. И. Салопом [385], А. П. Лебедевым [258], В. Т. Свириденко [394, 395]. Интрузии, площадь которых не превышает 25—150 км², тяготеют к зонам разломов, связанных с заложением Верхне-Каларской и Чарской грабен-синклиналей. Габброиды прорывают осадочные породы удоканской серии. Верхняя возрастная граница формации не установлена. Характерными чертами формации являются, согласно В. Т. Свириденко [395], отчетливо выраженная псевдостратификация интрузий, их лополитовая форма (площадь массивов до 100 км²) и связь с ними титаномагнетитового и медно-никелевого оруденения. В состав формации входят габбро-нориты, нориты, габбро и анортозиты, редко пироксениты, оливиновые габбро, габбро-диориты, диорит-пегматиты и габбро-диабазы, железистые разновидности норитов и анортозитов, косьвиты, титаномагнетитовые руды.

Для пород формации характерна трахитоидность и гломерокристаллическая текстура в анортозитах. Минеральный состав определяется лабрадором, авгитом, гиперстеном, бронзитом в норитах и появлением буровато-зеленой обыкновенной роговой обманки в габбро. Акцессорные минералы — титаномагнетит, ильменит, апатит, пирит, пирротин, валлерит, пентландит, флюорит, циркон, сфен, миллерит, ковеллин, линнеит, малахит, марказит. В зонах разрывных нарушений породы под-

вергаются амфиболизации, эпидотизации и хлоритизации. В основании Чинейского лополита присутствует прерывистый горизонт медно-никелевых руд прожилкового и вкрапленного типов. Залежи титаномагнетитовых руд ориентированы субпараллельно полосчатости во вмещающих габбро. Кристаллизация и фракционирование исходной магмы Чинейского лополита происходили в спокойной тектонической обстановке с сохранением общего состава, что способствовало накоплению в остаточной магме железа и титана.

Анортозиты и норит-анортозиты чинейского комплекса отличаются от сходных пород Олекмо-Каларского анортозитового массива физико-химическими условиями кристаллизации, возрастом и геохимией. Наиболее яркой особенностью геохимического различия названных формаций является калий-рубидиевое отношение, которое в Чинейском лополите в среднем составляет 361, а в анортозитах Олекмо-Каларского плутона — больше 1000.

Гранитовая формация. Формация включает интрузии чуйско-кодарского комплекса, выделенного Л. И. Салопом [385] и широко освещенного в литературе, а также малые интрузии гранитов ярогинского комплекса. Эта формация относится к трещинным интрузиям малых глубин, структурно связанным с массивами габбро-габбро-норитовой формации. Интрузии обычно приурочены к бортам прогибов, выполненных отложениями алевролит-песчаниковой меденосной формации среднего протерозоя.

Возраст формации 1960—1720 [385, 392], в единичных случаях — 2100 млн. лет. В состав формации входят: биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, рапакивиобразные граниты, лейкократовые граниты, питерлиты, гранит-порфиры, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, аплиты, пегматиты, порфириты.

Минеральные ассоциации пород определяются переменными количественными соотношениями микроклин- и ортоклаз-пертита, среднего плагиоклаза, кварца, биотита, обыкновенной роговой обманки и реже пироксена и мусковита. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, рутил, анатаз, гранат, флюорит, топаз, касситерит, фергуссонит, магнетит, ильменит, пирит, халькопирит и др.

По петрохимическим и геохимическим особенностям породы формации относятся к высокожелезистым гранитам, пересыщенным глиноземом с преобладанием K_2O над Na_2O и повышенным содержанием редких земель.

Гранитоиды чуйско-кодарского комплекса сопоставимы с гранитами рапакиви Балтийского и Украинского щитов. Укажем на следующие черты сходства их с формацией габбро-анортозитов — гранитов рапакиви: 1) гранитоиды чуйско-кодарского комплекса занимают сходное с гранитами рапакиви структурное положение, имеют плитообразную форму интрузивных тел и относятся к фации малых глубин кристаллизации; 2) присутствие в составе комплекса гранитов с овоидной структурой; 3) высокая общая железистость (среднее значение 86%) гранитов в сочетании с высокой железистостью темноцветных минералов, сопоставимой лишь с гранитами рапакиви; 4) чуйско-кодарские граниты сходны с рапакиви по ассоциациям и взаимоотношению главных и акцессорных минералов; 5) специализация на олово, золото, редкие земли и фтор; 6) сходные физико-химические условия кристаллизации.

Экзоконтактные изменения выражены в ороговикании и образовании скарноподобных пород. В связи с чуйско-кодарским комплексом находятся редкоземельные пегматиты, а также кварцевые, галенит-сфалерит-кварцевые жилы с баритом и флюоритом, иногда золотоносные, касситеритсодержащие грейзенизированные граниты. Небольшие массивы двуслюдяных турмалиновых и других гранитов, выделяемые в ярогинский комплекс, возраст которых 1470 млн. лет, соответствуют,

вероятно, поздним фазам чуйско-кодарского комплекса [32]. Граниты этого комплекса обычно хлоритизированы, мусковитизированы, эпидотизированы и окварцованы; в них локально проявлен натриевый метасоматоз.

Гранит-щелочногранитовая формация. Граниты этой формации составляют несколько крупных массивов, приуроченных к разломам в крайних частях Улканского прогиба (Улканский, Угоянский, Южноучурский и др.). Характеристике улканских гранитоидов посвящена обширная литература [41, 42, 84, 152]. Граниты формации имеют интрузивные контакты с породами уянской серии среднего протерозоя и трансгрессивно перекрываются отложениями энминской свиты верхнего протерозоя. Наряду с этим не исключена комагматическая связь гранитов и кислых эффузивов. Возраст 1140—1600 млн. лет [84]. В составе массивов присутствуют и мезозойские щелочные граниты с возрастом 100 ± 10 млн. лет [41].

Ассоциация пород формации включает биотитовые, субщелочные микропегматитовые, иногда аплит-пегматоидные граниты, гибридные фаялитовые и гастингситсодержащие гранодиориты, граниты и граносиениты, диопсидовые граносиениты и монцониты.

Минеральный состав гранитов: микроклин-пертит, кварц, олигоклаз, альбит, биотит, диопсид, щелочные амфиболы. Акцессорные минералы — циркон, циртолит, апатит, монацит, колумбит, оранжит, флюорит, молибденит, пирит, магнетит и др. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, микропегматитовая. Гибридным породам зоны эндоконтакта Улканского массива свойственны такситовые текстуры, обусловленные обилием ксенолитов вмещающих анортозитов и осадочных пород. Метасоматические преобразования гранитоидов выражены в хлоритизации, альбитизации и грейзенизации, сопровождаемых появлением минералов циркона, редких земель, молибдена, вольфрама, олова. В грейзенах, апогранитах и альбититах присутствуют в качестве акцессорных минералов: циркон, циртолит, ортит, молибденит, касситерит, вольфрамит, сфалерит, халькопирит, арсенипирит.

ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМЕННЫЕ И ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ

Осадочные формации

Образование платформенного покрова в пределах Алданского щита (включая перикратонные и внутриплатформенные прогибы) началось в позднем протерозое с формирования доломит-конгломерат-песчаниковой, следующей за ней доломит-известняковой, частью конгломерат-песчаниковой, и на востоке щита — алевролит-песчаниковой формаций. Юдомско-раннекембрийское время характеризуется накоплением известняково-доломитовой формации. В соответствии с характером фаций фиксируется несколько трансгрессивных циклов. Уменьшение в составе верхнепротерозойских отложений грубозернистого терригенного материала (снизу вверх по разрезу) связано, вероятно, со стабилизацией морского бассейна и возрастающим удалением расчлененных областей сноса.

Доломит-конгломерат-песчаниковая формация. Формация соответствует по объему гонамской и омахтинской свитам учурской серии, балаганахской серии и кебектинской свите. Формация залегает с угловым несогласием на глубокометаморфизованных толщах архея и с размывом ложится на среднепротерозойские отложения уянской серии; верхняя ее граница определяется по трансгрессивному налеганию на породы омахтинской свиты отложений более молодой известняк-доло-

митовой формации. В основании конгломерат-песчаниковой формации установлена погребенная кора выветривания мощностью 3—7 м (р. Алгома). Мощность формации 2000—3500 м, в наиболее глубоких частях Юдомо-Майского прогиба достигает 5000—6000 м [311]. Возраст пород формации 1550—1400 млн. лет по глаукониту [346]. Отложения гонамской и омахтинской свит содержат обильные органические остатки [311].

Формация сложена грубо- и среднепесчанистыми и псаммитовыми породами при равно подчиненном значении карбонатных разностей. Песчаниковые толщи обладают грубой горизонтальной, а также косою слоистостью диагонального, перекрестно-волнистого и мульдообразного типов.

Гравийно-галечные разности слагают хорошо выдержанные по простиранию и мощности горизонты, залегающие обычно в толще песчаных осадков. Для них характерно присутствие обломков аксессуарных циркона, монацита, сфена, магнетита, ильменита и рутила. С глинисто-алевролитовыми породами связаны гематит-оолитовые руды и гематитовые алевролиты. Преобладающие олигомиктовые песчаники характеризуются высокой степенью окатанности и отсортированности обломочного материала. Глинисто-алевролитовые породы образуют, нередко с пиритом, пласты мощностью от 1 до 6—7 м с тонкой ритмичной горизонтальной слоистостью линейного типа. Гематит-оолитовые руды образуют отдельные горизонты или слагают пачки переслаивания с железистыми алевролитами и аргиллитами.

Образование осадков формации явилось следствием трансгрессии морского бассейна, покрывающего пенепленизованную и подвергшуюся процессам выветривания поверхность архея — раннего протерозоя. Преобладание обломочных пород в западной и южной частях Юдомо-Майского прогиба и смена их на востоке доломитами, вероятно, обусловлены постепенным погружением дна моря в восточном направлении. Породы формации слабо метаморфизованы; в кварцитах Давангра-Хуглинского грабена присутствует антракосолит, образовавшийся в результате перекристаллизации органического вещества [498].

Доломит-известняковая, частью конгломерат-песчаниковая формация. Формация представлена в Юдомо-Майском и Березовском прогибах отложениями кадаликанской и майской серий. Накопление формации начинается в Юдомо-Майском прогибе с отложений аргиллит-алевролит-песчаниковой подформации (эннинская, омнинская свиты). Дальнейшее углубление и расширение прогиба приводят к формированию аргиллит-известняк-доломитовой подформации (малгинская, ципандинская, лохандинская свиты), мощность формации здесь до 4000 м. Присутствие глинистых и водорослевых известняков свидетельствует о мелководно- или умеренно-глубоководных хемогенных и биогенных условиях образования формации в удалении от области сноса.

В Березовском прогибе разрез формации более сложен, что обусловлено неритмичным чередованием конгломерат-песчаниковых, аргиллит-алевролитовых отложений с известняками, доломитами, иногда битуминозными, и мергелями. В верхах разреза выделяются пачки рифовых оолитовых известняков, отделенных небольшим перерывом и частичным размывом подстилающих толщ. Мощность формации здесь до 5500 м. Рассматриваемая формация принадлежит к одному трансгрессивному циклу, начало которого фиксируется терригенными прибрежно-морскими отложениями, а завершающие стадии флишoidalными и аргиллит-карбонатными битуминозными осадками. При переходе от прогибов к платформенным склонам щита резко уменьшаются мощности формации и происходит смена карбонатных осадков терригенными.

Большой интерес представляют аргиллит-известняковые битуминозные отложения малгинской, ципандинской, лохандинской, торгинской,

жуинской и ченчинской свит, в которых локализуется свинцово-цинковая сульфидная минерализация; в конгломерат-песчаниковых и алевролит-песчаниковых толщах эннинской, ничатской, сеньской свит отмечены золото и редкометалльные минералы в погребенных россыпях.

Алевролит-песчаниковая формация. Отложения формации, известные в Юдомо-Майском прогибе и на восточном склоне Алданского щита, образовались в связи с началом нового трансгрессивного цикла, не получившего полного развития. Породы формации залегают на отложениях известняк-доломитовой формации без видимого несогласия в Юдомо-Майском прогибе и с размывом на восточных склонах Алданского щита; верхняя граница определяется по налеганию осадочных толщ юдомы — нижнего кембрия. Время ее формирования по радиологическим данным 650—890 млн. лет [311]. В основании разреза формации залегают алевролит-песчаниковые отложения кандыкской и джабатымской свит и в верхах — аргиллит-алевролитовая флишоидная толща (устькирибиканская свита). На восточном склоне щита мощность формации резко сокращается от 4000 до 600 м, с одновременным выпадением аргиллит-алевролитовой флишоидной толщи и замещением в отдельных участках алевролитов и песчаников более грубозернистыми гравелит-песчаниковыми отложениями.

Известняк-доломитовая формация. Формация объединяет юдомские и нижнекембрийские отложения; юдомский возраст имеет нижняя часть юдомской свиты; алданский ярус нижнего кембрия включает верхи юдомской и пестроцветную свиты; ленский ярус — тумулдурскую, унгелинскую, куторгиновую и барылайскую свиты. Область распространения формации преимущественно северный и северо-восточный склоны щита; во внутренних его частях они перекрывают не более 10—15% площади выходов кристаллического фундамента.

Ассоциация пород формации включает доломиты, мергели, доломитовые, мергелистые и глинистые известняки. В основании формации залегают конгломерат-песчаниковый базальный горизонт, под которым фиксируются на породах раннекембрийского фундамента образования коры выветривания. Мощность формации 700—900 м; в Березовском прогибе — 1500 м за счет возрастания роли терригенного материала.

На востоке в составе формации преобладают карбонатные толщи и на западе терригенные. Так, юдомская свита состоит из доломитов и доломитовых известняков (до 80% разреза), а ее стратиграфические аналоги на западе — жербинская и тиновская свиты — сложены песчаниками и аргиллитами (70% разреза). Пестроцветная свита состоит из мергелей и доломитовых известняков; одновозрастная с ней юдейская свита отличается повышенным содержанием глинистого материала. Выше преобладают доломиты и доломитовые известняки при подчиненном положении глинистых разностей и мергелей (тумулдурская свита) и характерна частая фациальная смена пород различного состава (ленский ярус). Юдомо-нижнекембрийские отложения обычно битуминозны, изредка нефтеносны. Существенно доломитовый и доломитистый состав пород указывает на ненормальную соленость бассейна и его мелководно-лагунный характер.

Интрузивные формации

Платформенный магматизм, имеющий на Алданском щите ограниченное развитие, представлен габбро-диабазовой щелочных — ультраосновных пород с карбонатитами, трапповой и кимберлитовой формациями. Две первые имеют позднепротерозойский возраст, диабазовые дайки трапповой формации условно отнесены к среднему палеозою, кимбер-

литы имеют триасовый возраст. Набор формаций соответствует типичным проявлениям магматизма древних платформ, но по отношению к щите часть из них может быть отнесена к магматическим проявлениям областей активизации. Формация щелочных — ультраосновных пород с карбонатитами имеет некоторые особенности, выраженные в полном развитии ранних ультраосновных членов и несколько ослабленном проявлении метасоматических процессов, ведущих к образованию карбонатитов; для нее характерно присутствие кимберлитоподобных пород. Ограниченная рудоносность формации определяется хромит-платиновой минерализацией, флогопит-вермикулитом и титано-железистым и редкометальным оруденением в карбонатитах.

Габбро-диабазовая формация. Формация включает дайки и силлы диабазов, оливиновых диабазов, габбро-диабазов и плагиоклазовых порфиритов. Позднепротерозойский возраст пород определяется седущим положением интрузий относительно позднепротерозойских осадочных толщ и перекрытием их кембрийскими карбонатными отложениями в бассейне р. Учур. Возраст пород по радиологическим данным 1030 ± 100 и 980 млн. лет.

Дайки диабазов и порфиритов располагаются в центральных районах щита в приуроченности к сквозным диаклазам, представленным региональной сетью трещин северо-западного и северо-восточного простирания. Дайки крутопадающие, мощность их от единиц до 100 м, протяженность до десятков километров.

В юго-западной части Алданского щита к этой формации отнесены пластообразные пологопадающие тела и дайки диабазов, локализованные среди осадочных пород удоканской серии и гранитоидов Кодарского и Каларского массивов [396], где они приурочены к бортам Верхнекаларской и Чарской впадин. В междуречье Учюра и Маймакана диабазы залегают в породах среднего и позднего протерозоя в виде многоярусных межпластовых залежей, силлов, реже даек и лакколитообразных интрузий. Строение большинства магматических тел однородно. Крупные интрузии местами дифференцированы, с преобладанием в нижних частях мелкозернистых пород и в верхних миндалекаменных порфиритовых разностей.

Состав пород определяется сочетанием основного плагиоклаза, авгита, пижонита, редко кварцем и микроклином. Акцессорные минералы — магнетит, ильменит, апатит (до 8—10%). В измененных разностях появляется роговая обманка, бурый биотит, хлорит, эпидотовые минералы.

Формация ультраосновных — щелочных пород с карбонатитами. Формация представлена несколькими массивами в восточной и юго-восточной частях Алданского щита (Кондерский, Арбарастахский, Ингилийский, Горноозерский, Чадский и Инаглинский), расположенных в Центрально-Алданском районе, которым посвящена обширная литература [40, 157, 160, 172, 289]. Большинство массивов залегает среди пород архея и терригенно-карбонатных отложений верхнего протерозоя. Инаглинский массив локализуется среди песчаников и гравелитов, содержащих позднепротерозойские споры и водоросли [222]. Возраст пород по радиологическим данным 650—610 млн. лет для биотит-пироксеновой породы Арбарастахского и Кондерского массивов [157]; 660 млн. лет для карбонатитов Ингилийского массива [289] и для дунитов Инаглинского массива 610 млн. лет [98, 124]. Характерно конфокальное концентрически-зональное строение массивов, предположительно связанное с влиянием кольцевых разломов при общем контроле их региональными глубинными разломами.

В состав формации входят дуниты, пироксениты, реже оливиниты, ийолит-мельтейгиты и нефелиновые сиениты (ядерная часть массивов); габбро-нориты, кенталлениты, эссекситы, шонкиниты, монцониты (коль-

цевая периферическая зона); тингуаиты, ийолит-уртиты, нефелиновые сиениты, щелочные пегматиты (дайки по кольцевым и радиальным разломам и жерла). В Арбарастахском массиве известны дайковые тела карбонатитовых кимберлитов [160].

Массивы щелочных — ультраосновных пород сопровождаются фенитами, образовавшимися по докембрийским породам в связи с формированием щелочных пород периферической зоны. Локально развиты хром-диопсид-флогопитовые метасоматиты, залежи которых приурочены к зонам трещиноватости в контактах щелочных пегматитов с дунитами; длина их до 200 м, мощность от десятков сантиметров до 20 м [40].

Карбонатиты образуют серии кулисообразно расположенных жил и штокообразные тела, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости и дробления во вмещающих породах. Состав карбонатитов: кальцит, редко биотит, пироксен и амфибол. Акцессорные минералы — апатит, магнетит, циркон, перовскит, кнопит, циркелит, бадделейт, фторкарбонаты редких земель. Текстура полосчатая и массивная. Карбонатиты Алданского щита рассматриваются как гидротермально-метасоматические [248, 249] или как карбонатно-силикатные магматические образования [40].

Важное значение в последнее время придается вопросу связи карбонатов с различными типами разрывных и вулканогенных структур и с кимберлитами, что расширяет перспективы их обнаружения [470].

Трапповая формация. Палеозойские траппы известны на Алданском щите в Верхне-Амгинском районе, в Унгра-Алданском междуречье и в еще более ограниченном распространении в других местах.

В состав формации входят диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфиры, оливиновые и безоливиновые долериты, конгадолериты, монцонит-порфиры и граносиенит-порфиры, образующие дайки, реже силлы, штоки, согласные межформационные залежи и многоярусные пластовые тела. Принадлежность их к палеозойскому возрасту базируется на сопоставлении с породами сопредельной части Сибирской платформы и данными радиологии (311—384 млн. лет), указывающими на их средне-позднедевонский возраст. Для дифференциатов щелочного ряда верхняя возрастная граница определяется, согласно В. Л. Масайтису, по залеганию на них доюрской коры выветривания и радиологическим данным (354 млн. лет).

Для траппов характерна обогащенность щелочными полевыми шпатами и кварцем. Акцессорные минералы — магнетит, ильменит, апатит. Химический состав пород характеризуется повышенным содержанием щелочей, главным образом калия, титана и фосфора. Траппы приурочены к крупным сбросо-сдвиговым разрывным нарушениям близмеридионального простирания, принадлежащим к Чугино-Ленской зоне разломов, у северного фланга которой локализируются поля траппов. Протяженность даек 0,2—6, реже 6—10 км, мощность от 5—10 до 40—60 м, редко больше.

Формация кимберлитов. Формация известна на Алданском щите в Верхне-Амгинском районе и в бассейне р. Саку, где она представлена единичными трубками и дайками кимберлитоподобных пород чомполинского комплекса. Трубки взрыва, дайки и жилообразные тела этой формации залегают среди доломитов и известняков юдомской свиты нижнего кембрия, где они тяготеют к сублиротной зоне разломов (трубки Спутник, Перевальная, Горная, Огонек, жилы Килиер-Б, Алданская, Осенняя и др.). Площадь трубок не превышает 5—6 км², мощность жил 10—20 м. Возраст чомполинского комплекса считается триасовым на основании отсутствия интрузивных контактов с нижнеюрскими отложениями, а также по аналогии с кимберлитовой формацией Сибирской платформы.

Кимберлитоподобные породы и редко кимберлиты содержат боль-

шое количество обломков вмещающих пород, в связи с чем они становятся брекчие- и туфообразными. В обломках присутствуют гнейсы, гнейсо-граниты и кварциты архея, а также доломиты и известняки нижнего кембрия. Связующая кимберлитовая масса обладает порфировой структурой с микрокристаллической основной тканью. Порфиновые выделения образованы оливином, диопсид-авгитом, андезином и флогопитом; подчиненное развитие имеют пироп, хромдиопсид, хромшпидель, магнетит, ильменит, редко апатит и псевдолейцит. Оливин, пироп и хромдиопсид имеют здесь характер ксенокристаллов.

Химический состав кимберлитоподобных пород отличается от химического состава алмазоносных кимберлитов Сибирской платформы основностью (сумма CaO и MgO — 15—25% вместо обычных 30—45%) и более высоким содержанием щелочей (до 5,5%, вместо обычных 2%), с преобладанием калия над натрием.

ФОРМАЦИИ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

К областям активизации на Алданском щите относятся субширотные Чарско-Учурское и Нюкжа-Удское сводово-блоковые поднятия и разделяющий их Пристановой прогиб. В соответствии с положением этих структур локализуются экзогенные и эндогенные типы геологических формаций габбро-сиенит-монцитонитовая палеозойского возраста, угленосная аргиллит-песчаниковая (чульманская серия), фонолит-трахит-сиенитовая и лампрофир-сиенитовая (алданский комплекс) и гранодиорит-гранитовая (ларбинский комплекс) позднеюрско-раннемелового возраста, трахибазальтовая палеоген-неогенового возраста. Угленосная аргиллит-песчаниковая формация сохранилась в пределах континентальных впадин — реликтов Пристанового прогиба.

В области Чарско-Учурского поднятия локализуются приповерхностные интрузии и вулканические тела фонолит-трахит-щелочносиенитовой и лампрофир-сиенитовой формации, внедрению которых предшествовали на юге Сибирской платформы интрузии траппов и кимберлитов. Петрологическая специфика этой формации позволяет предполагать значительную глубинность зарождения магматических очагов — дифференциатов трахиандезитовой оболочки, по В. В. Белоусову [22], и дальнейшую трансформацию в мигрирующих магматических очагах. Допустима связь с глубокопроникающими разломами, не получившими выражения на уровне застывания магматических тел.

Гранодиорит-гранитовая формация приурочена к активизированным структурам Станового разлома в пределах Нюкжа-Удского сводово-блокового поднятия. Внедрению гранитоидных интрузий предшествовали в прилегающих активизированных частях Монголо-Охотской складчатой области гранитовые формации, близкие по ряду петрологических признаков. Петрологическая специфика гранодиорит-гранитовой формации позволяет предположить связь интрузий с зонами частичного плавления «гранитного» слоя и, следовательно, меньшие глубины зарождения магматических очагов.

Геологические формации областей активизации имеют важное металлогеническое значение. С ними связаны месторождения каменного угля, золота, свинца, цинка, флюорита.

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Угленосная аргиллит-песчаниковая формация. Формация представлена юрскими и нижнемеловыми, существенно осадочными угленосными отложениями. В современном эрозионном срезе она занимает

около 10% площади щита в пределах Чульманской, Токинской и других впадин. Формация объединяет флористически охарактеризованные отложения юхтинской, дурайской, горкитской свит юрского возраста и холодниканской, токинской и ундытканской свит нижнего мела [51, 52].

Угленосная формация содержит следующие ассоциации пород: олигомиктовые песчаники и конгломераты (75—85% разреза), подчиненно глинисто-алевролитовые сланцы (юхтинская свита); песчаники, алевролиты и аргиллиты, редкие пласты угля (дурайская свита); полимиктовые песчаники, алевролиты, конгломераты, пласты угля (горкитская свита); олигомиктовые песчаники, конгломераты, пласты угля (холодниканская, токинская, ундытканская свиты). Базальный горизонт нижней юхтинской свиты залегает на кембрийских отложениях или на породах кристаллического фундамента и отделяется от них образованиями доюхтинской коры выветривания, мощность которой не превышает 3—4 м.

Литологические особенности формации выражаются в ее преимущественно песчаном составе и присутствии пластов каменных углей. Песчаники в основном кварцевые, кварц-полевошпатовые, аркозовые, полимиктовые, на отдельных участках туфогенные. Слоистость прерывистая, линзовидная, косая; линейная слоистость отмечена только в пачках алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников. Типы слоистости характеризуют различные фациальные обстановки, подчеркивая одновременное формирование различных фаций.

В качестве северного рубежа угленосной аргиллит-песчаниковой формации, вероятно, можно принять полосу смены континентальных и морских осадков. Эта полоса тяготеет к северной границе области, испытавшей мезозойско-кайнозойскую активизацию. Южная граница рассматриваемой формации оконтуривается Пристановым разломом. Западная граница совпадает с геоморфологическим рубежом между Алданским нагорьем и горными сооружениями северных отрогов хр. Станового. Восточная граница не имеет четких контуров.

Липарит-базальтовая формация приурочена к активизированным впадинам — грабенам забайкальского типа, где она ассоциирует с отложениями угленосной аргиллит-песчаниковой формации. Основные члены этой формации известны только на крайнем юго-западе щита в пределах Чукчудинского грабена. Возраст формации определяется по ассоциации вулканитов с фаунистически охарактеризованными юрскими и нижнемеловыми отложениями. Состав формации: липарит-дацитовые порфириды, туфолавы и туфы среднего состава, анамезиты, долериты, андезиты.

Интрузивные формации

Габбро-сиенит-монцитовая формация широко развита на юго-западе Алданского щита. Формация включает гранитоиды и основные породы ингамакитского комплекса, выделенного в 1963 г. В. Т. Свириденко [392], входящие в состав пояса палеозойских гранитоидов. Л. И. Салоп [385] включал описываемые гранитоиды в состав нижнепротерозойского чуйско-кодарского комплекса. Породы этой формации интрузируют кембрийские отложения, а галька их содержится в юрских конгломератах угленосной аргиллит-конгломерат-песчаниковой формации. Возраст гранитоидов 298—264 млн. лет.

На юге Кодаро-Удоканского района гранитоиды формации слагают крупные (сотни квадратных километров) многофазные пластовые тела. Мощность пластовых тел до 1500—1700 м. От подошвы тел до кровли наблюдается смена фаций от гипабиссальной до субвулканиче-

ской (Ингамакитский массив). Мелкие штоки и трещинные тела приурочены к наложенным палеозойским впадинам и зонам разломов в породах архейского фундамента. Характерной чертой крупных массивов является послойно концентрическая зональность. По отношению к вмещающим породам удоканской серии они занимают положение, близкое к межформационному.

Состав формации: пироксеновые горнблендиты, меланократовые монцониты, диориты, кварцевые диориты, орбикулярные монцониты; адамеллиты, граносиениты, кварцевые сиениты, сиенит-порфиры, монцониты, гранодиориты; кварцевые сиениты, лейкократовые сиениты; аплитовидные сиенит-порфиры, вогезиты, ромбен-порфиры, фельзит-порфиры, аплиты, пегматиты. Главными минералами являются андезин, ортоклаз, роговая обманка катафоритового ряда, биотит, клинопироксен, кварц. Акцессорные минералы — магнетит, сфен, ильменит, апатит, тантало-ниобаты, оранжит, давидит, сульфиды. Структура пород гипидиоморфная, порфировая, монцонитовая.

По особенностям петрохимического состава гранитоиды относятся к субщелочным пересыщенным Al_2O_3 . Металлогеническая специализация формации на редкие металлы, сульфидную медь; в экзоконтакте Ингамакитского массива известны меденосные и магнетитовые скарны.

Структурно-геологическая позиция формации позволяет рассматривать ее в связи с позднепалеозойской активизацией.

Гранодиорит-гранитовая формация. Формация объединяет гранитоидные породы ларбинского и чукчудинского комплексов, слагающие крупные дискордантные массивы в центральной и западной активизированных частях Джугджуро-Становой зоны [32, 130, 393]. Наиболее крупные пластообразные массивы гранитоидов подчинены положению региональных разрывных нарушений, заложённых в протерозое и обновлённых в областях проявления мезозойской активизации. Размеры крупных гранитоидных массивов достигают 1500—2000 и 4000 км². Возраст пород формации 155 млн. лет, по Ю. К. Дзевановскому [130].

В составе формации присутствуют граниты, плагиограниты, граносиениты, гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монцониты, лейкократовые граниты, аплиты; гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, лампрофиры, диорит-порфириты. В эндоконтактных зонах массивов распространены многочисленные ксенолиты в различной степени ассимилированных вмещающих пород, предопределившие появление переходных разновидностей от гранитов к диоритам до габбро-диоритов. Для пород формации характерны резкие колебания в характере зернистости, порфиroidные структуры, обилие ксенолитов, что определяет принадлежность их к интрузиям малых глубин.

Минеральный состав пород определяется различными количественными соотношениями кварца, калиевого полевого шпата, олигоклаз-андезина, биотита и амфибола. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит. Плагиоклаз обычно зональный, калиевый полевой шпат — слаборешетчатый микроклин и ортоклаз. Широкое развитие имеет окварцевание, серицитизация, хлоритизация гранитоидов и последующая гидротермальная минерализация (кварцевые жилы с золотом и молибденом).

Фонолит-трахит-сиенитовая и лампрофир-сиенитовая формация. Формация является наиболее типичным представителем магматических образований областей активизации. Для нее характерны сочетания интрузивных и вулканогенных образований и сложная изменчивая ассоциация щелочных и щелочноземельных пород, принадлежащих к нескольким крупным фазам прерывистой магматической деятельности. Породы формации известны в областях активизации Алданского и Африканского щитов, в Бразилии, Монтане, Австралии, а также в активизированных частях фанерозойских складчатых областей — на Малом

Кавказе, в Северном Казахстане, Памире, в Зондском архипелаге и Прибайкалье.

Характеристике мезозойских щелочных пород Алданского щита посвящены труды Ю. А. Билибина [27], Т. В. Билибиной, А. Д. Дашковой, В. И. Донакова и др. [341], С. М. Кравченко и Е. В. Власовой [225] и других.

Магматические образования рассматриваемой формации локализируются в пределах Чарско-Учурского сводового поднятия, разбитого на серию блоков с амплитудами смещения до 800 м. Мезозойские интрузии и вулканические постройки локализируются в пределах купольно-блоковых структур (районов развития мезозойского магматизма), которые имеют в связи с блоковым характером докембрийского фундамента не линейный, а площадной характер. К ним относятся Атбастах-Мурунский, Верхнеамгинский, Центральноалданский, Эвотинский, Суннагинский, Гонамский, Алгоминский, Кет-Капский и Томптоканский районы, приуроченные к склону Чарско-Учурского сводового поднятия. Наиболее крупными являются Томптоканский, Центральноалданский и Кет-Капский районы, площади которых имеют соответственно — 825, 500, 340 км². Кульминационным пунктом мезозойской активизации с максимальной контрастностью глыбовых движений явился Центральноалданский район, где наиболее полно представлены породы всех комагматических ассоциаций, за исключением преобладающих на востоке диорит-порфиритов.

Состав формации определяется пятью крупными комагматическими группами, принадлежащими к различным петрохимическим рядам [341]: 1) диоритовые порфириты и диориты, вогезиты, керсантиты, минетты, роговообманковые сиенит-порфиры и трахитовые порфиры (158 млн. лет.); 2) щелочные, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты (эгириновые, слюдяно-эгириновые сиениты, пуласкиты, лаурвикиты), шонкиниты, малиньиты, мельтейгиты, миссуриты, эгириниты и альбититы; псевдолейцитовые порфиры и пирокластолиты из корки закалки в кровле лакколлитов (138 млн. лет.); 3) фонолитовые порфиры и их эпипсевдолейцитовые разновидности, тефриты, псевдолейцитовые тингуаиты и пирокластолиты; лейцитовые базальты, туффиты, лейцититы и вулканическое стекло (115—110 млн. лет.); 4) авгитовые и роговообманковые сиениты, монцониты, сиенит-порфиры (120—110 млн. лет.); 5) эгириновые граниты, грорудиты и сельвсбергиты, иногда переходящие в тингуаиты, фениты, альбититы (127—108 млн. лет.).

Возрастные соотношения пород различных комагматических ассоциаций подтверждаются интрузивными контактами, нахождением ксенолитов, эруптивными брекчиями, дайковыми пересечениями и радиологическими данными.

Формирование пород каждой комагматической ассоциации характеризуется неоднократным внедрением магмы в пульсационном или незакономерном чередовании, что, вероятно, обусловлено частой сменой направления и амплитуды глыбовых движений и многократной активизацией разрывных нарушений. В этих условиях имеет место чередование интрузивной и вулканической деятельности, характерное для магматизма областей активизации. Глубина размещения магматических тел от поверхности 500—800, до 1000 м; область их локализации соответствует положению контакта размытой поверхности докембрийского основания с пологозалегающими отложениями платформенного покрова. Формы интрузивных тел пластовая, лакколитоподобная, иногда крутопадающие трубообразные залежи и дайки. Характерна приуроченность интрузий различных комагматических ассоциаций к единым центрам извержения (сложные долгоживущие магматические тела).

Вулканогенные породы слагают слоистые вулканические постройки, некки, покровы, неправильные субвулканические тела и дайки. Площадь

интрузий 20—80 км² и больше; мощность вулканических построек 150—400 м, протяженность субвулканических залежей до 10 км, даек — 2 км.

Щелочные, нефелиновые, псевдолейцитовые сиениты и щелочные вулканогенные породы принадлежат к полю щелочных пород калиевого ряда; диорит-порфириды, лампрофиры, порфиры, авгитовые, роговообманковые сиениты, монцититы относятся к ряду известково-щелочных пород. Калиевые и ультракалиевые щелочные породы пересыщены щелочами или принадлежат к нормальному ряду с отношением $K_2O: Na_2O$ обычно больше единицы, редко 15—25. По соотношению щелочей и глинозема и колебаниям количеств фемических элементов щелочные породы отвечают линейному ряду: щелочные пироксениты → щелочные габброиды → щелочные базальты → щелочные сиениты → щелочные трахиты.

Трахибазальтовая формация. Неоген-четвертичные базальты и долериты рассматриваемой формации известны в южной и юго-западной частях щита, подвергшейся воздействию мезозойской и более молодой разрывной тектоники. Возраст формации определен по остаткам пыли в неогеновых песчаниках, переслаивающихся с туфами и перекрытых лавовыми потоками. Долериты и базальты образуют дайки, маломощные жилы и единичные вулканические жерла, покровы, потоки. В строении неков и покровов участвуют миндалекаменные базальты и их кластолавы, в которых обломки базальтов спаяны их более раскристаллизованными разновидностями (Мевочанский нект, покровы р. Алгомы). Мощность даек 1—10 м, протяженность десятки — сотни метров, мощность покровов до 800 м.

Неогеновые породы представлены оливиновыми и авгитовыми базальтами, долеритами; верхнечетвертичные — трахитами, анортоклазовыми трахибазальтами и базальтами, трахиандезитами, плагиобазальтами, туфолавами, шлаками, туфами, лаваагломератами. Базальты и трахиты содержат в порфирировых выделениях оливин, титан-авгит, авгит и лабрадор-битовнит, анортоклаз; для долеритов обычны андезин-лабрадор, авгит, гиперстен и оливин. Акцессорные минералы — магнетит, титаномангнетит, ильменит, анатаз, апатит; структура от интерсертальной и микродолеритовой до гналопилитовой, пилотакситовой.

Преобладают оливиновые базальты, приближающиеся при увеличении роли оливина к океанитам, а также плагиобазальты. Для формации характерно: 1) возрастание щелочности, особенно калия, в последовательном ряду дифференциации пород; 2) сочетание трещинных излияний с вулканизмом центрального типа; 3) приуроченность излияний к молодым сводовым структурам.

ЕНИСЕЙСКИЙ ВЫСТУП

Выделение геологических формаций для Енисейского выступа является, по существу, первым опытом формационного анализа всех разнотипных и разновозрастных образований этой территории и носит поэтому предварительный характер. В геологическом развитии этого выступа, находящегося в области развития байкалид, выделяются пять структурно-формационных комплексов, отличных от соответствующих подразделений щитов как по типовым особенностям геологических формаций, так и некоторым смещением времени их формирования. Прогеосинклинальный структурно-формационный комплекс объединяет здесь ряды геологических формаций архея и раннего протерозоя; протогеосинклинальному комплексу соответствуют среднепротерозойские и начальные позднепротерозойские формации и протоорогенному — геологические формации позднего протерозоя. Платформенные формации,

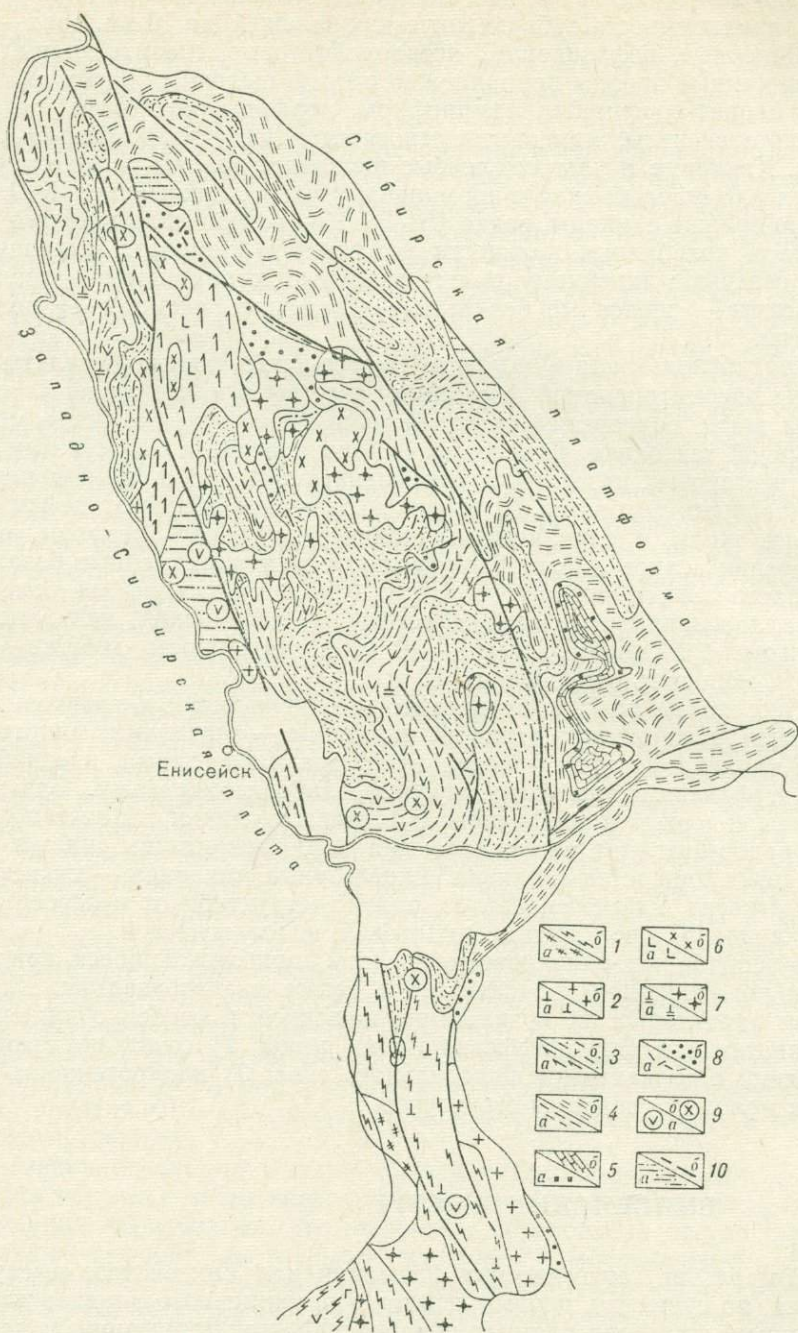


Рис. 22. Схема распространения основных геологических формаций на Енисейском выступе.

Прогосинклинальные формации: 1 — диабаз-песчанико-сланцевая (а) и кварцит-известняк-сланцевая (б); 2 — габбро-анортзитовая (а) и мигматит-гранитовая (б). Протогосинклинальные формации: 3 — сланцево-траувакковая (а) и кварцит-песчаник-диабазовая (б); 4 — песчаник-алевролитовая (а) и алевролит-известняковая (б); 5 — железорудная песчаник-гравелитовая (а) и известняковая (б); 6 — габбро-диабазовая (а) и мигматит-плагиигранитовая (б); 7 — габбро-перидотитовая (а) и гранитовая (б). Протоорогенные формации: 8 — андезит-липаритовая (а) и алевролит-песчаниковая молассоидная (б). Формации периода тектоно-магматической активизации: 9 — фониолит-песчаник-гравелитовая (а) и сиенитовая и щелочно-ультрасосновая (б); 10 — формации платформенного чехла (а) и важнейшие зоны разломов (б).

представленные на Енисейском выступе весьма ограничено, имеют только палеозойский (а не позднепротерозойский) возраст. Структурно-формационный комплекс области тектоно-магматический активизации относится к позднему палеозою — мезозою (рис. 22).

ПРОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Геологические данные и результаты радиологических определений (2350—2900 млн. лет) позволяют считать возраст формаций архейским. Среди архейско-раннепротерозойского ряда прогеосинклинальных формаций наиболее древней является *диабаз-песчаник-сланцевая* формация, известная под названием «канского метаморфического комплекса», выделенного Ю. А. Кузнецовым [243, 244, 245].

В составе канского метаморфического комплекса, развитого в Ангаро-Канском антиклинории, выделяются две толщи, отличающиеся по минеральным ассоциациям (снизу вверх): гнейсы гранат-полевошпатовые и пироксеновые, гранулиты, а также кристаллические сланцы и амфиболиты (кузеевская толща общей мощностью 3—4 км), гнейсы силлиманитовые, кордиеритовые, пироксеновые и гранат-биотитовые, кварцито-гнейсы и железистые кварциты, амфиболиты (атамановская толща общей мощностью 1,5—2 км). Некоторыми авторами выделяется, кроме того, толща, сложенная биотит-кварц-пироксеновыми и гранат-биотитовыми гнейсами, кварцито-гнейсами и другими породами (калантатская толща общей мощностью 1,5—2 км).

Преобладающими типами первичных пород являются диабазы (20% разреза), песчаники, в том числе кварцевые (30% разреза), и сланцы (35% разреза). Отложения формации характеризовались разнородной слоистостью и слабой ритмичностью. Восстановление первичных особенностей пород *диабаз-песчаник-сланцевой* формации условно; предполагается, что первоначально это были вулканогенно-терригенные толщи песчаникового, глинистого и глинисто-мергелистого состава, лишенные чисто карбонатных осадков. Наряду с вулканогенными породами были развиты интрузивные тела габбро-диабазов.

По условиям метаморфизма породы кузеевской толщи отвечают гранулитовой фации прогрессивного регионального метаморфизма, а атамановской и калантатской — гранулитовой и регрессивной амфиболитовой фации. Все исследователи отмечают сходство канского метаморфического комплекса с архейскими образованиями Алданского и Анабарского щитов.

Для пород рассматриваемой формации характерно широкое проявление регрессивного метаморфизма, выражающегося в перекристаллизации пород, появлении новых минеральных ассоциаций амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Кварцит-известняк-сланцевая формация имеет раннепротерозойский возраст. Возраст слагающих ее пород 2400—1950 млн. лет. Породы формации, залегающие в Ангаро-Канском антиклинории, известные под названием «енисейского метаморфического комплекса», являются, по мнению Ю. А. Кузнецова [243, 245], скорее «петрологически единым сообществом пород, чем хроно-стратиграфической единицей». В различных районах они в настоящее время картируются под названиями исавской, среднянской, шиверской, абалаковской и веснинской свит, а на севере края как свиты хр. Карпинского и тейская.

Состав формации представлен частым чередованием сланцеватых обычно мелкокристаллических биотитовых, гранат-пироксеновых и ам-

фиболовых гнейсов с полевошпатовыми кварцитами, мраморами и доломитами. В некоторых районах господствующими типами пород являются слюдяные сланцы с андалузитом, ставролитом, силлиманитом, гранатом. Такие участки отвечают, по-видимому, метаморфизованным образованиям кор выветривания. В общем составе формации они занимают не более 5% разреза, а далее в порядке возрастания мощности следуют кремнистые осадки (15% разреза), мраморы (25% разреза) и сланцы (50% разреза). Общая мощность отложений достигает 4,5—5 км.

При детальном изучении формации удастся расчленить ее на ряд толщ или пачек. В центральной части Приенисейского антиклинория в составе свиты хр. Карпинского картируются три толщи (снизу вверх): биотитовых и биотит-гранатовых сланцев, мелкокристаллических порфиробластических гнейсов, гранито-гнейсов, кварцитов; меланократовых биотитовых гнейсов; амфиболовых и хлоритовых сланцев, амфиболитов. Мощность каждой из толщ 0,5—0,8 км. Породы указанных толщ образуют пологие валы и купола; реже в них наблюдаются изоклинальные складки высоких порядков. По условиям метаморфизма породы формации отвечают амфиболитовой фации регионального прогрессивного метаморфизма.

Отложения прогеосинклинального ряда завершаются *сланцево-известняковой формацией*, возраст которой определяется по геологическим данным как ранне-среднепротерозойский (1750—1620 млн. лет). Широкое распространение формация имеет в Приенисейском и Центральном антиклинориях, где к ней относятся печенгинская свита и свита Сухого хребта. Состав формации представлен массивными и полосчатыми мраморами и мраморизованными известняками, кристаллическими сланцами, графитсодержащими и слюдистыми кварцитами, амфиболитами, метапесчаниками и метаалевролитами. Формация весьма устойчивая по составу и строению на всей площади своего развития, имеет мощность около 1,2 км. Характерно господство карбонатных пород в верхней части разрезов. Амфиболиты являются паропородами (разности амфиболитов, в которых сохранились реликты офиолитовых структур, относятся к интрузивной габбро-диабазовой формации). По условиям метаморфизма породы рассматриваемой формации соответствуют амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям, а также фации зеленых сланцев.

Ультраметаморфические и интрузивные формации

К прогеосинклинальному этапу относятся габбро-анортозитовая и мигматит-гранитовая формации.

Габбро-анортозитовая формация. Формация представлена габбро, норитами, анортозитами, пироксенитами, серпентинитами и метадиабазами. Она выделяется различными исследователями как кузевский и курышский комплексы докембрия, слагающие согласные тела типа пластовых залежей, лакколитов, реже дайки и штоки. В приконтактных частях габброидных тел наряду с породами типа рудного габбро, обогащенного магнетитом и ильменитом, нередко локализуются анортозиты и сиениты. Анортозиты образуют иногда и самостоятельные тела. Мощность их измеряется десятками, реже сотнями метров; протяженность достигает 7—15 км. Единичные определения возраста дают значения свыше 2800 млн. лет, что в сочетании с геологическими данными позволяет считать возраст формации архейским.

Среди пород рассматриваемой формации встречаются тела чарнокитов и ортогнейсов, которые, по-видимому, следует выделить в близ-

кую по возрасту самостоятельную формацию несмотря на весьма ограниченные масштабы их проявления.

Мигматит-гранитовая формация. Формация представлена гранитами, часто порфиробластическими, аплитовидными и пегматоидными, гранодиоритами, гнейсо-гранитами, мигматитами, известными под названием таракского гранитоидного комплекса раннего протерозоя. Радиологические определения возраста лейкократовых гранитов по монациту свинцово-изотопным методом показали 1750 ± 50 млн. лет, а для преобладающих разностей гранитов — 1850 ± 100 млн. лет.

Наиболее крупный Таракский массив имеет куполовидную форму, площадь его 1750 км^2 . Другие массивы меньшего размера являются также валообразными или куполовидными телами. Внутри массивов сохранились многочисленные скиалиты гнейсов и кристаллических сланцев различной формы и размеров. В приконтактовых зонах развиты процессы мигматизации, проявляющиеся в фельдшпатизации гнейсов и сланцев, биотитизации и развитии агматитов.

По составу граниты микроклиновые, биотитовые, часто с гранатом. Акцессорные минералы — монацит, циркон, апатит. Лейкократовые граниты, вероятно, следует рассматривать в качестве подформации, к которой относятся также небольшие массивы гранитов, содержащих рассеянную вкрапленность флюорита и выделяемых в качестве комплекса малых интрузий. Граниты рассматриваемой формации сопровождаются полями пегматитов.

ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

К образованиям протогеосинклиналиного ряда относится группа осадочных и в меньшей мере осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций среднего-позднего протерозоя.

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Осадочные формации — сланцево-граувакковая и песчанико-алевролитовая и осадочно-вулканогенные — кварцит-песчанико-диабазовая локализируются в различных системах прогибов.

Сланцево-граувакковая формация. Формация объединяет породы кординской, горбилкокской, удерейской и погорюйской свит нижней части нижнего протерозоя, развитые преимущественно в пределах Большепитского синклиория. Возраст пород $1350—1220$ млн. лет. Состав формации определяется ассоциацией микрокристаллических серицит-хлоритовых сланцев с лепидогранобластовой структурой и реликтами обломочных структур песчаников, гравелитов и отдельными пластами глауконитовых песчаников. Главными типами первичных пород являются глинистые и алевроглинистые бескарбонатные сланцы (40% разреза), полимиктовые граувакковые песчаники (50% разреза) и гравелиты. Отложения характеризуются устойчивостью состава и строения толщ на большой площади, неясно выраженным напластованием и зачаточной ритмичностью. Суммарная мощность отложений $3,5—4,5$ км. Метаморфизм пород соответствует эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям.

Кварцит-песчаник-диабазовая формация. К формации, образующейся одновременно с предыдущей, отнесены метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы глушихинского комплекса, исаковской и низов сухопитской серий среднего-верхнего протерозоя, развитые в пределах Нижневороговского и Большепитского синклиориев. В сос-

таве формации наибольшее развитие имеют андезит-базальтовые и диабазовые порфириды и их туфолавы и туфы, переслаивающиеся с песчаниками, алевролитами, кремнистыми сланцами и известняками. Мощность отложений изменчива и достигает 1,7—3,8 км. Наряду с покровами и потоками андезито-базальтов и диабазов, широко развиты субвулканические и интрузивные тела такого же состава. Ведущими процессами метасоматических изменений пород являются регионально проявленная хлоритизация и альбитизация. Зеленокаменные изменения, которые охватывают все породы, приводят в итоге к возникновению хлоритовых сланцев.

Песчаник-алевролитовая формация. Формация объединяет отложения тунгусикской и верхов сухопитской серий верхнего протерозоя. Она представлена мощной толщей переслаивания глинистых, глинисто-карбонатных сланцев, метаморфизованных алевролитов, песчаников, а также углисто-глинистых алевросланцев и известняков. Ритмичность в толще выражена слабо, кроме отдельных зон, где фиксируются двучленные (песчаник-алевролит) и трехчленные (песчаник — алевролит — глинисто-карбонатный пелит) ритмы. Нижняя часть толщи характеризуется относительно большей грубозернистостью. В верхней части широко распространены глинистые и углисто-глинистые сланцы и рифогенные строматолитовые известняки. Общая мощность формации 4,5—5,5 км.

В соответствии с типами разрезов выделяется несколько ассоциаций пород: собственно флишевая, терригенная и карбонатная флишеидная, органогенная известняковая, доломитовая и углисто-терригенная. Метаморфизм пород не превышает фации зеленых сланцев. Накопление отложений рассматриваемой формации происходило в условиях расчлененного морского бассейна с общей тенденцией к опусканию, за исключением стабилизированных участков, в обрамлении которых отлагались углистые, карбонатные и железорудные фации. К этому структурно-формационному комплексу, вероятно, может быть отнесена железорудная песчанико-гравелитовая формация, включающая лептохлорит- и гематитсодержащие отложения нижнеангарской свиты верхнего протерозоя. Однако ограниченная распространенность этих отложений не позволяет дать ее полную характеристику.

Ультраметаморфические и интрузивные формации

Для рассматриваемого протогеосинклинального структурно-формационного комплекса характерна двукратная смена от основных к гранитоидным формациям. Ранняя группа представлена габбро-диабазовой и мигматит-плагิโอгранитовой, а поздняя — габбро-перидотитовой, габбро-плагิโอгранитовой и гранитовой формациями.

Габбро-диабазовая формация, возраст которой определяется как начало среднего протерозоя, развита в Ангаро-Канском антиклинории, где габбро-диабазы и диабазовые порфириды юдинского комплекса образуют сгущенные серии даек. Дайки прорывают граниты таракского комплекса и в свою очередь пересекаются пегматитами. Возраст габбро-диабазов 1650 млн лет. В пределах Приенисейского и Центрального антиклинориев к рассматриваемой формации, вероятно, следует относить актинолит-эпидот-хлоритовые сланцы и амфиболиты, которые в ряде районов выделяются в индыглинский комплекс габбро-диабазов, а в других рассматриваются как ортоамфиболиты в составе пенчугинской свиты.

Мигматит-плагิโอгранитовая формация. Формация представлена согласными телами и жилами гранитоидов гаревского и посольненского комплексов, залегающими среди метаморфических пород ниж-

него протерозоя. Образование их связывается с гранитизацией нижепротерозойской толщи в ходе глубинного ультраметаморфизма. Определения возраста гранитоидов дают цифры в пределах 1640—930 млн. лет, что отражает длительность их формирования.

В составе формации выделяются граниты, плагиограниты, гранодиориты, мигматиты. Вместе с ними развиты пегматиты и кварц-полевошпатовые и турмалин-полевошпат-кварцевые жилы. Все породы формации характеризуются повышенным содержанием биотита и турмалина.

Габбро-перидотитовая формация. К формации отнесены образования сурнихинского, токминского и лендахского комплексов. Породы формации слагают небольшие штокообразные массивы, протяженностью до первых километров, обычно приуроченные к зонам разломов; реже они образуют пояса сложной конфигурации. Габбро и диабазы сохранились лишь в центральных частях тел. Ультраосновные породы представлены антигоритовыми, хризотиловыми и метакситовыми серпентинитами, в которых сохранились реликты гарцбургитов, перидотитов и лерцолитов. К отдельным частям серпентинитовых тел приурочены карбонатно-тальковые и актинолит-хлоритовые породы, тяготеющие к зонам дробления и катаклаза.

Габбро-плагиогранитовая формация. Близкой по возрасту (начало позднего протерозоя) является габбро-плагиогранитовая формация, которая распространена в Центральном и Приенисейском антиклинориях и известна под названием «тейского комплекса». В ее составе преобладают гранодиориты и диориты. Габброидные разновидности обычно тяготеют к краевым частям тел; для всех пород характерно обилие ксенолитов, быстрая изменчивость минерального состава и другие признаки гибридности. В ряде случаев трудно отделить породы этой формации от более ранней мигматит-плагиогранитовой и более молодой гранитовой формаций.

Гранитовая формация. Этой формации отвечают крупные массивы гранитоидов, известные под названием «татаро-аяхтинского комплекса». По геологическим данным возраст их позднепротерозойский, по радиологическим определениям — 850 ± 60 млн. лет. Породы формации образуют массивы, приуроченные к протяженному (сотни километров) субмеридиональному поясу, находящемуся в осевой части Енисейского выступа. Отдельные массивы нередко смыкаются друг с другом. Состав формации определяется ассоциацией гранитов, гранодиоритов, мигматитов, аплитов и пегматитов.

Особенностью строения массивов являются постепенные переходы через зоны мигматизации к вмещающим породам наряду с секущими контактами. В центральных частях развиты порфиroidные плагиограниты и биотитовые микроклиновые граниты. Граниты сопровождаются жилами аплитов и пегматитов. Для пород формации характерно повышенное содержание щелочей и пересыщенность глиноземом; широкие колебания количеств главных окислов указывают, по данным С. Г. Петрова [339], на проявление процессов гибридности. Можно выделить по петрохимическим признакам более основные, гранодиоритовые, и более кислые, собственно гранитовые, разновидности, становление которых сближено во времени.

ПРОТООРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Группа протоорогенных формаций Енисейского выступа представлена двумя формациями: андезит-липаритовой и алевролит-песчаниковой молассондной.

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Андезит-липаритовая формация. Вулканогенные породы этой формации, известные под названием «верхневороговской серии», слагают небольшие по размерам грабен-синклинали, приуроченные к краевым частям Центрального и Приенисейского антиклинориев. Возраст формации по геологическим данным определяется как поздне-протерозойский; по радиологическим данным — 520 ± 75 млн. лет.

В пределах Верхневороговской грабен-синклинали выделяются пять последовательно сменяющихся по разрезу толщ осадочно-вулканогенных пород и три группы (по кислотности и щелочности) синхронных субвулканических и интрузивных образований. Общая мощность вулканогенно-осадочных отложений 1,2—1,8 км. Наиболее характерны толщи туфолав и лав липаритовых порфиритов (35% разреза). Из терригенных пород определяющими для формации являются пестроцветные, при ведущей роли красноцветных, грубообломочные плохо сортированные осадки (мусорные гравелиты, грубообломочные песчаники) с примесью вулканогенного материала (25% разреза). Характерно присутствие кварцево-галечных конгломератов, горизонты которых на отдельных участках образуют вместе с песчаниками и алевролитами толщу мощностью до 80 м. Переходы конгломератов в песчаники постепенные, встречаются участки «пудингов» и «плавающих» галек. Мощность конгломератовых горизонтов составляет 0,15—1,2 м. В гальке преобладают кварц и кварциты, метапесчаники и метаалевролиты, турмалин-кварцевые породы и гранитоиды; цемент песчаниковый, сульфидизированный. Акцессорные минералы — ильменит, рутил, лейкоксен, циркон, браннерит, монацит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, апатит, турмалин, корунд, ставролит, гранат. Все породы формации испытали метаморфизм зеленосланцевой фации, нередко дислокационный, приведший к появлению порфириидов, порфиритоидов и различных сланцев.

Господствующим типом пород *алевролит-песчаниковой молассоидной формации* являются слабо метаморфизованные красноцветные, реже сероцветные песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты. Для отложений характерна грубая цикличность, косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания, быстрая изменчивость мощности. Общая мощность формации 2,5 км. В составе ритмов, мощность которых колеблется от 4—15 см до 7 м, преобладают грубообломочные песчаники (65% разреза) и алевролиты (25% разреза). Метаморфизм пород соответствует начальной стадии зеленосланцевой фации.

Интрузивные формации

Протоорогенные магматические формации — липаритовая, андезито-базальтовая и граносиенитовая — представлены небольшими штоками и дайками. Не исключена возможность объединения их в единую вулканогенно-интрузивную формацию, которая включает субвулканические и магматические породы ковринского, водораздельного, ведугинского, кутукасского и порожнинского комплексов. Перечисленные комплексы имеют единый позднепротерозойский возраст; радиологические данные показывают возраст 510 млн. лет.

Субвулканические и интрузивные породы липаритового состава характеризуются пересыщенностью кремнеземом, глиноземом и высокой ролью щелочей, особенно калия; андезито-базальты близки к основным породам щелочноземельного ряда. Граносиенитовые разности пород представлены известково-щелочными сиенитами и щелочными гранитами.

ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМЕННЫЕ И ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ

Платформенные геологические формации, отвечающие последокембрийскому развитию региона, подробно рассмотрены в работах Н. С. Малича, В. Л. Масайтиса, Ю. Г. Старицкого, С. П. Микуцкого и других. В пределах Енисейского выступа формации этого ряда сохранились лишь в небольших грабенах (верхнекембрийская меденосная известняк-алевритовая, ордовикско-девонская алеврит-песчаниковая и триасовая трапповая формации).

К образованиям палеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизации относятся как вулканогенно-осадочные, так и интрузивные формации. Первая группа представлена одной фонолит-песчаник-гравелитовой формацией, локализуемой в системах грабенов, а вторая — формациями щелочного состава — сиенитовой и ийолит-уртитовой с карбонатитами.

Осадочно-вулканогенные и осадочные формации

Фонолит-песчаник-гравелитовая формация. Породы этой формации сохранились в цепочке грабенов, приуроченных в зоне Приенисейского глубинного разлома. Возраст их определяется как позднепалеозойский или раннемезозойский (радиологические определения показали 250—210 млн лет). В состав формации входят фонолиты, бостониты, такситовые фельзиты, лейкокластические туфы, туфопесчаники, гравелиты и конгломераты; мощность ее превышает 400 м.

Интрузивные формации

Более молодые отложения, развитые на Енисейском выступе, представлены угленосными толщами мезозоя, а также песчано-глинистыми породами и образованиями кор выветривания палеогенового возраста, связанными с дальнейшим развитием осадочного покрова Сибирской платформы и молодой Западно-Сибирской плиты.

В пределах Енисейского выступа проявлены процессы тектоно-магматической активизации, выразившейся в образовании пород сиенитовой и ийолит-уртитовой формации с карбонатитами. Возраст их определяется по радиологическим данным условно как среднепалеозойский — мезозойский (320—220 млн лет). Районы проявления формаций приурочены к местам сочленения длительно развивающихся региональных разломов с системами поперечных разломов северо-восточного направления.

Породы *сиенитовой формации*, известные под название «татарского интрузивного комплекса», образуют небольшие штокообразные залежи с неглубоко эродированной кровлей, а также дайкообразные тела, состав которых весьма непостоянен в связи с резкими колебаниями содержания некоторых минералов в отдельных типах пород. Преобладающими породами являются сиениты, меланократовые и лейкократовые бостониты, граносиенит-порфиры, щелочные базальтоиды.

В образовании сиенитовой формации намечаются, по Е. В. Свешниковой [391], два этапа (от ранних к молодым): лейкократовые и меланократовые сиениты и нефелиновые сиениты; жильные мусковитовые сиениты и пегматиты. К завершающему этапу относятся процессы альбитизации и калишпатизации. *Щелочно-ультраосновная формация* с карбонатитами представлена нефелиновыми сиенитами, ийолитами, урритами, мончикитами, карбонатитами, выделяемыми как кийский щелоч-

но-ультраосновной комплекс. Массивы характеризуются концентрически-зональным строением. Центральные части сложены преимущественно ийолит-уртитам; в краевых зонах интенсивно проявлены процессы щелочного метасоматоза. Карбонатиты участвуют в строении концентрически-зональных тел. По петрохимическим и геохимическим особенностям породы близки к щелочно-ультраосновной формации южного обрамления Сибирской платформы и Алданского щита.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЩИТОВ И ОБЛАСТЕЙ ИХ АКТИВИЗАЦИИ

Систематизация признаков, характеризующих геологические формации щитов и массивов Русской и Сибирской платформ, позволяет выявить основные черты их сходства и различия и уточнить главнейшие особенности структурно-формационных комплексов. Закономерная смена геотектонических режимов во времени от архея до позднего протерозоя в докембрии и далее в фанерозое, естественно, имела разное выражение в различных мегаструктурах земной коры, фрагменты которых доступны наблюдению лишь в пределах щитов и массивов. Принятый нами историко-геологический принцип рассмотрения эволюции вещества земной коры на уровне геологических формаций требует такого же подхода при выяснении черт сходства и различия их проявления в региональном плане с учетом принадлежности формаций к определенным структурно-формационным комплексам и соответственно геотектоническим режимам.

В группе формаций прогеосинклинального комплекса (архей) определенные черты сходства обнаруживают геологические формации Алданского и Украинского щитов, Воронежского и Белорусского массивов. Для архея этих регионов типично преобладание осадочно-вулканогенных формаций, являющихся в ряде случаев производными базальтового слоя коры. Магматогенная составляющая этих формаций имеет сходный состав, отвечающий лавам базальт-диабаз-андезитового ряда и интрузивным образованиям габброидно-ультрабазитового ряда. Некоторые различия обнаруживают осадочные члены этих формаций, представленные на Алдане терригенно-карбонатными образованиями, а на Украине и, вероятно, на Воронежском и Белорусском массивах преимущественно терригенными толщами. На Алданском щите роль осадочных отложений более значительна и полнее представлен весь формационный ряд.

Геологические формации восточной части Балтийского щита резко отличаются от формаций остальных щитов по преобладанию осадочных пород, преимущественно грауваккового и аргиллит-песчаникового состава над вулканогенными членами, представленными в основном диабазами*.

Различия в характере ассоциаций осадочных пород указывают на типы литологических фаций древних морей. Так, осязательное присутствие карбонатных отложений на Алданском щите позволяет предполагать большую длительность образования структурно-формационных комплексов, смену фациальных обстановок и появление акваторий с повышенной соленостью. Обилие грауваккового материала в геологических формациях архея восточной части Балтийского щита, вероятно, свидетельствует об ускоренном процессе накопления формаций и о быстром размыве более древних вулканогенных толщ.

*Исключением являются кристаллические сланцы, залегающие в так называемом гнейсо-диоритовом комплексе, которые могут принадлежать к офиолитовой формации.

Особенностью Алданского и восточной части Балтийского щитов, указывающей на существование местных перерывов в накоплении геологических формаций и локального развития процессов коры выветривания включая гальмиролиз, являются метаморфизованные кремнистые высокоглиноземистые и кремнисто-железистые породы различных геологических формаций.

Отсутствие представлений о строении планетарных мегаструктур земной коры в архее не позволяет пока провести их полную корреляцию. Некоторые общие сопоставления показывают, что геологические формации архея восточной части Балтийского щита, отличные от геологических формаций других щитов, отражают ранее завершённое развитие и консолидацию базальтового слоя, выраженные в размыве и перетолжении первичных модификаций — основных вулканогенных и, вероятно, интрузивных пород. Присутствие вулканогенных пород диабазового состава в существенно осадочных формациях архея восточной части Балтийского щита позволяет предполагать и там сходный состав первичной базальтовой коры.

Региональный метаморфизм в архее выражен на всех щитах в общем с одинаковой интенсивностью.

Ультраматаморфические процессы в условиях прогеосинклинального этапа развития земной коры проявляются неравномерно с различной интенсивностью в ее отдельных фрагментах. В архее мигматит-плагиогранитовые и плагиогранит-чарнокитовые формации преобладают над гранитовыми. Как общая закономерность намечается пространственная связь автохтонных плагиогранит-мигматитовой и чарнокитовой формаций с областями проявления офиолитовой и других вулканогенных формаций — фрагментов базальтового слоя.

С наибольшей интенсивностью процессы ультраматаморфизма проявлены в архее на Украинском щите и на Воронежском массиве. Ярким примером предельной интенсивности проявления процессов ультраматаморфизма является юго-западная часть Украинского щита, где громадные Житомирско-Винницкий и Днестровско-Фастовский блоки сложены породами плагиогранит-чарнокитовой формации. Среди них только «просвечивают» вулканогенные и осадочные образования бугско-днестровской серии, метаморфизованные в гранулитовой фации. То же касается Днепровского блока, где гнейсы аульской серии в высокой степени гранитизированы и превращены в породы мигматит-плагиогранитовой формации.

Области развития осадочно-вулканогенных формаций восточной части Алданского щита (курультинская и тимптонско-желтулинская серии), породы которых метаморфизованы в гранулитовой фации, наоборот, в очень слабой степени затронуты процессами гранитизации. Относительная насыщенность производными процессами ультраматаморфизма характерна для центральной и западной частей Алданского щита в пределах Алдано-Тимптонского мегаантиклинория. В восточной части Балтийского щита процессы ультраматаморфизма проявлены также избирательно, преимущественно в антиклинорных структурах Карельского и Кольского районов (Мурманский блок и др.), где им предшествовали основные интрузии.

Неравномерное размещение областей и центров гранитизации, вероятно, зависит от положения зон и куполов тепловых потоков, подчиняющихся в размещении влиянию энергетически активных зон мантийного слоя. Недостаточная изученность вопроса о тепловых потоках в докембрии и отсутствие детальных карт их размещения позволяют лишь предполагать характер структурной сопряженности областей гранитизации с главнейшими геотектоническими элементами, мощностями коры или особенностями ее состава. Намечаются с учетом данных структурной геофизики сопряженность центров гранитизации с мегаан-

тиклинорными структурами и приуроченность к зонам регионального катаклаза или реже к трансформированным региональным нарушениям и участкам с относительно увеличенной мощностью земной коры.

Несмотря на неравномерное развитие отдельных типов геоструктур в архее и различные сочетания геологических формаций, принадлежащих к базальтовому и разрастающемуся за его счет гнейсо-гранитному слою, земная кора представляла собой к концу архея относительно консолидированное основание, на котором развивались линейные подвижные пояса раннего протерозоя.

Ассоциации геологических формаций протогеосинклинального структурно-формационного комплекса обнаруживают черты их различия в пределах разных фрагментов земной коры при общем единстве типов формационных рядов. Различия зависят, видимо, от характера структурного соотношения раннепротерозойских протогеосинклинальных поясов с консолидированным структурным комплексом архея и от полностью проявления ассоциаций геологических формаций или структурно-формационных комплексов.

Пространственные соотношения архейд и протерозойд в рамках щитов и массивов различны. В докембрии Русской платформы раннепротерозойские протогеосинклинальные пояса располагаются внутри щитов и представлены местами только корневыми частями складчатых структур, имеющих в основании архейские сооружения. Протогеосинклинальный пояс Алданского щита располагается у его южной и западной окраин и также имеет в основании архейды, фиксируемые в разобленных блоках. Контакты архейд и протерозойд обычно замаскированы под влиянием регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и реже контролируются нормальными стратиграфическими соотношениями.

Ассоциации геологических формаций протогеосинклинального структурно-формационного комплекса полно представлены на щитах и массивах Русской платформы.

В Джугджуро-Олекминском поясе Алданского щита формационные ряды менее типичны и менее полны. При одинаковом наборе главных групп геологических формаций в каждом регионе ярко выражены их особенности и отличия. Отличия предопределены направленностью протогеосинклинального режима в сторону его последовательного развития или, наоборот, в сторону появления некоторых черт последующего протоорогенного режима.

Группа осадочно-вулканогенных формаций спилит-диабазового и кератофир-спилит-диабазового состава в общем везде имеет сходные петролого-литологические особенности, отражает повторную магматическую активизацию и последующую консолидацию базальтового слоя. Некоторые отличия обнаруживают литофациальные особенности осадочно-вулканогенных формаций Воронежского массива. Для этого района характерна тенденция к смене мелководно-морского режима континентальным, не только при отложении терригенных осадков, но и для областей излияния основных и кислых лав. Для восточной части Балтийского щита особенно характерно резкое региональное преобладание осадочно-вулканогенных формаций — кератофир-спилитовой, порфир-диабазовой, типичных для магматизма базальтового слоя. Вероятна также значительная роль основного вулканизма и на Алданском щите.

Особенно ярко различия выражены в типах джеспилитовых формаций протогеосинклинального структурно-формационного комплекса. Полная их гамма, включающая как осадочно-вулканогенный, так и осадочный типы, проявлена на Украинском щите, где крупнейшие месторождения железа связаны с джеспилитовой осадочной и осадочно-вулканогенной формациями (криворожская серия, белозерская свита).

Накопление этих формаций и вместе с ними железа относится к концу раннего протерозоя.

На Воронежском массиве широко представлена осадочная джеспилитовая формация, сходная с украинской (железородная свита курской серии, частично михайловская серия), но отличающаяся рядом признаков, обусловленных накоплением отложений этой формации при более мобильном режиме. Для джеспилитовой формации этого массива типично сочетание прибрежно-морских и континентальных фаций и последующего размыва с образованием коры выветривания. Весьма интересно нахождение в составе этой формации золотоносных конгломератов.

В восточной части Балтийского щита развита джеспилитовая формация осадочно-вулканогенного типа, представленная двумя разновидностями — сланцево-диабазовой (тундровая серия) и сланцево-порфировой (гимольская, тикшеозерская серии). Эти формации содержат крупные месторождения железа, уступающие, однако, по масштабам месторождениям железистых кварцитов Украины и Воронежского массива. Обе формации, возникшие в условиях протогеосинклинального режима, относятся к началу раннего протерозоя.

На Алданском щите известна джеспилитовая сланцево-диабазовая формация (борсалинская серия), накоплением которой завершается протогеосинклинальное развитие в раннем протерозое. С этой формой связаны месторождения железистых кварцитов.

Ассоциация джеспилитовых формаций, неоднократно повторяющихся в геологическом развитии раннепротерозойских структурно-формационных комплексов, предопределяет несколько эпох железнакопления в условиях смены мелководно-морского режима и вулканической деятельности прибрежно-морским и континентальным.

Осадочные терригенные формации, обычно чередующиеся с осадочно-вулканогенными, представлены на щитах от 2 до 5 разновидностей.

Литофациальные особенности этих формаций характеризуются в целом преобладанием аргиллит-песчаниковых и местами гравелит-конгломератовых отложений. Значительно менее распространены карбонатные толщи, преимущественно доломитовые, что было отмечено для докембрия Л. Б. Рухиным [381]. Исключение из этого правила, даже в архее, представляют геологические формации Алданского щита. Достаточно широкое развитие карбонатных осадков присуще и в раннем протерозое Алданскому щиту и Енисейскому выступу.

В докембрии фундамента Русской платформы преобладают терригенные толщи. Доломитовые фации присущи только небольшой части разреза верхней свиты криворожской и курской серий. В осадочных протогеосинклинальных формациях восточной части Балтийского щита практически отсутствуют карбонатные отложения, что свидетельствует об относительно равномерном погружении и малой солености бассейнов, возможно, в условиях относительно холодного климата.

Особое положение занимают высокоглиноземистые отложения кейвской серии (алевролит-аргиллитовая формация), накапливающейся в узколокальном мелководно-морском бассейне, при определенном влиянии процессов коры выветривания. Образования коры выветривания фиксируются в раннем протерозое неоднократно. Некоторые сведения, имеющиеся по этому вопросу для щитов и массивов Русской платформы, могут служить указанием на скачкообразное развитие земной коры в раннем протерозое, выражающееся в появлении континентальных перерывов на границах между формациями и в образовании коры выветривания. Такие условия являются благоприятными для накопления грубообломочных толщ и железистых хемогенных осадков. Тенденция к поднятию и изменению геотектонического режима в сторону преобла-

дания глыбовых движений продолжалась в большем масштабе в последующие геологические эпохи.

Региональный метаморфизм геологических формаций раннего протерозоя в общем соответствует амфиболитовой фации; наряду с этим имеются отклонения в сторону более низких и высоких ступеней метаморфизма. Так, метаморфизм зеленосланцевой и локально эпидот-амфиболитовой фаций характерен для джеспилитовых формаций. Проявление метаморфизма гранулитовой фации, возможно, повторное, свойственно породам джеспилитовой формации, развитой на Кольском полуострове, и некоторым формациям начала раннего протерозоя на Украине.

Магматические формации протогеосинклинального режима представлены на щитах Сибирской и Русской платформ с различной полнотой. Общая направленность развития магматических и ультраметаморфических процессов подчиняется и в раннем протерозое обычной для земной коры магматической дифференциации — от основных и в меньшей степени ультраосновных формаций к гранитоидным.

Весьма характерной для магматизма раннего протерозоя является формация габбро-анортозитов, относящаяся, согласно Т. Х. Грину [123] и Ю. М. Шейнманну [505], к наиболее глубинным магматическим образованиям. Уровни возникновения анортозитовых магм относятся к верхней мантии и связываются с фракционной кристаллизацией ее андезитовых производных. Массивы этой формации развиты на Алданском и в восточной части Балтийского щитов. Избирательное распространение их и само проявление вполне объяснимы связью с глубинными трансформационными разломами. Также характерны для раннего протерозоя автохтонные мигматит-гранитовые и гранитовые формации, вероятно, различного происхождения. Не исключено, что некоторые мигматит-гранитовые формации с относительно невысоким или неравномерным содержанием щелочей имеют глубинное происхождение и связываются с областями зарождения габбро-анортозитовых формаций (становой комплекс в Джугджуро-Становой зоне).

Большее распространение имеют интрузивно-анатектические граниты существенно калиевой мигматит-гранитовой формации, образующиеся в зоне метаморфизма амфиболитовой фации и связываемые Ю. А. Кузнецовым [246] и Ю. М. Шейнманном [505] с процессами магмообразования в континентальной коре. Возникновение таких гранитов объясняется существенным привнесением тепла из глубинных областей Земли или областей максимальной энергоотдачи. Обращает на себя внимание исключительная интенсивность процесса гранитообразования на Украинском щите, где породы мигматит-гранитовой и гранитовой формаций раннего протерозоя занимают 40% площади. Сходную форму проявления имеют подобные формации в восточной части Балтийского щита. Интересно, что в раннем протерозое, так же как в архее, существуют пространственная связь и, видимо, взаимозависимость областей проявления гранитизации и наложения мигматит-гранитовых формаций на чарнокитовые и плагиогранит-мигматитовые, а тех и других на фрагменты земной коры, сложенные вулканогенными формациями базальтового слоя.

Наложение процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма привело к повторной консолидации и частичной гомогенизации континентальной коры в пределах линейных раннепротерозойских протогеосинклинальных поясов и разделяющих их мегаблоков архея. Завершение процессов регионального метаморфизма, складчатости и ультраметаморфизма означает рубеж в развитии земной коры, после которого наступает протоорогенная эпоха в среднем протерозое — эпоха наращивания осадочной оболочки в системах прогибов, проявления собственно интрузивных процессов и возникновения принципиально новой

ассоциации геологических формаций. В составе осадочных геологических формаций этой эпохи преобладают обломочные отложения различных фациальных типов — алевролит-песчаниковые, кварцит-конгломератовые, в меньшей степени карбонатные.

На Алданском щите, где в более ранние эпохи широкое развитие имели карбонатные отложения, в среднем протерозое резко преобладают терригенные формации, в частности меденосная алевролит-песчаниковая, частью карбонатная (удоканская серия) и сланцево-гравелит-песчаниковая, частью порфир-трахиандезитовая (уянская серия).

На Украине, если к ним не относить верхнюю свиту криворожской серии, известны только обломочные отложения, сходные по типу со сланцево-гравелит-песчаниковой формацией Алданского щита. Здесь ей соответствуют генетически близкие формации среднего и позднего протерозоя (пугачевская и овручская серии). Карбонатные толщи характерны в среднем протерозое для восточной части Балтийского щита, где они ранее играли ничтожную роль, и частично для Воронежского массива и Енисейского выступа.

Такое соотношение терригенных и карбонатных отложений указывает на изменение климата планеты не только в целом, но и на относительные колебания его в пределах различных щитов, а также на скорость отложения осадков. Не исключено, что колебания климата, блоковые перемещения и наибольшая скорость накопления осадков были присущи удоканской серии Алданского щита, о чем свидетельствует сочетание карбонатных толщ и, возможно, филлитоподобных отложений, а также колебания мощности формаций от 12000 и до 1000 м.

В восточной части Балтийского щита намечается тенденция к постепенному углублению и потеплению бассейна, что определяется сменной филлитоподобных пород и кварцито-конгломератовых отложений доломитами (онежская и сегозерская серии). Скорость накопления осадков и амплитуда блоковых перемещений, видимо, были незначительными; мощность всех формаций здесь немного больше 2000 м.

Среднепротерозойские отложения Воронежского массива характеризуются присутствием конгломерато-брекчий коры выветривания (200—300 м) в составе оскольской серии, выше которых лежат пачки кислых вулканогенных пород. Суммарная мощность формаций около 2500 м.

Для Енисейского выступа характерен пестрый литофациальный состав осадочно-вулканогенных формаций среднего протерозоя, сочетание терригенных отложений с относительно малой ролью конгломератов, доломитов и кислых вулканогенных пород. Мощность их до 12000 м.

Вулканогенные члены формаций одинаковы на Алданском, Украинском щитах и Воронежском массиве и резко отличны в восточной части Балтийского щита. Там продолжает выдерживаться ряд дифференциатов базальтового слоя — диабазы, диабазовые и пикритовые порфириты, суммарный объем которых значителен (до 40—80% разреза). На других щитах и массивах состав вулканогенных членов отклоняется в сторону повышения кислотности и щелочности и, видимо, имеет менее глубинные источники в континентальной коре.

При всех частных различиях геологические формации среднего протерозоя объединяет молассоидный характер отложений, специфическая ассоциация литологических фаций от прибрежно-морских до лагунных и континентальных, включая дельтовые, и локализация в прогибах, связанных с блоковыми поднятиями и опусканиями. Региональный метаморфизм соответствует зеленосланцевой фации и местами эпидот-амфиболитовой. Локальное повышение степени метаморфизма местами связывается с дислокациями и с контактовым воздействием интрузий.

Интрузивные формации, представленные полным петрологическим рядом от ультраосновных, основных, через гранитоидные к щелочно-

гранитным и щелочным, распространены в протоорогенных сооружениях щитов и массивов в общем неравномерно. Большое разнообразие формаций установлено в восточной части Балтийского щита, а меньшее — на Воронежском и Белорусском массивах. Полный набор формаций характерен для восточной части Балтийского и западной части Алданского щитов. Ультрабазитовые и базитовые тела формации, несущие богатое медно-никелевое оруденение, широко развиты в восточной части Балтийского щита и известны также на Алдане и Воронежском массиве. Формация габбро-анортозитов — гранитов рапакиви известна на щитах Русской платформы на Украине и в Карелии. Полным петрологическим рядом от габбро-анортозитов и других габброидов до гранитов эта формация представлена только на Украине. Гранит-щелочно-гранитовые и сиенит-гранитовые формации, сопровождаемые редкометальным оруденением, известны на Алдане, в Белоруссии и в восточной части Балтийского щита.

При всех петрологических отличиях и металлогенической специфике рассматриваемые формации объединяет малая глубина кристаллизации и приуроченность к глубинным разломам. Геологические формации позднего протерозоя и венда слагают структуры типа перикратонных прогибов и собственно платформенного покрова. В Енисейском выступе геологические формации принадлежат к байкалидам и резко отличны от других щитов.

Платформенный структурно-формационный комплекс, включающий и образования областей тектоно-магматической активизации, характеризуется резким преобладанием осадочных формаций, как терригенных обломочных, так и карбонатных. Терригенные отложения преобладают в восточной части Балтийского щита и на Украине, а карбонатные вновь на Алдане. Для терригенных формаций характерно чередование мелководно-морских фаций аргиллит-алевролит-песчаниковых и реже гравелит-конгломератовых. Интересно присутствие в них оолит-гематитовых осадочных руд (Енисейский выступ, Алданский щит). Карбонатные отложения, иногда битуминозные присутствуют в составе геологических формаций Алданского щита. Накопление карбонатных толщ происходит в бассейнах с повышенной соленостью и условиях резко усиливающегося влияния биогенных процессов, нередко в рифовых фациях.

На Украине в состав этого структурно-формационного комплекса платформы и частью областей тектоно-магматической активизации входят осадочно-вулканогенные формации, содержащие как кислые, так и основные вулканиты (овручская, воынская серии). На Енисейском выступе сюда относится формация кварцевых порфиров и туфов. Появление таких формаций свидетельствует об относительно большей мобильности геотектонического режима и некоторой унаследованности протоорогенного типа развития.

Типичными интрузивными формациями платформенного этапа являются трапповая формация и этапа тектоно-магматической активизации — щелочно-ультраосновная с карбонатитами, а также формация щелочных габброидов. Эти формации распространены на Алданском, в восточной части Балтийского щита, на Воронежском массиве и Енисейском выступе. Менее типичны, но встречаются гранитовая и щелочно-гранитовая формации (Украина, Белоруссия, Енисейский выступ). Характерно появление дайковых комплексов трапповой формации на Алдане, в восточной части Балтийского щита, на Украине. Как исключение отмечены массивы габбро-перидотитовой формации на Украине (девландовский комплекс).

Пестрая ассоциация интрузивных формаций служит указанием на существование в позднем протерозое, наряду с собственно платформенным режимом, геологических обстановок тектоно-магматической

активизации. Геологические формации раннего палеозоя известны на склонах щитов, где их ассоциации и возрастной диапазон весьма различны. Так, на Алданском щите — это типичные формации платформенного покрова.

Геологические формации северо-восточного склона Украинского щита связаны с развитием Днепровско-Донецкого авлакогена (средний девон-ранний карбон). На южном склоне восточной части Балтийского щита локализуются осадочные формации кембрия и силура, состав которых близок к протерозойским. Палеозой северного склона Алданского щита характеризуется известняк-доломитовыми ассоциациями пород. Интрузивные и вулканогенно-интрузивные формации позднепротерозойско-палеозойской эпохи размещаются обычно в пределах щитов, а не на их склонах. Дайковые проявления трапповой формации известны на Алданском и в восточной части Балтийского щитов. Палеозойские интрузии формации щелочных-ультраосновных пород с карбонатитом полно проявлены в восточной части Балтийского щита и на Енисейском выступе.

Специфической особенностью областей тектоно-магматической активизации восточной части Балтийского щита является девонская формация агпайтовых нефелиновых сиенитов Кольского полуострова, сопровождаемая уникальными месторождениями апатита и других полезных ископаемых и относящаяся к магматическим проявлениям активизации. Этим формациям сопутствовали вулканогенно-осадочные отложения континентальных впадин (Контозерская и др.).

Кембрийский магматизм Украинского щита отличается от формационного ряда платформенного типа и также связывается нами с процессами тектоно-магматической активизации. В кембрии здесь, видимо, имели широко распространение наземные излияния трахилипаритовой формации, сохранившиеся в виде единичных жерловых структур в породах архейского фундамента (ильинцовский комплекс). Базальтоидные и трахибазальтоидные формации в ассоциации со щелочно-ультраосновным магматизмом локализуются в области сопряжения с Днепровско-Донецким авлакогеном. Палеозойский магматизм Украинского щита подчеркивает большую мобильность этого региона не только в позднем протерозое, но и в палеозое.

Мезозойско-кайнозойская эра, однозначно рассматриваемая для всех щитов как эпоха активизации, проявлена не повсеместно. Классической областью развития процессов тектоно-магматической активизации является Алданский щит, геологические формации которого сопровождаются месторождениями каменного угля, золота и других полезных ископаемых. Континентальная угленосная алевролит-песчаниковая формация юрского возраста не имеет аналогов на других щитах. Интрузивные и вулканогенно-интрузивные формации (гранитоидная и щелочная) резко различны и проявлены в отличных геологических обстановках. Гранодиорит-гранитовая формация, развитая на юге Алданского щита, связана с магматизмом областей активизации Монголо-Охотского складчатого пояса.

Фонолит-трахит-сиенитовая и лампрофир-сиенитовая вулканогенно-интрузивная формация Чарско-Учурского сводового поднятия типична и для других областей активизации, не только на щитах, но и в фанерозойских складчатых сооружениях. Исключительно ярко выраженные петрологические особенности щелочного магматизма калиевого ряда позволяют относить эту формацию к одному из типичных проявлений магматизма областей активизации.

Процессы тектоно-магматической активизации продолжались на Алданском щите и в кайнозое. Область активизации этой эпохи известна в юго-восточной части щита, где к ней относятся рифтовые впадины, выполненные неоген-четвертичными отложениями, и про-

явления трахибазальтовой формации (платобазальты Удоканского хребта).

Процессы активизации мезозойского возраста известны на Украинском щите, однако их сохранность там значительно ниже. К ним относятся вулканогенные юрские образования в пределах единичных вулканических кальдер, выполненных породами трахидацитової формации.

Неогеновая угленосная аргиллитовая формация Украины (бучакская свита) может с некоторыми допущениями рассматриваться как образования активизированной платформы.

Намечаются следующие общие черты сходства и различия геологических формаций щитов и массивов.

1. Консолидированные структурно-формационные комплексы архея и раннего протерозоя, трансформированные под влиянием процессов метаморфизма и складчатости, составляют гнейсо-гранитный и гранулитобазитовый слой земной коры в современном понимании этих терминов.

2. Геологические формации среднего и позднего протерозоя нарастают на щитах верхнюю осадочную оболочку относительно небольшой и неравномерной мощности, пронизанную интрузиями магматических формаций, связанных с трансформационными разломами.

3. Первичные осадочно-вулканогенные и частично осадочные формации архея, представляющие собой базальтовый слой, сходны по общим признакам для Алданского и Украинского щитов, а также для Воронежского и Белорусского массивов и отличаются от осадочных формаций восточной части Балтийского щита.

4. Ультраморфические формации, сходные по петрологическим признакам, отличаются по интенсивности проявления, достигающей максимальных значений на Украинском щите. Эта закономерность, вероятно, обусловлена характером распределения зон тепловых потоков в земной коре.

5. Первично-осадочные и осадочно-вулканогенные формации раннего протерозоя отличаются, при общности ассоциаций формаций, по типовым особенностям таких характерных формаций, как джеспилитовые и некоторые другие. На Украинском щите и Воронежском массиве кроме осадочно-вулканогенной джеспилитовой формации, развитой на всех щитах, богато представлены поздние наиболее продуктивные на железо осадочные джеспилитовые формации. Ассоциации этих и связанных с ними терригенных формаций, накапливались в мобильной геотектонической обстановке, несколько отличной от протогейсинклинального режима.

6. Интрузивные и интрузивно-анатектические формации раннего протерозоя несут так же, как и осадочно-вулканогенные формации, частные различия, при общей выдержанности формационного ряда, от основных к кислым магматическим образованиям. Так, габбро-анортозитовая формация глубинного происхождения известна на Алдане и в восточной части Балтийского щита, а гранитоидные формации наиболее полно представлены на Украине и Балтийском щите. Для раннего протерозоя Балтийского щита особенно характерны диабазовые и диабазспилитовые формации, свидетельствующие о продолжающейся энергетической активности базальтового слоя.

7. Осадочные и осадочно-вулканогенные формации среднего протерозоя имеют на различных щитах при их общем молассоидном характере некоторые частные отличия, выраженные, например, в преобладании осадочных отложений, в том числе и алевролит-песчаниковой меденосной формации на Алдане или в осадочно-вулканогенных с диабазовой магматической составляющей — в восточной части Балтийского щита.

8. Магматические формации среднего протерозоя на всех щитах

представлены полным петрологическим рядом от ультрабазитовых — базитовых к кислым и щелочным и, как в предшествующие эпохи, различаются по ассоциациям наиболее типичных формаций.

9. Позднепротерозойско-вендские формации осадочные и в меньшей степени вулканогенные различаются, прежде всего, по литолого-фациальным признакам. На Алдане относительно преобладают карбонатные отложения, нередко биогенные, в восточной части Балтийского щита — терригенные, а на Украине и Воронежском массиве — осадочно-вулканогенные, включая и формации, близкие по типу к трапповым.

10. Магматизм позднего протерозоя и венда, связываемый как с процессами активизации, так и с платформой, на всех щитах проявлен однотипно, с некоторыми вариациями в возрастном чередовании и распространенности формаций. Исключение составляет формация агпайтовых нефелиновых сиенитов, известная только в восточной части Балтийского щита.

11. Мезозойская активизация, вероятно, является неотъемлемой частью в развитии всех щитов. Проявления активизации этого времени известны на Алдане и Украине. На Алдане к ним относятся континентальная угленосная формация и магматические гранитоидные и щелочные формации, несущие золото и другие полезные ископаемые. Возможность проявления процессов мезозойской активизации на других щитах далеко не исключена.

12. Характерной особенностью эволюции магматизма в докембрии и в фанерозое является циклическое развитие от основных магм к кислым с систематическим наращиванием роли щелочей. Собственно щелочные породы возникают при завершении магматических процессов в наиболее поздние эпохи.

Наблюдаемые отличия указывают скорее на изменчивость типов и распространенность формаций на различных щитах в разные геологические эпохи. Это обстоятельство подтверждает правомерность гипотезы о принадлежности выступов докембрия в пределах щитов и массивов к фрагментам планетарных мегаструктур, заложившихся в различные эпохи докембрия.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЩИТОВ И МАССИВОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ОБЛАСТЕЙ ИХ АКТИВИЗАЦИИ

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЩИТОВ И ОБЛАСТЕЙ ИХ АКТИВИЗАЦИИ

Вопросы систематики и классификации рудных месторождений по формационному принципу широко отражены в геологической литературе, хотя до сих пор еще не выработаны унифицированные понятия термина «рудная формация» и в связи с этим существуют различные авторские определения. Обзор представлений по этому вопросу приводится в ряде специальных работ и здесь не рассматривается. Понятие «рудная формация» было впервые введено С. С. Смирновым [420], а «рудный комплекс» — Ю. А. Билибиным [29]. Известные по литературным данным определения С. С. Смирнова [420], Ю. А. Билибина [29, 30], В. А. Кузнецова [242], И. Г. Магакьяна [271, 272], А. Д. Щеглова [517, 518] имеют в основе положение о генетической близости рудных месторождений, входящих в состав рудной формации, которая представляет собой, по существу, родственную группу месторождений. Определение соотношения понятий «рудной формации» и «рудного комплекса» Ю. А. Билибиным не рассматривалось, но в общем рудный комплекс понимался им несколько шире, чем рудная формация.

М. М. Константиновым [208], Е. Е. Захаровым [169], В. С. Домаревым [141, 142] в основу определения «рудная формация» положены конкретные вещественные и структурные признаки или геологические свойства (химический и минеральный состав руд, морфология рудных тел, типы вмещающих пород и другие).

Вопросы связи рудных формаций с геологическими, весьма существенные для металлогенических построений, учтены в определениях Ю. А. Билибина [29]. По мнению Г. А. Твалчрелидзе [448], следует предусматривать в определении «рудная формация» связь ее не только с магматическими, но и с осадочными геологическими формациями. В определении понятия «рудная формация», данном В. С. Кормилициным, П. А. Строной, П. М. Татаринным [214, 432], признак связи рудных и геологических формаций принят за основу.

Классификация рудных формаций, разработанная авторами при составлении металлогенических карт для территорий щитов и областей их активизации, показала правомерность применения к ним принципа генетической общности или родственной ассоциации месторождений так же как это принято для геологических формаций. Характер связи рудных месторождений с геологическими формациями (осадочными, вулканогенными, интрузивными или ультраметаморфогенными) или отсутствие признаков таковой предопределяют в ряде случаев и морфологию и генезис месторождений и в общем отражают специфику их геотектонического положения.

Исходя из опыта классификаций рудных образований докембрия и областей активизации щитов, рудная формация определяется нами

как естественные сообщества или группы рудных месторождений, объединяемых близостью метального и минерального состава руд и характером связи с геологическими формациями, а также экономическим значением. Положение рудной формации в ходе развития геотектонических элементов земной коры определяется положением родственной геологической формации. Это же понятие рудной формации применено нами к неметаллическим полезным ископаемым, а также с соответствующими уточнениями, к осадочным и метаморфическим типам оруденения.

Принятый нами методический подход не гарантирует от ошибок в правильности выделения рудных формаций, однако историчность этого метода, выраженная в определении связи рудных и геологических формаций, является опорой металлогенических построений и контролирует достоверность формационной классификации.

В качестве более дробного подразделения принимаются минеральные комплексы, входящие в состав формаций и уточняющие их характеристику. Наименование формации определяется ассоциацией ведущих полезных ископаемых (металлы, неметаллические полезные ископаемые). В качестве обязательного дополнения нами принято введение в наименование формации таких геологических признаков, как состав метасоматитов, интрузивных или осадочных пород, с которыми связано оруденение, коры выветривания, или элементов структурного контроля оруденения. Минеральный комплекс именуется по ассоциациям главных минералов.

Рассмотрение связей геологических и рудных формаций в историко-геологическом аспекте показало, что признак принадлежности рудных формаций к определенным этапам развития, подвижных поясов или к определенным типам конкретных геологических структур не всегда выдерживается. Ряд формаций может неоднократно повторяться в геологическом развитии щитов, но общие закономерности их распределения во времени в целом обусловлены типом геотектонического режима и соответственно металлогенических эпох [139]. Правильность выделения рудных формаций предопределяет общее их количество и, таким образом, стройность и емкость генетической классификации. Против излишней дробности формационных подразделений существуют предостережения, высказанные П. М. Татариновым и др. [214], Г. А. Твалчредзе [448] и другими. По существующим мнениям, общее число рудных формаций не превышает 50. Число главных рудных формаций (включая и неметаллические полезные ископаемые), объединяющих месторождения докембрия и областей активизации щитов, достигает 20; не исключено, что эта цифра может быть несколько увеличена за счет обнаружения новых типов месторождений или возведения в ранг формации слабопроявленных типов оруденения.

Характеристики рудных формаций щитов и областей их активизации рассматриваются в порядке последовательности главных геохимических (и экономических) групп металлов — черные, цветные (сидеро- и халькофильные), благородные, редкие, редкоземельные (литофильные) металлы и неметаллические полезные ископаемые.

Формационные типы месторождений полезных ископаемых на различных щитах проявлены в общем по единой схеме при некоторых частных их различиях в отдельных регионах. Ассоциации полезных ископаемых также выдерживаются на различных щитах и отличаются главным образом по интенсивности концентраций, что закономерно обусловлено эволюцией состава земной коры в различных ее фрагментах и интенсивностью проявления различных геологических процессов [419].

УКРАИНСКИЙ ЩИТ

Металлогения Украинского щита определяется месторождениями железа, принадлежащими к нескольким железорудным формациям (железистых кварцитов, скарноидной и др.), а также железными рудами в коре выветривания.

Железные руды характеризуются высоким содержанием металла и незначительными количествами вредных примесей; по ряду благоприятных показателей железорудные месторождения давно разрабатываются промышленностью и приобрели мировую известность. Наряду с этим на Украинском щите известны месторождения и рудопроявления титана, никеля, хрома, алюминия, кобальта, меди, молибдена, олова, вольфрама, редких элементов, проявления золотоносности, а также месторождений неметаллических полезных ископаемых, представленных графитом, морионом, флюоритом, асбестом, корундом и вермикулитом.

Месторождения титана приурочены в основном к коре выветривания габбро-анортозитовых массивов, а никелевые и алюминиевые руды (бокситы) связаны с корой выветривания метаморфизованных пород диабаз-спилитовой формации. Рудопроявления и мелкие месторождения хромита, сульфидного никеля, кобальта, меди, молибдена, а также вольфрама имеют широкое распространение, однако промышленных месторождений этих металлов пока не обнаружено. Из нерудных полезных ископаемых давно известны и разрабатываются месторождения графита в графитосодержащих гнейсах архея и мориона. Месторождения мориона связаны с пегматитами коростенского комплекса. Единичные находки горного хрусталя известны в других районах Украинского щита.

Железо. Железо — широко распространенный металл, определяющий металлогению Украинского щита. Месторождения железа принадлежат к железорудной формации магнетитовых кварцитов и хлорит-куммингтонитовых сланцев, магнетитовых скарноидов и железных руд в коре выветривания. Крупные концентрации железа известны в Криворожско-Кременчугской и Западно-Ингулецкой металлогенических зонах. Формация магнетитовых кварцитов Кривого Рога относится к типу осадочно-метаморфизованных руд, обычно несущих наиболее крупные концентрации железа. Наряду с этим на Украинском щите присутствуют проявления железорудных формаций, связанных с накоплением осадочно-вулканогенной джеспилитовой формации, к которым относятся магнетитовые кварциты белозерской свиты. Железные руды значительно меньших масштабов известны в составе более древних осадочно-вулканогенных формаций раннего протерозоя и архея (Мангушское месторождение в Приазовье, рудопроявления в конкско-верховцевской и росинско-тикичской сериях); они свидетельствуют о неоднократной повторяемости эпох железонакпления.

Железорудная формация железистых кварцитов — типичнейшая и широко распространенная рудная формация на Украинском щите, характеристике которой посвящена обширная литература [13—15, 74, 186, 343, 344, 402, 281]. Эта формация характеризуется наиболее крупными запасами железа и объединяет главные месторождения Криворожско-Кременчугской металлогенической зоны (Саксаганский рудный район). Главный по экономическому значению гематит-магнетитовый минеральный тип объединяет богатые осадочные метаморфизованные руды, джеспилиты, железистые роговики и кварциты.

Богатые гематит-магнетитовые, нередко мартитизированные руды Кривого Рога и Ингулецкого месторождения, количество которых сравнительно невелико, приурочены к контакту верхней и средней свит криворожской серии. Руды залегают в виде пластовых, пластообразных и

линзовидных тел, измеряемых по простиранию сотнями и тысячами метров при мощности от единиц до 10—20 м. Состав руд: магнетит (60—75%), гематит (5—20%), хлорит и карбонаты; содержание железа в них составляет 50—65%. Рудные залежи размещаются среди магнетит-хлоритовых сланцев, кварц-магнетитовых песчаников и железистых седиментационных брекчий, образуя скопления полезных минералов в виде неяснополосчатых и сплошных зернистых масс. Размещение месторождений подчиняется литологическому контролю, представленному пластами железистых пород.

Основная масса железа этой формации находится в джеспилитах, железистых роговиках и кварцитах, относящихся к категории бедных руд. Рудные тела представлены пластами значительной протяженности (до 2—5 км) при мощности несколько десятков и иногда сотен метров. Джеспилиты и железистые роговики характеризуются мелкозернистыми структурами и более четко проявленными текстурами: железистые роговики обычно грубополосчатые, а джеспилиты — тонкополосчатые. Содержание железа во всех типах руд колеблется от 20 до 45%. Главным рудным минералом в них обычно является магнетит (20—60%), обуславливающий легкую обогатимость руд. Ему сопутствуют гематит (5—20%) и кварц. Железистые роговики, кварциты и джеспилиты в последние годы вошли в широкое промышленное освоение горно-обогательными комбинатами.

Значительное количество железа (15—40%) содержится также в железистых сланцах, песчаниках и конгломератах. В ассоциации с железистыми породами находятся экзотические пиритоносные конгломераты Кременчугского района, в пирите которых присутствуют молибден, кобальт, медь и никель. Экономического интереса эти руды пока не представляют.

Накопление железных руд рассматриваемой формации связано с процессами седиментации и последующего метаморфизма. Наиболее мощное осадконакопление характерно для Криворожского прогиба. Интенсивное накопление железа в осадках криворожской серии связано, вероятно, с размывом основных вулканогенных толщ конкско-верховцевской и других серий, богатых железом и вмещающих залежи железистых кварцитов, а также с процессами гипергенеза.

Хлорит-куммингтонит-магнетитовый минеральный тип объединяет значительную часть месторождений Кривого Рога. Хлорит-магнетитовые и куммингтонит-магнетитовые руды локализуются в породах средней свиты криворожской серии, где они залегают согласно с вмещающими железистыми роговиками, джеспилитами и сланцами (месторождения северного, а также южного районов Криворожского бассейна и в отдельных случаях Саксаганского района). Главным минералом руд является магнетит (80—90%), присутствуют кварц, хлорит, карбонаты и амфиболы. Структуры руд зернистые гранобластовые, текстуры полосчатые, обусловленные процессами осадконакопления. Содержание железа в рудах колеблется от 50 до 62%.

Формы рудных тел столбовидные, пластовые и линзовидные, иногда штоко- и гнездообразные. Наиболее крупные размеры характерны для пластовых и линзовидных рудных тел; протяженность по простиранию и падению достигает многих сотен метров при мощности до 10—40—60 м.

Образование руд большинством исследователей связывается с магнезиально-железистым метасоматозом, протекающим на фоне общего регионального метаморфизма. Масштабы рудных тел и месторождений зависят в основном от степени метаморфизма [308]. Более крупные месторождения образуют руды гематит-хлорит-магнетитового и более мелкие куммингтонит-магнетитового состава.

Кроме главного типа железорудных формаций на Украине присутствуют месторождения железорудной скарноидной формации. Эта формация представлена магнетитовым, титанисто-магнетитовым и колчеданно-магнетитовым минеральными типами (месторождения Володарское, Раздольное, Родионовское, Глушковское и др.). Оруденение локализуется в породах хошеватозавальевской и кошаро-александровской свит. Руды характеризуются крупнозернистыми структурами и массивным сложением, состоят из магнетита и сульфидов (колчеданно-магнетитовый тип) или магнетита, ильменита и сфена (титанисто-магнетитовый тип). Им сопутствуют фаялит, гортонолит, роговая обманка, биотит, иногда гранат. Содержание железа в рудах колеблется от 30 до 60%. Альмандин-фаялит-гиперстеновые скарноиды приурочены к толщам железистых кварцитов, оливин-гранат-диопсидовые — к пачкам доломитов и железистых кварцитов, а диопсид-гроссуляр-андрадит-эпидотовые — к амфиболовым сланцам.

Железные руды образуют жильные тела, достигающие нескольких метров мощности и прослеженные на несколько десятков или сотен метров по простиранию. Они приурочены, как правило, к скиалитам среди мигматитов и гранитов подольского и других комплексов, в связи с чем образование руд связывается с влиянием ультраметаморфических процессов.

Железорудная формация в коре выветривания, имеющая широкое распространение, представлена многочисленными преимущественно мелкими месторождениями, время образования которых относится к позднепротерозойскому и мезозойско-кайнозойскому периодам корообразования. В ее составе выделяются три минеральных типа: гематит-мартитовый, лимонитовый и сидеритовый. Гематит-мартитовый тип включает богатые мартитовые и гематитовые руды.

Богатые мартитовые руды, развитые в Саксаганском районе и на Белозерском месторождении, имеют важнейшее промышленное значение. Минеральный состав: мартит (60—85%), гематит (15—35%), реликты магнетита, кварц, глинистые минералы. Содержание железа 56—68%, нередко в рудах присутствует германий. Рудные тела имеют пласто- и столбообразную форму, мощность их от единиц до десятков метров, протяженность — сотни метров. Пористость руд весьма значительная, достигает 10—25%.

Гематитовые руды объединяют выщелоченные пористые джеспилиты («шелестухи») и гетит-гематитовые («красковые») руды. Выщелоченные джеспилиты окаймляют тела богатых мартитовых руд и образуют самостоятельные залежи мощностью до 10 м и редко более. Они состоят из мартита и незначительного количества кварца, гидроокислов железа и глинозема. Содержание железа в руде 45—65%. Руды характеризуются плоскопараллельными текстурами, высокой пористостью (25—35%) и рыхлостью. Красковые руды сложены преимущественно гематитом, гидроокислами железа и каолинитом. Содержание Fe_2O_3 колеблется от 50 до 65%, Al_2O_3 — от 12 до 23%.

Лимонитовый тип представлен мелкими месторождениями (Хошеватское, Могильнянское и др.), приуроченными к коре выветривания в породах диабаз-спилитовой и джеспилитовой формаций. Рудные тела в форме плащеобразных залежей располагаются на головах пластов железистых пород — сланцев, метабазитов, роговиков и т. п. Содержание железа в рудах колеблется в широких пределах в зависимости от состава первичных пород и др. Минеральный состав руд типичен для коры выветривания — гетит, гидрогетит, мартит, каолинит и т. п.

Сидеритовые руды имеют ограниченное распространение. Рудные тела образуют плащеобразные залежи, сложенные ленточными и жилковатыми выделениями сидерита в выветрелых сланцах, метабазитах

и железистых кварцитах. Содержание железа в рудах колеблется от 30 до 60% (месторождения Плоское, Березнянское).

Титан. Титановая формация в габбро-анортозитах представлена вкрапленными апатит-магнетит-ильменитовыми рудами, связанными с коростенским интрузивным комплексом (месторождения Стремигородское, Паромовское, Юровское). Содержание TiO_2 колеблется от 0,2 до 20%. Наиболее обогащены титановыми минералами меланократовые разности основных пород: габбро, габбро-нориты, оливиновое габбро. Концентрация рудных минералов в них достигает 15—25%. В качестве спутников в рудах отмечены скандий, кобальт и редкие элементы. Промышленное значение формации пока не выяснено. Главная масса титана сконцентрирована в месторождениях коры выветривания, образовавшихся в мезозое и кайнозое в связи с процессами выветривания габбро-анортозитов.

Титановая формация в коре выветривания представлена пятью минеральными типами, к числу которых относятся: ильменитовый (месторождения Ситниковское, Мало-Кутищенское, Залесское); апатит-ильменитовый (месторождения Хочинское, Юрьевское, Меленевское, Паромово-Федоровское); циркон-ильменитовый (месторождения Ново-Александровское, Крутоярское, Тычковское); титаномagnetит-ильменитовый (месторождение Стремигородское); рутиловый (месторождение Савровское). Рудные тела имеют форму плащеобразных залежей на габбро-анортозитах, габбро-диабазе и других основных породах. Содержание ильменита в рудах достигает 130—250 кг/м³, апатита до 115 кг/м³, титаномagnetита и рутила 10—17 кг/м³. В небольшом количестве присутствуют циртолит и циркон. Минералы коры выветривания представлены каолинитом, гетитом, джефферзитом.

Хром. Хромитовая формация в гипербазитах имеет ограниченное распространение. Хромитовые руды выявлены в гипербазитах Побужского района (Каменоватское, Липняжское, Андреевское, Липовеньковское и другие рудопроявления). Хромит в ассоциации с магнетитом и ильменитом образует вкрапленность, гнезда и струйчатые выделения в карбонатизированных серпентинитах, перидотитах и пироксенитах. Форма рудных тел — неправильные линзы. Содержание Cr_2O_3 12—36%, Ni до 1,3%, Co до 0,01%, Si до 0,65%. Наряду с представлениями о гистеромагматическом генезисе хромитов, существует представление о их метасоматическом происхождении. Практическое значение этот тип хромитового оруденения не имеет.

Медь, никель, кобальт широко распространены в пределах Украинского щита, но значительных месторождений этих металлов не обнаружено. Практическое значение имеют только гипергенные железоникелевые руды в коре выветривания. Медное, никелевое и кобальтовое эндогенное оруденение принадлежит к следующим формациям: медно-никелевой сульфидной в гипербазитах, кобальт-никелевой сульфидной типа фальбанд и медно-никелевой сульфидной в метаморфических породах.

Медно-никелевая формация в гипербазитах включает никелин-миллерит-халькопирит-борнитовый и пентландит-пирротинный минеральные типы. Рудные образования этой формации приурочены к области развития кератофир-спилит-диабазовой формации раннего протерозоя (конкско-верховцевская серия). К ним относятся многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления Криворожско-Кременчугской зоны и в районе Приднепровья — Грановское, Запорожское, Зеленоярвское, Жиганское, Артемовское, Успенское, Черняховское и др.

Оруденение локализуется в метаморфизованных и гидротермально-измененных ультраосновных породах сурского комплекса (талккарбонатных, талк-тремолитовых, серпентинитов). Медно-никелевые минералы образуют вкрапленность, прожилки и скопления, концентри-

рующиеся в зоны прожилково-вкрапленных руд, в составе которых присутствуют также пирит, пирротин, хромпикотит, магнетит, халькозин, ковеллин. Содержание никеля достигает 0,5%, кобальта — 0,3%, меди — менее 0,1%; в качестве примесей отмечены хром, сурьма, кадмий и цинк. Генезис оруденения рассматривается как гистеромагматический. Перспективы этой формации определяются широким распространением сульфидоносных пород перидотит-пироксенитовой формации и полностью не оценены.

Кобальт-никелевая сульфидная формация в фальбандах представлена сульфидной никелевой и никель-кобальтовой минерализацией, приуроченной к метаморфическим породам осадочно-вулканогенных формаций раннего протерозоя (Антоновское, Малоострожское, Березкинское, Зеленовское, Жиганское и другие рудопроявления).

Пирит, пирротин, пентландит и миллерит образуют вкрапленность и прожилки типа фальбанд в биотит-амфиболовых гнейсах, известняках. Характерно постоянное присутствие хлорита. Линзы и пласты с вкрапленностью сульфидов залегают согласно со структурными элементами вмещающих пород. Содержание никеля до 1,3%, кобальта — до 0,3%. В качестве примесей отмечены хром (0,1%), цинк (0,01%). По генетическому типу руды рассматриваемой формации относятся к метаморфическим. Формация изучена слабо и практическое значение ее не ясно.

Медно-никелевая сульфидная минерализация фиксируется также в породах конкско-верховцевской серии и в различных мигматитах. Вкрапленность сульфидов (кобальтина, кубанита, пирротина и халькопирита) тяготеет к линейно-вытянутым зонам среди кератофилов и кварц-карбонат-серицит-хлоритовых сланцев, а также к мигматитам (рудопроявления Карачуновско-Лозоватское, Ингулецкое, Вольные Хутора, Варваровское, Красная балка и др.). Содержание никеля и кобальта в зонах концентрации сульфидов до 3%, меди — до 3%, серебра — до 0,1%, следы золота. Рудные концентрации связываются с наложением гидротермальных процессов на породы кератофир-диабаз-спилитовой формации, содержащие первичные сульфиды, по зонам разломов, обычно вблизи контактов с гранитоидами. Последний тип минерализации представляется перспективным.

Железо-никелевая формация в коре выветривания представлена двумя минеральными типами: нонtronит-лимонитовым и нонtronитовым, связанными с разрушением ультраосновных пород и амфиболитов девладовского и других комплексов ранне-позднепротерозойского возраста (месторождения Девладовское, Капитановское, Деренюхинское, Каменнобалковское, Крымковское, Кумаровское и др.). Силикатные руды, состоящие из нонtronита, лимонита, ферримонтмориллонита, образуют сплошные массы первичной коры выветривания, залегающие в виде пластовых и линзообразных залежей на ультраосновных и основных породах. Промышленные руды содержат до 30% железа, около 1% никеля и до 0,08% кобальта. Руды нонtronит-лимонитового типа являются основным источником получения никеля и кобальта на Украине; особенно ценно то, что выплавляемая сталь получается природно-легированной.

Алюминий. Алюминиевые руды представлены главным образом месторождениями бокситовой формации в коре выветривания. Бокситовая формация, имеющая большее практическое значение, представлена бёмит-гиббситовым минеральным типом. Алюминиевые руды состоят из гиббсита, бёмита, монтмориллонита, бейделлита, гидрогетита и реликтовых породообразующих минералов основных и ультраосновных пород. Содержание Al_2O_3 в бёмит-гиббситовых рудах 38,4%. Форма рудных тел — неправильные залежи на размытой поверхности коренных пород. Ведущее развитие получили латеритные бокситы, что обус-

ловлено широким распространением основных пород кератофир-спилит-диабазовой формации и ультрабазитов раннепротерозойского возраста, а также благоприятными условиями для корообразования.

Месторождения латеритных бокситов распространены в основном в Криворожско-Кременчугской металлогенической зоне, где они связаны с корой выветривания амфиболитов и сланцев конкско-верховцевской серии (Паньковское, Высокопольское, Сурское, Никопольское месторождения). Осадочные бокситы развиты на склонах щита и долинообразных понижениях в платформенном осадочном покрове (Смелянское месторождение).

Широкое распространение каолинов в пределах Украинского щита с высоким содержанием алюминия (Al_2O_3 38%) позволяет рассматривать их как потенциальное комплексное сырье на алюминий. Потенциальным сырьем на алюминий могут быть нефелиновые сиениты Октябрьского массива. Содержание Al_2O_3 в мариуполитах до 20,7%.

Золото известно на Украинском щите в рудопоявлениях двух формаций: золоторудной в карбонат-кварцевых прожилках среди сланцев кератофир-спилит-диабазовой формации и золоторудной в конгломератах. Значительные концентрации золота не встречаются. Серебро присутствует в золотоносных карбонат-кварцевых прожилках в качестве сопутствующего элемента.

Золоторудная формация в карбонат-кварцевых прожилках включает два минеральных типа: золото-шеелитовый и золото-сульфидный. Золоторудные проявления тяготеют к зонам разрывных нарушений в породах конкско-верховцевской серии. Рудопоявления локализуются среди кварц-серицитовых сланцев, апокератофилов и цоизит-актинолитовых пород. Повышенные концентрации золота приурочены к карбонат-кварцевым прожилкам, содержащим арсенопирит, пирит, халькопирит. Золото ассоциирует с вольфрамом, серебром, мышьяком и медью.

Золотосодержащие кварцевые конгломераты слагают пласты и линзы в составе нижней свиты криворожской серии (рудопоявления Глееватское, Ново-Криворожское, Красногвардейское). Золотоносные конгломераты Украины еще не получили должной оценки.

Молибден, вольфам, олово, редкие металлы. Известные проявления редкометальной минерализации не имеют практического значения, но являются перспективными объектами для поисков и во многом характеризуют металлогению Украинского щита. Большинство металлов образует комплексные концентрации в пегматитах, апогранитах и различных щелочных метасоматитах. Самостоятельное значение имеют рудопоявления молибдена и вольфрама. Проявления редкометальной минерализации образуются в архее в связи с формацией плагиогранитов-чарнокитов (подольский комплекс), в раннем протерозое в связи с мигматит-гранитовой формацией (кировоградско-житомирский комплекс) и в среднем протерозое в связи с гранитами рапакиви, щелочными гранитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами (коростеньский, октябрьский и пержанский комплексы). Молибденовая и вольфрамовая минерализация принадлежит к медно-молибденовой апогранитовой формации в кварцевых жилах и грейзенах, а также к кобальт-молибденовой сульфидной и кварц-вольфрамитовой апогранитовой формациям. Возраст оруденения среднепротерозойский.

Редкометальное оруденение условно объединено в составе редкометальной формации в пегматитах архея и раннего протерозоя, редкометальной апогранитовой и в щелочных метасоматитах среднего и позднего протерозоя. Ряд редкометальных формаций характеризуется нарастающим уровнем концентрации вещества от архея к позднему протерозою.

Медно-молибденовая формация в грейзенах и кварцевых жилах включает два рудных типа: кварц-молибденитовый и шеелит-халькопирит-молибденитовый, связанных с формацией габбро-анортозитов-

гранитов рапакиви среднего протерозоя. Оруденение локализуется в зонах разрывных нарушений в гранитах и их грейзенизированных разностях, большей частью в эндоконтактах Коростеньского массива (рудопроявления Александровское, Игнатпольское, Александрийское, Зубринское и др.). Молибденит, шеелит в ассоциации с халькопиритом, пиритом, кубанитом, марказитом и ильменитом образуют вкрапленность в кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах. Содержание молибдена до 1%, вольфрама — до 0,2%. Интерес представляют Александровское и другие рудопроявления в грейзенизированных гранитах.

К этой же формации, вероятно, относятся кварц-вольфрамитовые жилы среди гранитов рапакиви. Вольфрамит образует вкрапленность в зонах окварцевания и кварцевых жилах среди гранитов, сиенитов, мигматитов и апогранитов. Оруденение приурочено к зонам разломов, масштабы его не установлены.

Особое положение занимает кобальт-молибденовая колчеданная минерализация, представленная колчеданными залежами среди сланцев джеспилитовой осадочной формации (средняя свита криворожской серии). Молибденит образует тонкую вкрапленность, ассоциирует с пиритом, пирротином, сидеритом. Проявления минерализации этого типа изучены слабо, но представляют интерес в качестве комплексной руды (Mo, Co, Au, S). Минеральные типы выделены условно в связи с недостаточной изученностью формации в целом, перспективы которой пока не выяснены; некоторые проявления могут иметь практический интерес.

Редкометальная формация в пегматитах архейского и раннепротерозойского возраста, связанная с подольским и кировоградско-житомирским гранитоидными комплексами, широко проявлена в Приазовье и в центральных районах щита.

Редкометальная формация в щелочных сиенитах и альбититах, являющаяся комплексным источником ниобия, циркония и редких металлов, представлена циркон-пирохлоровым в мариуполитах и цирконовым в альбититах минеральными типами. Редкометальная минерализация приурочена к минерализованным зонам дробления и трещиноватости, где она образует вкрапленность в жилородных телах щелочных метасоматитов. Циркону и пирохлору сопутствуют бритоцит и ринкит. С этой формацией, вероятно, связана минерализация, относящаяся к наиболее позднему собственно гидротермальным образованиям (флюорит-карбонат-кварцевые жилы).

Нерудные полезные ископаемые представлены на Украинском щите главным образом высокоглиноземистым сырьем и графитом, а также морионовыми месторождениями. Ограниченное распространение имеют вермикулит и асбест. Месторождения высокоглиноземистого сырья и графита принадлежат к кордиерит-силлиманитовой, графитовой и слюдисто-корундовой формациям (Корнинское, Брыловское, Новоселицкое, Писковское, Соломиевское рудопроявления и др.).

Кордиерит-силлиманитовая и графитовая формации объединяют кордиерит-силлиманитовый и корундовый минеральные типы в кварцитах и гнейсах архея и нижнего протерозоя. Силлиманит и кордиерит образуют мелкую вкрапленность в линзоподобных залежах гнейсов бугско-днестровской серии и корсак-шовкайской свиты. Корунд образует мелкую и реже крупную вкрапленность в гнейсах с силлиманитом и гранатом. Собственно корундовый тип представлен вкрапленностью корунда в силифицированных мраморах и кварцитах.

Слюдисто-корундовая подформация (рубиновый минеральный тип) имеет контактово-метасоматическое происхождение. Крупные кристаллы розового и красного корунда образуют вкрапленность в биотитовых слюдах, которые локализуются в виде реакционной каймы в контакте силлиманитовых гнейсов, метабазитов и аплитовидных гранитов. Со-

держание корунда в слюдите до 30%. Тела слюдитов характеризуются небольшими размерами (Капитановское и другие рудопроявления). Существенный интерес представляет крупнокристаллический корунд в гнейсах Приазовья, где возможно выявление легкообогатимых месторождений.

Многочисленные, нередко промышленные, месторождения графита локализуются в кристаллических сланцах и гнейсах бугско-днестровской, криворожской серий и хоцевато-завальевской свиты в пространственной связи с проявлениями высокоглиноземистой минерализации (месторождения Волчинецкое, Скалеватское, Желтоводское, Суходеренюхинское, Петровское, Завальевское, Подвысоцкое, Голошницкое, Мироновское, Лозоватское, Любашевское и др.). Содержание графита колеблется от 3 до 7%, изредка достигая 42%, силиманита — от 5 до 20%, а кордиерита до 15%. Генезис высокоглиноземистых минералов и графита связывается с метаморфизмом глинистых отложений в гранулитовой и редко в амфиболитовой фациях.

Асбест и вермикулит связаны с магнезиальным метасоматозом по ультраосновным породам (асбест) и с корой выветривания по габброидам (вермикулит). Хризотил-асбест, образующий редкие прожилки в породах сурского комплекса, практического значения не имеет (рудопроявление Грановское). Вермикулитовая формация коры выветривания представлена гидрослюдисто-вермикулитовым типом, связанным с мезозойско-кайнозойской корой выветривания основных пород (рудопроявление Пилипанковское, Раевковское, Висуньковское, Варваровское). Вермикулит мелкочешуйчатый, образуется по биотиту габброидных пород и гнейсов. Вкрапленность вермикулита в ассоциации с гидрослюдой образует линзовидные залежи остаточного генезиса.

Хрусталеносная формация включает два минеральных типа: топаз-морионовый в пегматитах и кварц-хрустальный метаморфический. Месторождения топаз-морионового типа (Володарск-Волынское и др.) связаны со среднепротерозойскими гранитами рапакиви коростенского комплекса. Пегматиты образуют жилы и линзы с хрусталеносными пустотами и камерами. Морион находится в ассоциации с топазом, фенакитом, касситеритом и флюоритом — минералами типичными для редкометалльных апогранитовых формаций этой эпохи. Образование мориона связывается с наложением гидротермально-метасоматического процесса на пегматиты [309].

Кварцево-хрустальный минеральный тип представлен кварцевыми хрусталеносными жилами в кварцитах и песчаниках овручской серии верхнего протерозоя (Антоновское, Сущанское, Овручское, Белокозовичское, Коростенское рудопроявления). Горный хрусталь образует друзы и кристаллы в занорышах среди зернистого жильного кварца. Генезис кварц-хрустальной минерализации метаморфический, относящийся к типу гидротермальных «альпийских» жил.

ВОРОНЕЖСКИЙ МАССИВ

Главной особенностью металлогении Воронежского массива являются месторождения железных руд осадочно-метаморфизованного типа. Существенное значение имеют промышленные месторождения бокситов и медно-никелевых руд. Золоторудные проявления в конгломератах и зонах катаклаза, окварцевания и пиритизации протерозойских пород еще не получили полной оценки.

Месторождения Воронежского массива, различные по генезису и формационной принадлежности, образуют боксито-железородную и сульфидно-медно-никелевую рудные провинции. Месторождения железистых кварцитов и золотоносные конгломераты относятся к прото-

геосинклинальному этапу развития региона; медно-никелевые руды и проявления золотоносности гидротермального типа характеризуют металлогению протоорогенного этапа. К платформе принадлежат элювиальные остаточные месторождения окисленных богатых железных руд и бокситов, возникшие на корях выветривания железистых кварцитов и сланцев в допозднедевонское и раннекарбонное время, а также переотложенные осадочные железные руды и бокситы.

Важное значение для образования месторождений железа и других полезных ископаемых имеют древние поверхности выветривания и размыва. К ним относится поверхность, разделяющая образования архея и раннего протерозоя, с метаморфизованной корой химического выветривания. Кора выветривания развита по породам архея, перекрытым базальными конгломератами курской серии раннего протерозоя. На второй древней поверхности выветривания и размыва, соответствующей границе курской серии и перекрывающей ее с размывом оскольской серии среднего протерозоя, развита «дооскольская» метаморфизованная кора выветривания и окисления в железистых кварцитах, а поверхность размыва фиксируется скоплениями переотложенных осадочных железных руд и конгломератами с галькой железистых кварцитов.

Железо. Месторождения железа сосредоточены на Курской магнитной аномалии.

Железные руды Курской магнитной аномалии относятся к железорудной формации железистых кварцитов (гематит-магнетитовый минеральный комплекс) и к железорудной формации в остаточных окисленных залежах, связанных с железистыми кварцитами. Ограниченное значение имеют переотложенные окисленные железные руды.

Изучением железных руд КМА, проводившемся по специальному указанию В. И. Ленина, занимаются с 1926 г. крупные коллективы различных геологических организаций. Результаты этих работ отражены в трудах А. Д. Архангельского, Н. И. Свитальского, И. А. Русиновича, Б. П. Епифанова, М. И. Калганова, Н. И. Плаксенко, С. И. Чайкина, И. Н. Леоненко, Н. И. Голивкина, Б. Д. Клагитш, И. П. Калинина и других исследователей.

Месторождения железорудной формации в железистых кварцитах приурочены к юго-западной и северо-восточной синклинорным зонам района КМА. Пласты железистых кварцитов входят в состав средней свиты курской серии. В пределах синклинорных зон выделен ряд синклинорий со сложным тектоническим строением — Михайловский, Яковлевский, Тим-Ястребовский, в которых соответственно определились крупные железорудные районы: Михайловский или Курско-Орловский (месторождения Веретенинское, Новоялтинское), Белгородский (месторождения Яковлевское, Больше-Троицкое, Гостищевское), Старооскольский (месторождения Коробковское, Салтыковское, Лебеди, Стойленское, Чернянское, Новооскольское, Погремецкое).

Железные руды в этих районах представлены богатыми окисленными разновидностями и железистыми кварцитами. Последние по составу магнетитовые, гематит-магнетитовые, реже магнетит-гематитовые. Железистые кварциты образуют одну или две пачки, включающие тонкие пропластки сланцев и разделенные пачкой филлитовидных сланцев. Мощность пачек железистых кварцитов колеблется от единиц до первых сотен метров, а мощность железорудной свиты достигает 300—600 м. В ряде районов КМА верхняя пачка железистых кварцитов эродирована.

Породы курской серии, в том числе и железистые кварциты, перед наступлением протоорогенного этапа (в конце раннего протерозоя) подверглись интенсивному окислению и выветриванию. Последующее погружение обусловило размыв верхней пачки железистых кварцитов, а

в основании оскольской серии сформировались небольшие пласто- и линзообразные тела переотложенных окисленных железных руд и конгломератов с галькой железистых кварцитов.

Наибольшее значение для образования железорудных месторождений остаточных окисленных залежей имело последующее длительное латеритное выветривание в допозднедевонское и раннекарбовое время. На «головах» крутозалегающих пластов железистых кварцитов возникли мощные остаточные богатые элювиальные окисленные железные руды, а по сланцам развились богатые залежи бокситов. Окисленные железные руды образуют плащеобразные залежи и залежи линейно-трещинного типа, связанные с разломами в железистых кварцитах. Глубина их проникновения измеряется сотнями метров. Мощность достигает 300—340 м.

Окисленные руды по составу сидерит-мартитовые, сидерит-железнослюдковые, гидротематит-мартитовые, мартитовые. Содержание железа в остаточных рудах от 54 до 66%. Сидеритизация, пиритизация, хлоритизация окисленных руд связаны с инфильтрацией поверхностных и грунтовых вод.

Переотложенные делювиальные и пролювиально-аллювиальные, по С. И. Чайкину [487], железные руды, образующие небольшие пластообразные тела, сформировались в депрессиях до отложения платформенного покрова за счет размыва коренных рудных залежей.

Никель, медь. Сульфидные медно-никелевые месторождения и рудопроявления, располагающиеся на юго-восточном склоне Воронежского массива, генетически связаны с габбро-норит-гипербазитовой формацией платформенного структурно-формационного комплекса. Обобщающая характеристика их дана Н. М. Чернышевым [495]. Сульфидные медно-никелевые руды приурочены к ранней существенно гипербазитовой фазе, включающей дуниты, перидотиты, оливиновые пироксениты, оливинсодержащие габбро и габбро-нориты, серпентиниты и тальк-тремолитовые породы. Оруденение локализуется в оливиновых дунитах, перидотитах и серпентинитах. Рудные тела образуют в эндоконтактах массивов крутопадающие линзо- и пластообразные залежи и жилы, сложенные массивными и брекчиевидными рудами. Размеры рудных тел по падению и простиранию сотни метров, мощность — единицы — первые десятки метров.

В составе руд преобладают пирротин, пентландит, халькопирит, хромшпинелиды, магнетит, подчиненное значение имеют пирит, валлерит, кубанит, кобальтин, никелин, молибденит, сфалерит, марказит, борнит, титаномагнетит, минералы платиновой группы и золото. Существенные элементы-примеси в рудах: медь, кобальт, хром, марганец (до десятых долей процента), титан (до сотых долей процента). Руды Нижне-Мамоновского, Подколодновского месторождений и ряда рудопроявлений относятся к собственно магматическим, позднее метаморфизованным.

В процессе рудообразования выделяется собственно магматический этап, связанный с ликвацией сульфидов, а также пневматолито-гидротермальный этап, выразившийся в автометаморфической серпентинизации пород и в частичном переотложении руд, и послемагматический гидротермальный этап, приведший к метаморфизму медно-никелевых руд. С последним этапом связано возникновение кальцитовых жил с сульфидами, секущих рудные тела. Гипергенный этап характеризуется окислением и разубоживанием первичных руд.

Перспективы никеленосности юго-восточного склона Воронежского массива связаны с широким распространением никеленосных базит-гипербазитовых тел, группирующихся в рудоносные зоны. Интерес для поисков новых месторождений сульфидных медно-никелевых руд

представляют районы центральной и юго-восточной частей КМА, Воронежская и Липецкая области.

Алюминий. Месторождения бокситовой формации, подразделяющейся на гиббситовый и бёмитовый минеральные комплексы, расположены в юго-западной синклинойной зоне в Белгородском железорудном районе (месторождения Висловское, Беленихинское). Залежи бокситов установлены также в пределах Яковлевского и Прохоровского месторождений богатых железных руд. Бокситовые породы, не имеющие практического значения, обнаружены на юго-восточном склоне Воронежского массива. Характеристика бокситов и перспектив бокситоносности Воронежского массива содержатся в трудах В. Н. Клекая, С. И. Чайкина, Л. С. Богуновой, А. П. Никитиной, Н. И. Леоненко, А. К. Гладковского, В. Н. Храмцова, К. Н. Трубиной и других исследователей.

Бокситы Белгородского железорудного района связаны с латеритной корой выветривания по протерозойским породам, сформировавшейся в турнейское время. Бокситоносная кора выветривания залегает на глубинах 350—700 м под визейскими известняками платформенного покрова. Бокситы принадлежат к элювиальному остаточному и переотложенному осадочному типам.

Элювиальные остаточные бокситы образовались по серицитовым и хлоритовым сланцам курской серии, а также по амфиболитам и гнейсам архея. Элювиальные бокситы образуют плащеобразные залежи на «головах» крутопадающих пластов сланцев и концентрируются в полосы длиной первые километры при ширине до 500 м. Мощность залежей бокситов 15—20 м.

Переотложенные осадочные бокситы (гиббситовые и бёмитовые) образовались в результате размыва и переотложения элювиальных залежей бокситовых пород, в конце турнейского — начале визейского времени. Накопление их происходило в депрессиях, в озерно-болотной обстановке; выше бокситов залегают толщи карбона, юры, мела и кайнозоя. Мощность залежей осадочных бокситовых руд 0,5—3,0 м при высоком качестве руды.

Бокситы преимущественно аллювиальные остаточные, пространственно тяготеют к залежам богатых окисленных железных руд (Прохоровское и Яковлевское месторождения). Бокситы и богатые окисленные железные руды связаны и общностью образования, обусловленного выносом кремнезема из протерозойских сланцев и железистых кварцитов в процессе выветривания. Пространственная связь бокситов и богатых окисленных железных руд позволяет проектировать их комплексную разработку, что повышает промышленную ценность месторождений.

Золото, серебро. Золоторудная минерализация в докембрийских породах Воронежского массива установлена в отдельных проявлениях, относящихся к различным генетическим типам и рудным формациям. К ним относится золоторудная формация в конгломератах. Известные проявления золоторудной минерализации в конгломератах, пока не имеющие промышленного значения, локализованы в горизонте базальных кварцевых конгломератов и гравелитов курской серии в Старооскольском железорудном районе. В отдельных пробах установлено присутствие золота и серебра, связанных с пиритом и пирротинном, а также самородное золото.

Золотоносные конгломераты принадлежат к конгломерато-песчанико-сланцевой формации (нижняя свита курской серии). Конгломераты средне- и мелкогалечные, переходящие в гравелиты, образуют до 3 пластов в переслаивании с грубозернистыми песчаниками. Нижний пласт залегает на порфироидах и метадресвяниках старооскольской свиты (PR₁). Мощность его 0,1—3—10 м.

Галька конгломератов существенно кварцевая. Кварц сероватого цвета. Цемент песчанистый со значительным количеством серицита, хлорита, фуксита, пирофиллита, биотита, сульфидов, среди которых преобладает пирит (кластогенный и новообразованный); в переменных количествах присутствуют марказит, пирротин, немного халькопирита, сфалерита, галенита. В составе конгломератов и гравелитов находятся также окатанные и полуокатанные зерна циркона, ильменита, рутила, анатаза, сфена, хромита, хромшкотита, турмалина, микроклина и др. Конгломераты метаморфизованы, окварцованы, секутся прожилками кварца, сульфидов и карбонатными прожилками.

По данным Н. Д. Кононова и др. [207], золото в олигомиктовых кварцевых конгломератах установлено на Коробковском, Лебединском, Александровском участках Старооскольского железорудного района и в Яковлевском синклиории.

Проявления золоторудной минерализации иного генетического типа установлены, по данным Е. М. Абакшина и других, в Тим-Ястребовском синклиории в породах, перекрывающих железистые кварциты — в тимской свите, сложенной метапесчаниками, алевролитами, углистыми и известковистыми сланцами, мраморизованными известняками. В перечисленных породах содержится вкрапленность пирита, пирротина, марказита, халькопирита, сфалерита, галенита. В участках брекчирования и прожилковой сульфидной минерализации установлено присутствие золота.

БЕЛОРУССКИЙ МАССИВ

Металлогенические особенности докембрия Белоруссии определяются преобладанием эндогенного оруденения, связанного с магматическими комплексами и метаморфизмом древних толщ. Металлогенический облик региона еще недостаточно определен, что связано с трудностью его изучения из-за недостаточной мощности платформенного покрова. В металлогении региона основную роль играют железо, титан, медь, никель, возможно кобальт, и редкие металлы. Рудопроявления, заслуживающие внимания, представлены железом, титаном, медью и отчасти слюдоносными пегматитами. Перспективы рудоносности этого региона начали определяться благодаря поисково-съемочным, разведочным и исследовательским работам, проводимым в сводовой части массива и на выступе кристаллического фундамента Микашевичи-Житковичи. Результаты этих работ отражены в обобщающих трудах П. А. Леоновича, А. И. Свержинского, Ф. Л. Димитриева, В. Г. Макарова, А. М. Папа, А. П. Башариевича и других. Известные месторождения и рудопроявления относятся к рудопроявлениям железорудной формации железистых кварцитов, титано-железорудной в габбро-поридах, железорудной в корах выветривания и золоторудной в кварц-сульфидных прожилках.

Железо, титан. Железорудная формация железистых кварцитов выделяется на основании обнаружения железистых кварцитов и магнетит-амфиболовых сланцев околоской свиты нижнего протерозоя в районе Кареличских магнитных аномалий (Околоское месторождение и ряд рудопроявлений). Железистые кварциты Околоского месторождения образуют 3 пласта, мощностью единицы — десятки метров, переслаивающиеся с плагиоклаз-кварц-биотит-роговообманковыми, гранат-магнетит-куммингтонитовыми и другими сланцами. Сланцы полевошпатизированы, пиритизированы и хлоритизированы. Кварциты магнетитовые с типичными полосчатой и плёчатой текстурами. В верхней части пластов железистые кварциты мартитизированы, замещены гидроокислами железа и превращены в окисленные руды. По предварительным данным содержание Fe_2O_3 (валовое) 54,05% и Fe_2O_3 (раствор-

римое) 49,95%. На Белорусском массиве породы этой формации пока установлены в виде небольших останцов, залегающих на гнейсах архея. Вскрытое оруденение по масштабам не промышленное.

Железистые кварциты Белорусского массива сходны по минералогическим и текстурным признакам с магнетитовыми разновидностями кварцитов курской серии на Воронежском массиве и криворожской серии на Украинском щите и отнесены к единой железорудной формации железистых кварцитов [162].

Что касается возможности продолжения КМА на территорию северо-восточной и восточной частей Белоруссии, то эта проблема остается пока не решенной из-за глубокого залегания здесь кристаллического фундамента (более 1300 м). Широкое развитие кристаллических сланцев и амфиболитов в составе докембрия, относительно неглубоко залегающего в пределах Белорусской антеклизы, делает эту часть его перспективной на железо и титан в ильменит-магнетитовых рудах и железистых метасоматических кварцитах.

Титано-железорудная формация в габбро-норитах представлена Новоселковским месторождением и Южным, Долгиновским и другими рудопроявлениями, располагающимися в юго-западной части Кореличской зоны разломов северо-восточного простирания. Зона контролирует расположение интрузий пироксеновых габбро и габбро-норитов, прорывающих толщу архейских гнейсов. Ильменит-магнетитовые руды образуют залежи мощностью до 28—39 м, прослеженные в полосе длиной больше 1000 м и на глубину до 600 м без признаков выклинивания.

Основной разновидностью руд являются полосчатые и брекчиевые, более редки мелкокрапленные руды, рассеянные во вмещающих породах. Мелкокрапленные руды приурочены к пачке сланцев, залегающих среди биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Руды сложены в основном магнетитом с примесью (до 10—25%) ильменита. Содержание железа в рудах колеблется от 25,5 до 73,01%, двуокиси титана от 4,22 до 7,79%. Среднее содержание железа достигает 37,7%. В обломках брекчий присутствует мелкозернистый дупироксеновый кристаллический сланец и метагаббро с бурой роговой обманкой и келифитовой структурой.

В составе руд преобладает магнетит (до 30—40%) и ильменит (до 20—30%), в переменных количествах присутствует колломорфный и кристаллический пирит, марказит, пирротин и халькопирит. Ильменит и магнетит образуют сростания гипидиоморфных зерен. Магнетит замещается гематитом. Характерны каемки альмандин вокруг магнетита и иногда обратные взаимоотношения этих минералов, а также крупнозернистый прожилковый апатит и скаполит. В магнетитовых рудах Кореличской зоны отмечены повышенные количества ванадия. Присутствие ванадия в рудах титана и железа может способствовать удешевлению их добычи при комплексном использовании руд.

Генезис руд рассматривается А. М. Папом в связи с мобилизацией железа и титана из нижележащих кристаллических сланцев и амфиболитов в процессе регионального метаморфизма с перекристаллизацией минералов в регрессивную стадию. По мнению М. Н. Воскресенской, генезис оруденения позднемагматический сингенетический, связан с интрузией габброидов кореличского комплекса. Наложение калиевого метасоматоза обусловило частичное переотложение рудного вещества по зонам трещиноватости.

Медь, никель. Проявления медной минерализации в докембрийских образованиях Белоруссии представлены мелкой вкрапленностью халькопирита в ассоциации с борнитом, халькозином и ковеллином в гнейсах архея на Микашевичском выступе и других местах. Более обильные скопления халькопирита в ассоциации с пиритом, магне-

титом, марказитом, мельниковитом встречены в кварцево-сульфидных жилах с карбонатом и скаполитом, которые тяготеют к зоне дробления и брекчирования в районе Щучинской аномалии. Зона дробления мощностью 4,9 м пересекает скарнированные гнейсы, амфиболиты и тела железомagneзиальных метасоматитов, содержащих алмадин, гроссуляр, кальцит, сидерит, цоизит, кварц и флогопит. В секущих жилах кварца с карбонатом присутствуют участки, сложенные пиритом и халькопиритом. Содержание меди в сульфидных агрегатах достигает 1,5%.

Геохимически рассеянный никель встречается в составе биотитов, амфиболов, пироксенов и плагиоклазов из габбро-норитов и кристаллических сланцев северо-западной части Белоруссии. Никелевый минерал пентландит обнаружен в виде мельчайшей вкрапленности в пирротине, ассоциированном с пиритом, марказитом, халькопиритом в габбро- и габбро-норите Лидского и Щучинского районов. Содержание никеля редко превышает 0,003%. Скопления рудных минералов, в том числе и пентландитсодержащего пирротина, наблюдались в ксенолитах биотитового сланца в габбро-норитах Щучинского района. Этот факт позволяет оценивать перспективы на никель в связи со структурными ловушками типа ксенолитов, отслоений боковых пород в основных и ультраосновных породах.

Золото. Пробирными анализами тяжелой фракции из кристаллических пород докембрия Белоруссии доказано наличие в них геохимически рассеянного золота. Проявления золото-сульфидной минерализации представлены в сводовой части Белорусского массива в окварцеванных гнейсах, содержащих вкрапленность пирита и халькопирита. Золото связано с сульфидами; отдельные проявления содержат единичные вкрапления самородного золота.

Олово и другие редкие металлы известны главным образом в связи с гранитами и сланцами житковичской свиты, в пределах Житковичского горста, где они локализируются в апогранитах, альбитах и альбит-кварцевых жилах. Процессы альбитизации следуют после формирования рифейских даек диабазов (650 млн. лет).

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Главнейшими полезными ископаемыми этого района являются никель, медь и железо. Промышленные концентрации никеля и меди сосредоточены в месторождениях сульфидной кобальт-медно-никелевой формации, связанной с габбро-пироксенит-перидотитовой магматической формацией. Железо представлено крупными месторождениями магнетитовых кварцитов, связанных с джеспилитовыми осадочно-вулканогенными формациями, и апатит-магнетитовых руд. В регионе распространены железо-титановые руды, частью в ассоциации с ванадием, образующие промышленные концентрации, пока не используемые. Весьма важное значение имеют неметаллические полезные ископаемые — апатит, нефелин, мусковит, флогопит и др. [348].

Железо, титан, ванадий, хром. Образование месторождений магнетитовых кварцитов связывается с накоплением и метаморфизмом железистых осадков раннепротерозойской джеспилитовой формации осадочно-вулканогенного типа, подразделяемой на диабаз-сланцево-порфириновую (кольская группа месторождений) и сланцево-лептит-порфириновую (карельская группа месторождений). Мелкие осадочные месторождения железорудной формации (гематитовый минеральный тип) входят в состав доломит-кварцит-диабазовой формации среднего протерозоя. Накопление железа в небольших масштабах происходит и в четвертичное время в озерных бобовых и болотных рудах.

Железо и титан в ассоциации с ванадием или с апатитом и редко-метальной минерализацией связаны с протерозойскими габбровыми формациями и с формацией щелочных — ультраосновных пород и карбонатитов протерозоя — нижнего палеозоя.

Железо-титановая формация подразделяется на малованадистую в породах габбро-анортозитовой формации нижнего протерозоя и высокованадистую, связанную с габбро-диабазовой формацией среднепротерозойского возраста. Хромитовые руды имеют достаточно широкое распространение в гипербазитовых формациях различного возраста, но промышленных концентраций пока не встречено.

Железорудная формация (магнетитовых кварцитов). Месторождения этой формации локализуются в породах заимандровской и пинкельярской толщ кольской серии архея на Кольском полуострове и гимольской серии в Карелии, входящих в состав джеспилитовых осадочно-вулканогенных формаций (диабаз-сланцево-порфировой и сланцево-лептит-порфировой).

Железорудные месторождения располагаются в пределах Кольской, Западно-Карельской и Южно-Карельской структурно-формационных зон; протяженность двух первых зон — десятки и первые сотни километров при ширине до 70—80 км; третья зона имеет в длину 30 км при ширине 2—3 км. Зоны вытянуты в северо-западном направлении на Кольском полуострове и близком к меридиональному в Карелии. В региональном плане они совпадают с антиклинорными структурами, которым отвечают положительные магнитные поля и низкие значения гравитационного поля. Внутреннее строение зон характеризуется сочетанием купольных структур с линейными.

Купольные структуры типично представлены в Заимандровском и Костамукшинском рудных районах, где овалыные блоки, сложенные архейскими гранитами и гнейсами, разделены породами джеспилитовой осадочно-вулканогенной формации. Размеры блоков достигают 20 км в поперечнике. Залежи магнетитовых кварцитов располагаются по периферии куполов, образуя прерывистые цепи или дугообразные полосы. В Заимандровском районе по периферии главной купольной структуры расположено 10 месторождений.

Залежи железистых кварцитов имеют пластообразную и линзовидную форму или образуют сложные складки (Оленегорское, Кировогорское месторождения). Углы падения залежей крутые (50—90°). Основная залежь Костамукшинского месторождения прослеживается на 12,5 км при горизонтальной мощности 40—360 м. Оленегорская залежь протягивается на 2700 м при мощности 30—550 м. На Оленегорском и Межозерском месторождениях рудные залежи выклиниваются на глубине 300—400 м. Главная залежь Костамукшинского месторождения прослежена до глубины более 450 м. Метаморфические породы джеспилитовой формации, вмещающие железистые кварциты, обладают в различных районах сходным составом.

Железистые кварциты Карело-Кольского региона, относящиеся к магнетитовому минеральному типу, состоят из кварца, магнетита и отчасти гематита, амфиболов, пироксена, биотита, граната и подчиненно сульфидов железа, меди, цинка. Текстура руд полосчатая и микрополосчатая, весьма характерна мелкая плейчатость. По содержанию железа (от 20—25 до 40%) руды бедные, но хорошо поддающиеся обогащению. Содержание вредных примесей низкое (сера 0,04—0,25, фосфор 0—0,08%). Присутствие в рудах полезных примесей (марганец, никель, ванадий, молибден и др.) делает их пригодными для литейных и бессемеровских чугунов и некоторых специальных сталей.

Вопрос о генезисе железистых кварцитов дискуSSIONен. Железистые кварциты восточной части Балтийского щита рассматривались как типично осадочно-метаморфогенные образования, в которых первона-

чальное накопление железа происходило в результате континентального размыва (А. А. Полканов [351], А. Е. Ферсман [469] и др.).

Представление о вулканогенно-осадочном происхождении железистых кварцитов высказано впервые Н. Л. Херувимовой. Позднее М. С. Точилин и П. М. Горяинов [457] обосновали принадлежность руд и вмещающих их пород к единой вулканогенно-осадочной формации, В. М. Чернов [492], К. О. Кратц [230] делят железорудные толщи западной Карелии на две формации — терригенно-вулканогенную железисто-кремнистую и вулканогенную (лептитовую) железисто-кремнистую, образовавшиеся под влиянием вулканизма первых этапов прогибания Западно-Карельской геосинклинальной зоны.

Железорудная формация в песчаниках и алевролитах (гематитовый минеральный тип). Проявления гематитовых руд связаны с доломит-кварцит-диабазовой осадочно-вулканогенной формацией среднего протерозоя. Породы этой формации залегают в мульдах в районе Туломозера, Суоярви и Северного Прионежья. Гематитовые руды локализуются в пестрых доломитах, доломитизированных известняках, песчаниках и глинистых сланцах, пересеченных дайками и пластовыми интрузиями диабазов и габбро-диабазов. Рудные участки представляют собой толщу переслаивания рудных прослоев и линз различной мощности среди доломитов, песчаников и сланцев. Суммарная мощность рудных прослоев не превышает 3,2 м (Туломозеро и др.). Оруденение представлено вкрапленностью и гнездами гематита в кварцито-песчаниках, песчаниках, реже доломитах. Содержание железа колеблется от 15 до 59%.

Железо-титановая формация малованадистая (титаномагнетитовый минеральный тип). В составе этой формации объединены титаномагнетитовые месторождения, связанные с пироксенит-габбро-лабрадоритовой (Кольвической месторождение) и с габбро-анортозитовой формацией, включающей месторождения Цагинское, Магазин Мусюр, рудопроявления Главного хребта и Сальных тундр. Для железо-титановых руд характерны отношения $TiO_2 : Fe = 15 \div 20$, $P_2O_5 : Fe = 0,7 \div 0,9$.

Титаномагнетитовые руды, связанные с габбро-лабрадоритами нижнего протерозоя, широко развиты на Кольском полуострове, залегают в пределах массивов и рассматриваются как сегрегационные и фузивные. Состав руд определяется титаномагнетитом и реже ильменитом, образующими вкрапленность и шпировые скопления. Характерно наложение вкрапленности и мелких прожилков сульфидов меди и железа. Генезис оруденения рассматривается как гистеромагматический, что подтверждается присутствием жил титаномагнетита с резкими зальбандами и вкрапленностью индивидуализированного ильменита.

Железо-титановая формация высокованадистая (титаномагнетитовый минеральный тип). Руды этой формации, связанные с койкарским комплексом габбро-диабазов, образуют пластообразные тела, залегающие в 20—40 м выше подошвы габбро-диабазовых силлов.

Рудоносные силлы габбро-диабазов локализуются в нижней, туломозерской свите онежской серии среднего протерозоя в Онежской мульде (Койкарское месторождение) и в архейских гранитах крупного блока, примыкающего к этой мульде на востоке (Пудожгорское месторождение).

Пологопадающий пудожгорский силл габбро-диабазов прослеживается по простиранию на несколько километров при мощности до 130—180 м. Характерна расслоенность интрузий титаноносных габбро-диабазов, выраженная в смене основных разновидностей диабазов более лейкократовыми от лежащего блока к висячему. Мощность рудной залежи этого месторождения 14—17 м, а Койкарского — 7—8 м.

Главным рудным минералом является титаномагнетит (магнетит, проросший микрокристаллами ильменита), которому сопутствуют халь-

копирит, борнит, ковеллин, пирит и пирротин. Характерные соотношения рудообразующих элементов этой формации $TiO_2:Fe = 26 \div 28$; $P_2O_5:Fe = 1,4 \div 1,5$. Содержание меди, кобальта и никеля не более 0,1—0,3%.

Титаномагнетитовые месторождения Карелии рассматриваются Д. Ф. Мурашевым как позднемагматические фузивные, а В. М. Тимофеевым [451] и К. О. Кратцем [228] — как сегрегационно-магматические.

Редкометалльно-железо-титановая формация в связи со щелочно-ультраосновными интрузивными комплексами объединяет месторождения среднепротерозойского и раннепалеозойского возраста (елетьозерский и ковдорский комплексы). Интрузии щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород несут концентрации титана, железа, фосфора, ниобия, циркония и редких земель. Рудоносные массивы сосредоточены в зонах региональных долгоживущих разломов различного направления и времени максимального проявления тектонической активности.

Рудные концентрации, связанные с каледонскими интрузиями, относятся к редкометалльно-железо-титановой формации, включающей три минеральных типа: перовскит-титаномагнетитовый, апатит-магнетитовый и карбонатный. Каледонские интрузии несут существенные концентрации вермикулита-флогопита, отнесенные к флогопитовой формации. Типичным представителем руд перовскит-титаномагнетитового типа является месторождение Африканда, локализующееся в пределах многофазной интрузии ультраосновных и щелочных пород площадью 12 км². Перовскит-титаномагнетитовое оруденение приурочено к внутренней части массива, сложенной крупнозернистыми пироксенитами. Рудные минералы образуют шпирь, гнезда и рассеянную вкрапленность в их слюдистых разностях.

Апатит-магнетитовый минеральный тип представлен Ена-Ковдорским месторождением, расположенным в пределах одноименного интрузивного массива, площадь которого составляет около 40 км². Внутренняя часть массива сложена гипербазитами, внешняя — щелочными породами ийолит-мельтейгитовой серии. Полосчатые апатит-магнетитовые руды и карбонатиты, относящиеся к завершающим стадиям формирования массива, образуют рудные залежи длиной более 1 км, приуроченные к контакту щелочных пород и пироксенитов. Руды имеют полосчатую текстуру.

Хром. Повышенные по сравнению с кларками содержания хрома отмечаются только в интрузиях протерозойского возраста. По данным 320 анализов, отобранных из 47 массивов Кольского полуострова, относящихся к габбро-перидотит-пироксенитовой формации, среднее содержание Cr_2O_3 составляет 0,45%. Хромитовые руды относятся к двум генетическим типам: сегрегационному (Мончегорский и Подас-тундры) и гистеромагматическому (Чернореченское, «3-я ферма»).

Сегрегационные хромитовые руды интрузии Подас-тундры (Кольский полуостров) представлены тонкими пропластками и линзами в измененных ультраосновных породах. Среднее содержание Cr_2O_3 в обогащенных участках достигает 26,6%. В Мончегорском плутоне скважиной, пробуренной в дунитах, встречена неравномерная вкрапленность хромита в интервале мощностью около 5 м со средним содержанием Cr_2O_3 16%.

Гистеромагматическое хромитовое оруденение на участках «3-я ферма» и Чернореченском (восточный берег оз. Имандра) установлено в интрузии норит-гипербазитового состава в габбро-анортозитах. Здесь скважинами вскрыто 5 прослоев хромсодержащей породы, суммарной мощностью 3,7 м. Содержание Cr_2O_3 в относительно богатых рудах, мощность которых до 1,5 м, равно 22—30%, отношение $Cr_2O_3:FeO = 2,4 \div 3,5$. Минералогический состав хромсодержащих пород: хромшпинель (30—40%), хлорит (30%), тальк, кальцит, мусковит и кварц.

Содержание хрома фиксировано также в основных и ультраосновных породах из массивов Северной Карелии и Ветреного Пояса (Кукасозеро, озера Каменное, Калгачинское).

Никель, медь, кобальт, свинец, цинк, алюминий. Цветные металлы, ведущим из которых является никель, образуют крупные месторождения сульфидных кобальт-медно-никелевых руд в Печенгском и Мончегорском рудных районах. Проявления сульфидного оруденения, локализующиеся в различных геологических обстановках, связаны с формацией габбро-перидотит-пироксенитов. Менее значительны, но весьма типичны для докембрия Балтийского щита сульфидные кобальт-никелевые руды в фальбандах, перспективы которых не оценены, но могут быть интересны в отношении кобальта и, возможно, серебра. Медь имеет самостоятельное развитие в форме вкрапленных сульфидных руд и самородной меди в диабазах и порфиритах доломит-кварцит-диабазовой формации среднепротерозойского возраста.

Свинец и цинк представлены мелкими месторождениями и рудопроявлениями кварц-сульфидного типа, не имеющими значительных перспектив. Возраст оруденения средний протерозой — палеозой. Минеральным сырьем на алюминий служит нефелин, слагающий громадные массы щелочных пород в массивах формации агпантовых нефелиновых сиенитов. Получение алюминия из нефелиновых руд рентабельно попутно с разработкой апатитовых месторождений.

Медно-никелевая формация представлена в восточной части Балтийского щита крупными месторождениями, составляющими одну из основ экономики этого региона. Медно-никелевые месторождения связаны с габбро-перидотитовыми магматическими формациями, представленными рядом: габбро — норит — пироксенит — перидотит — оливинит и гипабиссальными аналогами этих пород. Месторождения залегают в пределах массивов основных — ультраосновных пород и реже во вмещающих толщах. Благоприятными для образования месторождений медно-никелевых руд являются следующие интрузии.

1. Малые интрузии, залегающие в раннепротерозойских прогибах, породы которых претерпели метаморфизм амфиболитовой фации. С этим типом связаны малые залежи и отдельные рудопроявления кобальт-медно-никелевых руд (Хаутоварское).

2. Крупные дифференцированные интрузии в краевых зонах раннепротерозойских прогибов, к которым относятся в Северо-Карельской зоне массив Кивакка, Ципринга, Луккулайс-вара; в Хаутоварской зоне массивы Хюрселя-Хаутовара, возможно, Кивач; в зоне Ветреного Пояса — интрузия Каменнозерской аномалии. Оруденение представлено вкрапленностью, реже шлирами.

3. Синорогенные интрузии среднепротерозойского возраста представлены многочисленными телами средних размеров. К этой категории принадлежат рудоносные интрузии Печенгского синклинория, содержащие промышленные месторождения никеля и меди. Интрузии локализируются в пределах Печенгского синклинория в приуроченности к горизонту филлитов, залегающих среди основных вулканогенных пород. Размещение их подчинено как литологическому, так и структурному контролю — преимущественно согласным разрывным нарушениям, падающим под средними углами.

4. Крупные интрузии, подчиненные глубинным межблоковым разломам, ограничивающим ранне-среднепротерозойские прогибы (интрузии Мончегорская, Федоровой тундры и Панских тундр). Мончегорский плутон вмещает жильные, гнездово-вкрапленные и вкрапленные руды. В других интрузиях известны лишь незначительные проявления медно-никелевых руд.

5. Малые, до средних, интрузии, локализующиеся в архейских гнейсовых толщах в связи с разрывными нарушениями (месторождения

Аллареченское, Восток, рудопроявление Несюккярви), расположенные к югу и северо-востоку от Печенгского синклиория. В той же геологической позиции находится рудоносный массив Генеральская Сопка и массив, вмещающий приозерные месторождения.

6. Гипабиссальные интрузии типа траппов (средний — поздний протерозой), проявляющиеся в субплатформенных областях (Онежская мульда и др.). Интрузии этого типа слабо изучены в отношении никеленосности.

Сульфидные медно-никелевые руды обычно локализуются в придонных частях и эндоконтактах никеленосных массивов различных типов. Богатые руды обычно залегают у лежащих контактов массивов, но размещение их в ряде месторождений связано с разрывными нарушениями. Руды распространяются по разломам или зонам тектонической трещиноватости во вмещающие породы, что служит основанием для предположения о поступлении богатых руд в виде растворов-расплавов после формирования интрузий (Печенгский рудный район).

Образование рудных расплавов (рудных магм), по представлениям многих исследователей, могло происходить при дифференциации силикатной магмы в высокотемпературных условиях, подобных условиям металлургического процесса выплавления штейна. По-видимому, существуют условия, когда в рудоносной магме, находящейся в движении, происходит кристаллизация сульфидных гнезд и крупных вкрапленников (Ловнозерское месторождение).

Намечается первичное обособление рудных растворов-расплавов, отличающихся по относительному содержанию меди, никеля и кобальта, которые поступают одновременно (жильные медно-никелевые руды Мончегорска и преимущественно медные инъекционные руды).

В некоторых месторождениях медно-никелевые руды практически не сопровождаются гидротермальными изменениями вмещающих пород (жильные руды Монча), в других такие изменения наблюдаются (Печенгские месторождения). В последнем случае, по-видимому, имеет место извлечение воды с рядом растворенных в ней элементов из вмещающих пород в ходе внедрения магмы, что приближает процесс отложения руд к гидротермальному.

Возникновение сульфидов в никеленосной магме, вероятно, в той или иной мере связано с извлечением серы из вмещающих пород на больших глубинах, что подтверждается установлением вблизи медно-никелевых месторождений сульфидных образований, более древних, чем никеленосные интрузии. Так, в Печенгской синклинали развиты сланцы, содержащие пирротин в виде прожилков и вкрапленности. В районе Аллареченского месторождения пирротин обилен в амфиболитах, обрамляющих купольные структуры. Вблизи Ловнозерского месторождения известны пирротиновые жилы типа фальбанд. Подобные же жилы находятся в Волчьих тундрах, вблизи Мончегорского плутона. Рудопроявления Хаутовары лежат вблизи мощной серноколчеданной залежи. Г. В. Суйковским устанавливается постепенное обеднение серой пирротинсодержащих филлитов по мере приближения к контакту с рудной залежью (западная часть Печенгского рудного поля). Никелевые пирротиновые руды характеризуются содержанием никеля 0,03—0,05, меди 0,05—0,1, кобальта 0,015—0,020%. Они могут служить дополнительным источником рудообразующих элементов.

При постоянстве минералогического состава руды различных групп месторождений отличаются по преобладающим значениям отношений никеля к меди и кобальту (табл. 3).

Более высокая меденосность и кобальтоносность Мончегорской группы месторождений по сравнению с Печенгской связана, по-видимому, с особенностями рудоносных интрузий. Интрузии Печенгской группы в целом являются более основными (более богатыми железом и магнием).

Таблица 3

Отношение Ni и Cu в никелевых месторождениях Карело-Кольского региона

Отношения	Печенгская группа	Мончегорская группа	Южно-Карельская группа
Ni : Cu (руды разного генезиса)	1,9—2,3 (2,1)*	1,5—1,9 (1,7)*	Резко переменные
Ni : Co (сингенетические руды)	35—50	25—30	—
Ni : Co (эпигенетические руды)	50—70	15—25	10

* В скобках среднее значение.

Сингенетические руды Печенгской и Мончегорской групп близки по отношению никеля к кобальту, хотя в Мончегорской группе они относительно богаче кобальтом. Эпигенетические руды Печенгской группы более никелисты, чем сингенетические, а Мончегорской группы наоборот; это, возможно, свидетельствует об отдельном поступлении рудного расплава-раствора, образующем богатые руды в Печенгских месторождениях.

Повышенная относительная кобальтоносность в южно-карельских рудопроявлениях, о которых еще нет достаточно полных данных, может быть связана с метаморфизмом руд, приведшим к их регенерации с удалением части никеля как более подвижного элемента.

Кобальт-никелевая формация в фальбандах включает собственно фальбанды, рудные брекчии, а также пирротиновые жилы и прожилки, распространенные в районах северо-западного и северного побережья Белого моря (район Порьей губы, о. Кереть). Руды представлены полосами густой вкрапленности сульфидов среди амфиболитов и гнейсов беломорской серии, часто вблизи массивов основных пород (габбро-лабрадоритов и др.), сходны с подобными образованиями Баварии и Норвегии. Сульфидные руды состоят из пирротина, реже пирита, арсениопирита, халькопирита, очень редко пентландита, сфалерита, марказита и молибденита. Содержание никеля колеблется от сотых до первых десятых долей процента, кобальта и меди — менее 0,1%, серы обычно менее 20%. Мощность отдельных тел вкрапленных руд от нескольких сантиметров до 0,5—6 м; протяженность — 100—200 м.

К этой формации возможно также отнесение полосчатых руд в метаморфизованном габбро (Волчи тундры), оруденелых брекчий района пос. Никанкюль и др. Анализы показывают сходство химического состава этих образований с фальбандами Беломорья из района Порьей Губы. Содержание рудообразующих элементов и их соотношение в фальбандах и наложенных сульфидных рудах Цагинской интрузии габбро-анортозитов идентичны, что может говорить в пользу связи фальбанд с габбро-анортозитовой формацией. Изучение фальбанд представляет интерес в связи с возможностью выявления месторождений типа Конгсберг в Норвегии, где руды фальбанд обогащены кобальтом, а пересекающие их кварц-барит-кальцитовые жилы — серебром.

Меднорудная формация в диабазах. Вкрапленное и жильное медное оруденение связано с диабазами и порфиритами доломит-кварцит-диабазовой формации среднего протерозоя. Эффузивные диабазы и порфириты этой формации содержат бедную вкрапленность халькопирита, борнита, халькозина, самородной меди (районы Кончозера, Медвежье-

горска, Имандра-Варзугской зоны). Силлы и дайки рудоносных габбро-диабазов несут также вкрапленную сульфидную минерализацию.

С доломит-кварцит-диабазовой формацией связаны жильные медные руды Карелии (Воронов Бор, Заонежский полуостров), представленные кварцевыми и кварц-кальцитовыми жилами, содержащими гнездообразные скопления и вкрапленность пирита, пирротина, халькопирита, борнита и иногда аксинита. Яшмы залегают в диабазовых, кварцевых и песчаниках среднего протерозоя и реже в породах архейского фундамента.

Свинцово-цинковая формация в кварцевых жилах объединяет проявления свинцово-цинковой минерализации в кварц-кальцитовых и барит-кальцитовых жилах с галенитом и сфалеритом (Варангерфиорд, Порья Губа). В Варангерфиорде известно около 50 кварц-кальцитовых и барит-кальцитовых жил, часто приуроченных к контакту диабазовых даек с вмещающими архейскими гнейсами, в районе Порьей Губы — 60 жил. В жилах преобладает прожилково-гнездовый тип оруденения; намечается вертикальная зональность, выраженная в переходе свинцового оруденения с глубиной в цинковое. Руды состоят из галенита и сфалерита, очень редки пирит, халькопирит, арсенопирит, халькозин и ковеллин. Содержание свинца до 3,2, цинка 2,8%. В качестве примесей отмечен кадмий (до 0,18%). Месторождения временами разрабатывались, но относятся по масштабам к мелким.

Мелкие проявления свинцово-цинковых руд известны на п-ове Среднем, на островах Титовской губы, на мысу Зеленецком, в устье Кольской губы, в районе маяка Орловского, где кварц-баритовые жилы локализируются в архейских гнейсах и в протерозойских диабазовых породах.

Образование руд этой формации, по-видимому, следует связывать с процессами палеозойской тектоно-магматической активизации.

Высокоглиноземистая формация (кианитовый минеральный тип). Крупные месторождения кианита залегают в высокоглиноземистых сланцах кейвской серии (алевролит-аргиллитовая формация). Высокоглиноземистые породы, испытавшие метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций, известны также в составе лоухской свиты беломорской серии архея и хизоварской свиты тикшеозерской серии раннего протерозоя. Кианит и силлиманит могут служить для получения алюминия (прежде всего в виде кремнеалюминиевого сплава — силумина), а также для приготовления высокоогнеупорных изделий.

Кейвская группа месторождений приурочена к червуртской свите, содержащей три пачки кианитсодержащих пород. Протяженность толщи кианитовых сланцев составляет 160 км при ширине полосы 3—8 км. Промысленный интерес представляет нижний горизонт нижней пачки, мощность которого колеблется от единиц до 80—110 м. Месторождения представлены пластообразными телами длиной 1,4—5 км при мощности до 110 м.

Кианитовые сланцы подразделяются на конкреционный, радиально-лучистый и волокнистый типы, определяемые по морфологическим признакам кианита. Состав сланцев определяется слюдисто-кварцевой тканью (60—80%) и кианитом и подчиненно ставролитом, ильменитом, рутилом, апатитом, пиритом и пирротинном. Породообразующие минералы содержат тонкораспыленное углистое вещество. Содержание глинозема в сланцах 28,83—35,78, кианита до 30—40%. Сланцы удовлетворительно обогащаются.

Интерес представляет также Хизоварское месторождение кианита в Карелии, приуроченное к высокоглиноземистым сланцам и гнейсам хизоварской свиты тикшеозерской серии. Размеры линз кианитовых сланцев не превышают в длину 950 м при мощности 80—100 м. Состоят из кварца и кианита, а также мусковита, биотита, редко ставролита, пирита и пирротина. Среднее содержание кианита 21%.

Золото, серебро, платина. Признаки золотоносности, заслуживающие изучения, установлены в кварцевых конгломератах доломит-кварцит-диабазовой формации среднего протерозоя. В последнее время выявлены признаки золотоносности в кварцевых жилах меднорудной формации, связанной с диабазами. Выявлены также золотоносные сульфидные залежи в амфиболитах Вороньетундровской синклинали, которые могут быть отнесены к золотоносной пирротин-арсенипиритовой формации, новой для региона. Золото и элементы группы платины присутствуют как сопутствующие металлы в кобальт-медноникелевых рудах. Серебро добывалось в кварцевых жилах свинцово-цинковой формации (Медвежий остров) и на отдельных участках скарновой рудной зоны Питкярантского месторождения.

Золоторудная формация в кварцевых конгломератах. Золотоносные конгломераты Карелии входят в состав доломит-кварцит-диабазовой формации среднего протерозоя.

Повышенные концентрации золота фиксированы в кварцевых и полимиктовых конгломератах, сведения о золотоносности которых получены для района Койкары-Святнаволок и некоторых других.

В составе золотоносных конгломератов других районов установлено присутствие гематита, пирита, арсенипирита, шеелита, вольфрамита и отдельных знаков киновари. Ограниченное распространение имеют пролювиальные кварцевые конгломераты, богатые пиритом и тонкорассеянным углистым веществом (западная часть Лехтинского прогиба). В подобных горизонтах в золоторудных месторождениях Витватерсранда встречаются прослойки, богатые золотом.

В качестве источников золота предполагаются архейские пегматит-мигматитовые толщи и нижнепротерозойские сланцы, аркозы и кератофиры.

Эндогенная золоторудная минерализация была известна в зоне окисления и цементации выработанного Воицкого медного месторождения. Руды этого месторождения представлены рассеянной вкрапленностью халькопирита, сфалерита, галенита и шеелита в среднепротерозойских кварцевых жилах и гранитах. Россыпей золота не установлено. Знаки золота, отмечающиеся в моренных и аллювиальных отложениях, могут быть связаны с золотоносными кварцевыми конгломератами, с зонами окисления и вторичного обогащения серноколчеданных залежей и медно-полиметаллических жил.

Молибден, вольфрам, олово. Молибден, вольфрам и олово представлены серией рудопроявлений и железо-полиметаллическим месторождением Питкяранта, имеющим значительные запасы олова (выработано). Все проявления молибденовой, вольфрамовой и оловянной минерализации, принадлежащей к редкометальной формации в апогранитах и грейзенах и к железо-цинк-оловянной формации, имеют среднепротерозойский возраст и связываются с гранитами этой эпохи [474].

В последние годы обнаружены новые оловоносные объекты (Ууксу, отдельные участки на месторождении Кителя), представляющие существенный интерес. Вольфрам (шеелит) тесно связан с железо-цинк-оловянным оруденением и, видимо, может быть выделен в самостоятельный минеральный тип. Перспективы вольфрамового оруденения пока не оценены. Известные рудопроявления молибденовой формации в гранитах и грейзенах обладают небольшими масштабами. Относительный интерес представляет молибденитовая минерализация в апогранитовых грейзенах (Яурийокское и другие).

Молибденитовая формация в гранитах и грейзенах (молибденитовый тип). Месторождения и рудопроявления молибдена, связанные с протерозойской гранодиорит-плагиогранитовой формацией, представлены прожилково-вкрапленным оруденением в гранитах (Пяявара, Ялонвара, Ийвара), тонковкрапленной минерализацией в экзоконтакте гранитных

массивов (Ялонварское) и вкрапленностью в кварцевых жилах (Яурийокское).

Проявления молибденового оруденения принадлежат к молибденовому минеральному типу (Ялонвара, Пяявара и Яурийокское). Вкрапленности и прожилковым сегрегациям молибденита сопутствуют халькопирит, сфалерит и галенит. В пространственной близости с молибденовыми рудопроявлениями находятся галенит-сфалеритсодержащие кварцевые жилы.

Железо-цинк-оловянная формация (магнетит-сфалерит-касситеритовый минеральный тип). Формация объединяет месторождения Питкяранта, Кителя, Ууксу, Коватярви и другие, расположенные у южного края Ладожского прогиба. Месторождение Питкяранта располагается в контакте Салминской интрузии гранитов рапакиви в сложной геологической обстановке, характеризующейся сочетанием гнейсо-гранитных куполов с окаймляющими их тремя горизонтами известняков и амфиболовых сланцев питкярантской свиты нижнего протерозоя. Все породы несут следы воздействия микроклиновых гранитов, гранитов рапакиви, более молодых альбитовых гранитов и пересечены серией разрывных нарушений. Руды, приуроченные к нижнему, в меньшей степени к среднему и верхнему горизонтам скарнированных известняков, образуют пласты, гнезда, штоки, жилки и трубообразные тела различных размеров.

Руды делятся на железные (магнетитовые), оловянные, цинковые и медные, связанные постепенными переходами. Второстепенными компонентами являются вольфрам, серебро, мышьяк, кадмий, индий, свинец, молибден. Оловянное оруденение концентрируется в зонах разлома в скарнах, пегматитах и в гнейсо-гранитах, где касситерит образует вкрапленность в ассоциации с кварцем, кальцитом, шеелитом и флюоритом. Диопсид-плаггиоклазовые метаморфические породы составляют основу, на которую наложился гидротермально-метасоматические процессы, приведшие к появлению скарновых и сопутствующих им минералов [34]. К первым фазам образования месторождения относятся магнетитовые руды, касситерит и шеелит; к последующей фазе — сульфиды меди, цинка и свинца и к поздней — флюорит, кальцит, слюды, хлорит и другие гидротермальные минералы.

В сходной геологической обстановке олово-полиметаллические руды проявляются в месторождениях Кителя и Ууксинском. Магнетит-сфалеритовое оруденение известно в месторождениях Коватярви и Салминском, залегающих в скарнированных доломитах. Рудопроявления вольфрама, пока не получившие оценки, выявлены в районе Латвасюрской брахиантиклинали, где они приурочены к метаморфическим породам нижнего и среднего протерозоя и к плаггиомикроклиновым гранитам.

Шеелитоносные пироксеновые и гранат-пироксеновые скарны образуют рудные тела мощностью до 2 м (при содержании вольфрама свыше 0,2 и редко до 3,4%). Руды вкрапленные, мономинеральные, легко обогащаются. Представляет интерес присутствие в рудах висмута. К рассматриваемой формации принадлежат сульфидоносные кварцевые жилы с медным, свинцовым и цинковым оруденением, приуроченные к разломам.

Предполагается связь оруденения этой формации как с гранитами рапакиви (скарнирование вмещающих пород, образование магнетитовых скарнов), так и с более молодыми альбитовыми гранитами (оловянные, вольфрамовые и сульфидные руды). Генезис месторождений рассматривается как телескопированный скарново-грейзеновый и гидротермально-метасоматический.

Редкие металлы. Редкометалльная минерализация широко распространена в гранитах, пегматитах и апогранитах нижнего и среднего протерозоя (формации редкометалльная в пегматитах, редкометалльная

апогранитовая). В составе этих формаций объединяется ряд минеральных комплексов, определяемых широким спектром редкометалльных и редкоземельных минералов ниобия, редких земель, нередко ассоциирующихся с сульфидами. В редкометальной апогранитовой формации отмечено присутствие касситерита. Перспективы редкометальных формаций еще не оценены, но могут быть положительными в связи с благоприятными геологическими обстановками их проявления. Особенно благоприятно широко развитие метасоматически измененных гранитов и грейзенов среднепротерозойского возраста, связанных с долгоживущими разрывными дислокациями.

К самостоятельному типу относится редкометальная минерализация в нефелиновых сиенитах агпайтовой формации, широко освещенная в опубликованных работах. Этот тип редкометального оруденения является объектом попутной добычи при разработке месторождений апатита. Оруденение в апогранитах (редкометальная апогранитовая формация) представлено широким спектром рудных минералов — пироксеном, касситеритом, молибденитом, шеелитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, цирконом, ортитом и сопровождается флюоритом, апатитом, топазом.

При современной степени изученности возможно выделение гранитных массивов с пироксено-касситеритовой минерализацией.

Редкометальные пегматиты, связанные с формацией щелочных гранитов в восточной части Кольского полуострова, залегают в форме пластообразных тел, сложенных арфведсонитовыми и эгириновыми разновидностями. Редкометальная минерализация связана с аплитами и микроклин-амазонитовыми гранитами. Характерными минералами пегматитов являются амазонит, ортит, фергусонит, чевкинит, циртолит, гадолинит.

Пегматиты, содержащие редкометальную минерализацию, тяготеют к мощным разрывным нарушениям северо-западного направления, ограничивающим блоки, а также купольным структурам, где минерализованные жилы обрамляют купола гранитов.

Редкометальные пегматиты залегают обычно в амфиболитах, амфиболсодержащих гнейсах, метагаббро, а редкоземельные пегматиты приурочены к породам, фенитизированным щелочными гранитами. Образование грейзенов происходит в ходе метасоматических процессов, сопровождающих становление интрузий среднепротерозойских гранитов. Наиболее характерные зоны грейзенизации в интрузии Юов-уайв развиты среди порфировидных гранитов участка Учабуайв, где они образуют трубообразную залежь диаметром 700 м с вертикальным падением. Кварц-мусковитовые грейзены содержат флюорит (до 2—3%), топаз (до 1%), сфен, гранат, циркон, апатит, рутил и турмалин.

Апатит, флогопит, мусковит, керамическое сырье, силлиманит-кианит, сернокислотное сырье. Наибольшее практическое значение в этой группе полезных ископаемых имеет апатит, представленный месторождениями в Хибинском массиве нефелиновых сиенитов, и флогопит, связанный с формацией ультраосновных щелочных пород с карбонатитами (Ковдорское месторождение). Объектом многолетней добычи являются керамические и слюдяные пегматиты, перспективы обнаружения новых месторождений которых нельзя считать исчерпанными. Запасы высокоглиноземистого сырья сосредоточены в месторождениях кианитовой формации (Кейвская группа месторождений).

Специфической особенностью восточной части Балтийского щита является сернокислотная минерализация — источник сернокислотного сырья. Группа месторождений неметаллических полезных ископаемых, богато представленная в восточной части Балтийского щита, опреде-

ляет не только его экономику, но и некоторые особенности металлогении докембрия.

Нефелин-апатитовая и редкометальная формация в агпайтовых нефелиновых сиенитах. Герцинские интрузии формации агпайтовых нефелиновых сиенитов располагаются в зоне глубинного разлома, к которой приурочены все известные на территории Кольского полуострова реликтовые площади распространения палеозойских осадочно-вулканогенных толщ (ловозерская свита девона, контозерская свита нижнего карбона).

Хибинский массив, площадь которого более 1300 км², расположен в зоне сочленения архейских гнейсов кольской серии с протерозойскими осадочно-вулканогенными породами имандра-варзугской серии. Массив сложен нефелиновыми сиенитами, различающимися по особенностям текстуры, структуры, составом аксессуарных минералов и их количественными соотношениями. Подчиненную роль играют породы ийолит-мельтейгитовой серии, несущие месторождения апатита.

Хибинские месторождения нефелин-апатитовой формации располагаются в южной части ийолит-уртитового горизонта, образующего почти замкнутый пояс (Кукисвумчоррское, Юкспорское, Апатитовый цирк, Расвумчоррское, Коашвинское месторождения). Протяженность нефелин-апатитовых залежей 2—2,5 км, мощность до 200 м. Содержание пятиоксида фосфора 15—22%.

Со щелочными пегматитами и метасоматитами Хибинского массива связывается редкометальное оруденение, представленное преимущественно ринколитом-ловчорритом. Практическое значение этого типа невелико.

К Ловозерскому массиву приурочены рудоносные фойяиты, уртиты и луавриты, составляющие лопарит-эвдиалитовый минеральный тип.

Прослои, обогащенные лопаритом, имеют мощность не более 1,5—2 м. Эвдиалит и эвколит концентрируются в луавритах, а также образуют отдельные линзы мономинеральных эвдиалитов. Кроме циркония и гафния, для этих руд характерно повышенное содержание ниобия и редкоземельных элементов.

Скопления сфена, содержащие 10—12% двуоксида титана, известны на Юкспор-Расвумчоррском месторождении апатита в ричорритах.

Россыпи лопарита, известные в делювиально-аллювиальных четвертичных отложениях, находятся в ущельях восточного склона Ловозерского щелочного массива. Лопарит образует крупный ореол рассеяния в моренных и водно-ледниковых образованиях. Обширный ореол рассеяния лопарита, находящийся в районе возвышенности Ветреный Пояс, привнесен, по данным А. В. Пекурова, с Ловозерского массива или связан с местными еще не выявленными щелочными интрузиями. Согласно В. А. Перевозчиковой и др. [337], возможно выявление новых лопаритсодержащих щелочных интрузий в зоне сочленения архейских гнейсов с вулканогенными толщами Ветреного Пояса.

Флогопитовая формация представлена только одним Ковдорским месторождением флогопит-вермикулита, связанным с формацией щелочных — ультраосновных пород с карбонатитами. Ковдорское месторождение флогопита и вермикулита, согласно А. В. Атаманову, А. П. Афанасьеву [6], приурочено к одноименному массиву щелочных — ультраосновных пород. Оливиниты, пироксениты и слюдястые пироксениты ядра массива, местами перекристаллизованные в гигантозернистые и пегматоидные разновидности, сменяются мелилитами и монтичеллитами. Флогопитовые залежи, сформированные в связи с процессами щелочного метасоматоза, локализируются в контакте ультраосновных и щелочных пород. Флогопитовые породы прослеживаются на 5 км по простиранию и более чем на 800 м в глубину. Они залегают под корой выветривания мощностью от 8—10 до 100—140 м, представленной гидро-

флогопит-вермикулитом, который и добывается из этой зоны. Вермикулит, обладающий высоким коэффициентом расширения при нагреве, находит применение как теплоизоляционный материал и для других целей.

Мусковитовая и керамическая формация в пегматитах. Слюдоносные (мусковитовые) и керамические пегматиты являются объектом многолетней эксплуатации. Промышленные слюдоносные пегматиты приурочены к высокоглиноземистой песчанико-аргиллитовой слабо мигматизированной формации архея, распространенной в Енском и Лоухском районах Карельской АССР. Пегматитовые жилы Енского района принадлежат к секущим пластовым и пластово-секущим типам; для Лоухского района типичны секущие жилы, располагающиеся группами. Длина слюдоносных пегматитовых жил до 100 м, мощность 1—5 м и выше. Дифференцированные жилы с зональным строением, пегматоидной и графической структурой благоприятны в отношении слюдоносности. Отрицательным фактором является присутствие амфибола и микроклина во вмещающих породах.

Серноколчеданная формация. Месторождения формации залегают в породах нижнепротерозойской кератофир-спилит-диабазовой формации (парандовская серия), прослеживаемых в узких синклинорных зонах на многие километры и разобщенных выступами архейских блоков. Рудные тела залегают в кварц-серицит-хлоритовых и других сланцах и порфироидах, претерпевших складчатость, региональный метаморфизм и контактовые изменения, связанные с нижнепротерозойскими гранитоидами. Протяженность залежей до 500 м, мощность не более 20 м. Руды состоят из пирита и пирротина, в подчиненном количестве присутствуют халькопирит, сфалерит, реже магнетит и галенит в ассоциации с альбитом, хлоритом, мусковитом и гидрослюдами.

Колчеданные руды юго-западной Карелии (Ялонвара и др.) сопровождаются проявлениями медной и полиметаллической минерализации.

Серноколчеданные руды относятся к гидротермально-метасоматическим образованиям, связанным с гранитами, или имеют осадочно-вулканогенное происхождение [106]. Интрузии гранитов оказывают, согласно Т. В. Билибиной, Ю. В. Богданову, И. С. Ожинскому, метасоматическое воздействие на осадочно-вулканогенные породы и руды. В последнее время выявлены колчеданные залежи пирротин-арсенопиритового состава (тундра Воронья). Они еще недостаточно изучены.

АЛДАНСКИЙ ШИТ

Металлогения Алданского щита определяется концентрациями сульфидных медных руд в песчаниках, сульфидных медно-никелевых и титаномагнетитовых руд в расслоенных телах габбро-норитов, залежами каменного угля юрского угленосного бассейна, а также месторождениями железа. Характерны неметаллические полезные ископаемые, представленные главным образом флогопитом, горным хрусталем и флюоритом. Типичным металлом для докембрия Алданского щита является железо, месторождения которого входят в состав формации магнетитовых кварцитов, магнетитовых скарноидов и ряда других образований, последовательно сменяющих друг друга в ходе геологического развития этого региона. Месторождения меднорудной формации в песчаниках формируются только в среднем протерозое в межблоковых прогибах, в связи с накоплением осадочных отложений меденосной алеврит-песчаниковой формации.

Гидротермально-метасоматические месторождения золоторудной формации в сульфидных залежах относятся наряду со свинцово-цинковым оруденением и флюоритом к проявлениям мезозойской тектоно-

магматической активизации. Среди них важное перспективное значение имеют свинец и цинк, рудные проявления которых локализируются как в золоторудных сульфидных залежах, так и в виде жильных и стратиформных месторождений в карбонатных толщах платформенного покрова на склонах щита [348].

Железо, титан, ванадий. Железные руды весьма типичны для металлогении Алданского щита. Титан и ванадий присутствуют в титаномагнетитовых рудах, пока не имеющих промышленного значения. Характерны неоднократная повторяемость проявления железного оруденения в различные металлогенические эпохи от архея до мезозоя и принадлежность его к различным рудным формациям. Главные запасы железа сосредоточены в железорудных формациях магнетитовых скарноидов и кварцитов (около 90% суммарных запасов). Формы проявления железорудной минерализации в различных структурно-формационных комплексах Алданского щита указывают на широкое распространение этого металла в архее и раннем протерозое и активную миграцию его при процессах регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и последующего переотложения при накоплении осадочных толщ в позднем протерозое. В областях активизации накопление железа происходит в значительно меньших масштабах в связи с магматическими процессами (формация магнетитовых скарнов).

Железорудная формация магнетитовых кварцитов архея образует многочисленные рудопроявления, локализирующиеся в метаморфических породах курультинской и иенгрской серий архея. Пласты магнетитовых кварцитов залегают в пачках гнейсов и амфиболитов курультинской серии, прослеживаются в полосах протяженностью до 10 км. Мощность пластов до 20—40 м при протяженности, не превышающей 100—200 м. Содержание Fe_2O_3 достигает 26—32% (рудопроявления Деван-Крабли, Тас-Миэле и др.). Единичные пласты магнетитовых кварцитов в породах верхнеалданской свиты залегают среди кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов, связываясь с ними общностью условий осадконакопления. Рудопроявления магнетитовых кварцитов входят в состав железистых толщ, связанных с излияниями основных лав и испытавших метаморфизм преимущественно гранулитовой фации.

Железорудная формация (кварц-гиперстен-магнетитовый минеральный тип) локализуется в высокожелезистых породах андезит-диабазовой формации (тимптонская серия). Кварц-гиперстен-магнетитовые руды содержат также гранат, шпинель и сульфиды железа. Рудные линзы переслаиваются с гиперстеновыми, двупироксеновыми и магнетит-андрадит-гиперстеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами в полосах протяженности до 10 км. Мощность рудных тел десятки метров при протяженности 350—700 и реже 900 м (месторождение Ягиндя). Среднее содержание Fe_2O_3 25,53 и окиси титана 0,03% [334].

Генезис месторождений этой формации объясняется преобразованием первичных концентраций железа под влиянием пегматитобразующих растворов чарнокитовой магмы [179] или в условиях регионального метаморфизма [334]. Образование месторождений можно рассматривать в связи с метаморфизмом гранулитовой фации, способствующим, по Д. С. Коржинскому [210], увеличению первичных концентраций железа. Линейное расположение рудных линз дает основание предполагать приуроченность месторождений к зонам древних разрывных нарушений, по которым развивались процессы железо-кремнивого метасоматоза, завершающего метаморфизм гранулитовой фации.

Железорудная формация магнетитовых скарноидов представляет интерес в связи с ее благоприятным экономическим положением и близостью к Чульманскому угленосному бассейну. Месторождения располагаются в породах федоровской свиты иенгрской серии и редко сутамской свиты джелтулинской серии архея (Дёс-Савгельский, Таеж-

нинский, Тимптонский, Таас-Ханкунский, Мекюндинский и другие рудные районы).

Магнетитовые руды локализуются обычно в контакте алюмосиликатных и карбонатных толщ, представленных роговообманковыми, диопсид-, биотит-роговообманковыми, двупироксеновыми, силлиманитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, с одной стороны, и доломитовыми, кальцитовыми мраморами и кальцифирами — с другой. Мраморы превращены в зонах сочленения с алюмосиликатными породами в форстеритовые, диопсидовые, диопсид-флогопитовые и диопсид-гранатовые скарноиды и в серпентинизированные породы. Обычна структурная связь руд с полями архейских мигматитов и гранитов. Магнетитовые залежи обычно приурочены к флексурным изгибам крыльев крупных синклинальных складок, где они образуют пачки переслаивания с вмещающими породами. Для всех месторождений характерна небольшая величина эрозионного среза. Максимальная мощность нижнекембрийских отложений 50—80 м (район Комсомольского и Пионерского месторождений).

Крутопадающие рудные залежи образуют полосы протяженностью до 1500 м и более. Мощность их колеблется от 15 до 70 м, протяженность по простиранию и на глубину до 1000 м. Максимальное содержание железа, по данным В. А. Перваго, составляет 53,78% (52,24% для маритовых руд), содержание серы до 5—6%, фосфора до 0,1%. В качестве примесей присутствуют медь, кобальт, ванадий, вольфрам и молибден. По составу руды силикатно-магнетитовые, оливин-амфибол-магнетитовые, клиногумит-магнетитовые, реже диопсид-магнетитовые. Текстуры руд массивные, полосчатые и пятнисто-гнездовидные.

Геологическая обстановка локализации магнетитовых залежей обусловлена сочетанием литологического (карбонатные породы и их контакты с силикатными), структурного (флексурные перегибы синклинальных складок), ультраметаморфического (влияние процессов гранитизации) рудоконтролирующих факторов.

О генезисе железных руд известны гипотезы: 1) биметасоматоза карбонатных и алюмосиликатных пород и инфильтрационного метасоматоза с привнесом железа из глубинных зон земной коры; 2) железомангний-кальциевого метасоматоза в зоне гранитизации и осаждения железа в карбонатных породах зоны регионального метаморфизма [440]; 3) первично-осадочного накопления железа с преобразованием его в условиях регионального метаморфизма и метасоматоза и извлечение железа из различных горизонтов гранитного слоя [334, 161].

Неоднократное наложение процессов регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций и ультраметаморфизма способствовало концентрации железа в условиях благоприятного сочетания карбонатных и алюмосиликатных пород.

Железорудная формация магнетитовых кварцитов нижнего протерозоя локализуется в западной части щита в Ималыкском, Эльгерском, Ханинском, Олекминском, Чарском и других районах (месторождения Ималыкское, Нелюкинское, Чекчойское). Размещение месторождений определяется разобщенными трогообразными прогибами, выполненными породами борсалинской серии, ширина которых составляет 5—7 км при протяженности до 80 км.

Железистые породы представлены полосчатыми магнетитовыми кварцитами и реже магнетит-амфиболовыми и фибролит-магнетитовыми сланцами, залегающими среди биотитовых, амфиболовых гнейсов и фибролитовых сланцев. Мощность рудных пластов 1—2 и редко 100 м, длина до 500 м. Среднее содержание железа в рудах 35—37, фосфора 0,2, серы 0,05%. Характерна незначительная примесь германия. Имеются указания о наличии переотложенных богатых руд с содержанием железа до 60—70%. Месторождения рассматриваемой формации

связаны с накоплением железистых осадков в сочетании с вулканической деятельностью и региональным метаморфизмом амфиболитовой фации.

Общие запасы железа в рудах джеспилитовой осадочно-вулканогенной формации нижнего протерозоя составляют в балансе запасов железа на Алданском щите более 60% [334]. Интерес для поисков и разведки крупных месторождений железа представляют Ималыкский и Чарский рудные районы.

Железо-титановая формация (титаномагнетитовый минеральный тип) представлена группой рудопроявлений, расположенных в районе кряжа Зверева (Амнуннакитское и др.), пространственно связанных с Джугджурским комплексом габбро-анортозитов раннепротерозойского возраста. Рудоносными являются габбро, габбро-амфиболиты, габбро-нориты, содержащие вкрапленные и массивные титаномагнетитовые руды. Форма рудных тел — линзы, гнезда [498]. Характерно присутствие в рудах ванадия. Вторая группа месторождений и рудопроявлений железотитановых руд связана с габбро-норитами и габбро-чинейского интрузивного комплекса среднего протерозоя. Вкрапленные и сплошные титаномагнетитовые руды образуют залежи и жильные тела длиной от первых сотен метров до 1—1,5 км, при мощности 10—80 м. Среднее содержание Fe_2O_3 в сплошных рудах около 70, TiO_2 — до 11, P_2O_5 — 0,5—0,7%. Формация может представить интерес при комплексном освоении региона, при разработке медных месторождений.

Железорудная формация, объединяющая рудопроявления и мелкие месторождения кварц-гематитового минерального типа, располагается в центральной части щита, в пространственной сопряженности с областью развития железорудной формации в скарноидах (Гематитовое, Чугинское, Беркакитское и др.). Кварц-гематитовые жилы и минерализованные брекчии приурочены к зонам разрывных нарушений и контактам даек протерозойских диабазов. В обломках брекчий преобладают полосчатые гематитовые кварциты, пегматоидные граниты, гнейсы. Цемент брекчий хлорит-гематитовый и гематит-хлоритовый.

Руды по составу кварц-гематитовые, в меньшей мере кварц-барит-гематитовые и эпидот-кварц-гематитовые. Сечение главного линзовидного рудного тела Гематитового месторождения, залегающего в зоне дробления, 150—600 м. Содержание Fe_2O_3 от 35—50 до 80%. Генезис месторождений формации гидротермальный, подтвержденный наложением рудных образований на зоны дробления и особенностями минеральных парагенезисов. Возраст оруденения раннепротерозойский, что определяется по наложению гематитовой минерализации на дайки протерозойских диабазов.

Железорудная формация магнетитовых скарнов. Контактново-метасоматическое магнетитовое оруденение мезозойского возраста связано с вулканогенно-интрузивным комплексом щелочных пород. Пластообразные рудные залежи приурочены к области контакта сенинитовых массивов со скарнированными известняками и доломитами юдомы. Оруденение этого типа представлено группой рудопроявлений Центральноалданского района. Залежи магнетитовых руд содержат диопсид, форстерит, гранат, шпинель, цоизит, кальцит, а также гематит, пирит, халькопирит. Содержание железа в магнетитовых рудах достигает 38%. По запасам оруденение этого типа не представляет практической ценности.

Железорудная формация в песчаниках (гематитовый минеральный тип). Осадочные железные руды верхнего протерозоя входят в состав железистых отложений конгломерат-песчаниковой, частью доломитовой формации. Железные руды известны в пределах двух ступенчатых грабен: Давангра-Хугдинском и Атугей-Нуямском [499]. Оолитовые и желваково-оолитовые гематитовые руды образуют пачки переслаивания

с железистыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками, мощность которых достигает 7—10 м, а протяженность по простиранию превышает 15 км.

Гематитсодержащие слабометаморфизованные породы подразделяются по степени концентрации железа на собственно руды и железистые породы. Оолитовые руды сложены гематитовыми оолитами диаметром до 3—4 мм, сцементированными тонкозернистым гематитом. Содержание Fe_2O_3 в этих рудах достигает 97%, а количество FeO не превышает 0,5%. Желваково-оолитовые руды, залегающие совместно с ними в форме линзовидных пропластков, содержат примесь песчаного материала и включения гематитовых желваков. Железистые породы представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с гематитовым цементом базального типа или прослойками гематита. Содержание железа в них до 78%. Гематитовый состав руд подтверждается данными термических анализов [497].

Выдержанность по простиранию и мощности однообразных по литологическому составу руд и вмещающих пород, присутствие хорошо окатанных и отсортированных разностей, местами со знаками ряби, трещинами усыхания и косою слоистостью прибрежно-морского типа свидетельствуют о мелководно-морском режиме их формирования. Железистые породы имеют стратиграфические контакты с углистыми аргиллитами и алевролитами.

Масштабы оруденения рассматриваемой формации весьма ограничены. Интерес представляют области развития конгломерат-песчаниковой формации, расположенные к западу от Юдомо-Майского прогиба [311].

Медь, никель, кобальт, свинец, цинк. Наибольшее значение среди цветных металлов на Алданском щите имеет медь, представленная осадочно-метаморфизованными месторождениями сульфидных медных руд в песчаниках удоканской серии. В пространственной близости с ними находятся магматические месторождения сульфидных медных руд сходного состава в габбро-габбро-норитах чинейского интрузивного комплекса. Никель и кобальт ограничено сопутствуют меди в месторождениях обеих рудных формаций при широком рассеянии этих металлов в осадочных породах удоканской серии. Свинец и цинк образуют вкрапленность в битуминозных известняках верхнего протерозоя и кварц-сульфидных жилах. Свинцово-цинковые руды присутствуют также в качестве сопутствующих рудных компонентов в сульфидно-золоторудных залежах, относящихся к металлогении областей мезозойской активизации. Перспективы свинцово-цинкового оруденения Алданского щита еще не определены, но по общим геологическим предпосылкам могут быть весьма значительными.

Формация сульфидных медных руд в песчаниках. Основные концентрации меди сосредоточены в месторождениях Кодаро-Удоканского района, располагающихся в слабометаморфизованных породах меденосной алевролит-песчаниковой, частью карбонатной, формации среднего протерозоя. Медное оруденение приурочено к отложениям читкандинской, александровской, бутунской, талаканской, сакуканской и намингинской свит удоканской серии. Наиболее крупные концентрации меди характерны для читкандинской, талаканской и сакуканской свит. Мощность меденосной части разреза серии составляет 4500—6800 м. Меденосными являются песчаники, реже алевролиты подводной и наземной дельты, формировавшиеся в условиях лагунного мелководья и прослеживающиеся с незначительными перерывами на протяжении 150 км. Интенсивность меденакопления постепенно увеличивается по мере накопления отложений алевролит-песчаниковой формации.

Согласно данным Ю. В. Богданова, Г. Г. Кочина и др. [279], глинисто-алевролитовым и песчано-алевролитовым отложениям лагунного

побережья свойственны пластообразные залежи небольшой мощности (единицы — десятки метров) и значительной протяженности (единицы — десятки километров). В русловых подводных и наземно-дельтовых песчаных отложениях локализуются линзообразные тела большой мощности (до десятков метров) и ограниченной протяженности (сотни метров — первые километры), тяготеющие к древним русловым потокам.

Состав руд представлен халькозином, борнитом, халькопиритом, пиритом, пирротином, магнетитом и титаномагнетитом. Более редкие молибденит, сфалерит, валлериит, марказит, теннантит, кобальтин, линнеит, арсенопирит, галенит, самородное серебро, висмут и др.

Рудные минералы, образующие вкрапленность в цементе песчаников, линзообразные и гнездообразные скопления, слагают богатые полосчатые и вкрапленно-полосчатые руды. Текстуры руд подчеркивают косую или волнистую слоистость меденосных пород. Содержание меди составляет десятки доли процента.

Региональный и контактовый метаморфизм медистых песчаников (мусковит-хлоритовая и биотит-хлоритовая субфации) не приводит к значительному перераспределению и концентрации рудного вещества. Образование промышленных руд связывается В. С. Домаревым и Ю. В. Богдановым [137] с катагенетическим преобразованием убогих концентраций первично-осадочного происхождения и в меньшей степени с региональным метаморфизмом зеленосланцевой фации. Перспективы меденосности ограничены Кодаро-Удоканским районом; в качестве перспективных площадей для поисков сульфидных медных руд в песчаниках определяются части четвертичных депрессий, входящие в пределы меденосных зон, где могут быть погребены отложения удоканской серии.

Меднорудная формация в габбро-норитах связана с чинейским интрузивным комплексом, массивы которого залегают в породах удоканской серии (участки Рудный, Дайковый, Контактный). Рудные тела, залегающие в эндоконтакте Чинейского массива, имеют линзовидную или жильную форму и группируются в зоны мощностью 2—2,5 м при протяженности сотни метров — первые километры. Руды сплошные и вкрапленные, связаны постепенными переходами между собой и с вмещающими габброидами [394, 258]. Содержание меди колеблется от десятых долей процента до 2,4. Меди сопутствуют никель и кобальт в количестве до 0,01%. Минеральный состав руд определяется халькопиритом, пирротином, пентландитом, борнитом, халькозином, азуритом, медной зеленью, редко линнеитом, никелином, пиритом, магнетитом, молибденитом. Масштабы оруденения формации пока не определены, но совокупность известных месторождений можно рассматривать как крупный объект, дополняющий промышленный потенциал Удоканского района.

Свинцово-цинковая формация в рифовых известняках входит в состав доломит-известняковой, частью конгломерат-песчаниковой формации верхнего протерозоя (жуинская, ченчинская и торгинская свиты Березовского прогиба и малгинская, ципандинская и лахандинская свиты Юдомо-Майского прогиба). Проявления свинцовой и свинцово-цинковой минерализации находятся в органогенных и хемогенных известняках торгинской свиты; вкрапленность галенита, сфалерита, пирита и халькопирита приурочена к битуминозным разностям (рудопроявления Западное, Александровское, Озерное и др.). Рудоносными являются 6 горизонтов известняков мощностью от 0,5 до 40 м, в составе которых обособляются рудные пласты и линзы мощностью 2 м. Галенит и сфалерит концентрируются в твердых битумах, образуя тонкорассеянные, точечные и сгустковые текстуры, а также межгранулярное выполнение оолитов. Содержание свинца в органике до 0,3, цинка до 0,1%. Источником рудного вещества являлись, по мнению авторов, карбонатные

илы; последующее перераспределение рудного вещества происходило под влиянием процессов эпигенеза.

С процессами мезозойской активизации связано образование рудопроявлений свинца и цинка в пределах Жуинского разлома, приуроченных к зонам дробления и повышенной трещиноватости среди доломитов сеньской или торгинской свит. Свинцово-цинковые руды образуют вкрапленность в оолитовых доломитах, а также прожилковые и гнездовидные скопления в кварцевых жилах и в окварцованных доломитах. Руды состоят из галенита, сфалерита, блеклой руды, халькозина, пирита, редко метациннабарита. Содержание свинца до 6, цинка до 2%.

Таким образом, в карбонатных породах торгинской свиты сочетаются осадочно-эпигенетические накопления рудных компонентов и гидротермальная минерализация. Осадочно-эпигенетический тип оруденения развит широко, но практический интерес его невелик в связи с убогими концентрациями металлов. Более значительные перспективы имеет гидротермальное оруденение, в составе которого могут быть встречены метасоматические залежи.

Свинцово-цинковое оруденение в битуминозных карбонатных отложениях лахандинской, ципандинской и малгинской свит в Юдомо-Майском прогибе сходно по формам проявления, но не изучено.

Золото, серебро, платина. Золото представлено месторождениями золоторудной формации в сульфидных залежах и россыпями Центрально-Алданского, Кет-Капского и других районов, относящихся к типичным представителям металлогении областей мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации щитов. Серебро присутствует как полезная примесь в золото-сульфидных рудах.

Золоторудная минерализация возникла неоднократно в процессе геологического развития Алданского щита как в связи с гранитоидным и щелочным магматизмом, так и с осадконакоплением и метаморфизмом. К ранним эндогенным проявлениям относятся золотоносные кварц-сульфидные жилы, связываемые с чуйско-кодарским гранитоидным комплексом, а также кварц-сульфидные жилы и вкрапленность золота в диафоритовых сланцах из региональных зон расланцевания (средний протерозой). Мезозойская металлогения характеризуется наряду с золоторудной формацией в сульфидных залежах появлением золотоносных кварцевых жил различных типов в районах проявления мезозойского гранитоидного магматизма.

Экзогенные концентрации золота фиксированы в конгломератах нижнего, среднего и верхнего протерозоя. Проблему золотоносных конгломератов на Алданском щите нельзя еще считать решенной. Интерес представляют, с этой точки зрения, метаморфизованные конгломераты раннего и среднего протерозоя (борсалинская серия и кебектинская свита, тяготеющие к районам развития месторождений железистых кварцитов, а также улканская серия). Платина известна в связи с дунитовыми ядрами кольцевых интрузий формации ультраосновных — щелочных пород с карбонатитами. Рассеянная вкрапленность платины в дунитах в ассоциации с хромшпинелидами не имеет практического значения. То же касается платиноносных россыпей.

Золоторудная формация в колчеданных залежах. Месторождения этой формации, локализующиеся в пределах Якобитской и Куранахской грабен-синеклиз Центральноалданского района, принадлежат к золото-кварц-пирит-карбонатному и золото-кварц-пиритовому минеральным типам. Сульфидные залежи и жилы золото-кварц-пирит-карбонатного типа располагаются в известняках и доломитах юдомской свиты нижнего кембрия у северного края Якобитской грабен-синеклизы в пространственной близости со щелочными интрузиями алданского комплекса в Лебедином рудном районе. Месторождения золото-кварц-пиритового типа локализуются в Куранахской грабен-синеклизе в области

развития карбонатных и песчано-глинистых пород нижнего кембрия и юры в Куранахском рудном районе.

Размещение месторождений подчинено сочетанию факторов структурного и литологического контроля. Структурный контроль определяется системами крутопадающих и пологих разломов сбросового и сбросо-сдвигового типа. Литологический контроль оруденения определяют доломиты юдомской свиты, вмещающие более 80% рудных залежей. Месторождения приурочены к границе метаморфических образований архея с карбонатными породами юдомской свиты и к контакту последних с юрскими отложениями.

Рудные тела Лебединого района локализируются в доломитах и известняках юдомской свиты в интервале 0—150 м от поверхности архейского фундамента, образуя многоярусную систему пластовых залежей в пределах интенсивно дислоцированного блока архея. Золотоносные жилы проникают в толщи архея.

Месторождения золото-кварц-пиритового типа Куранахского района приурочены к области контакта юдомской карбонатной толщи и юрских песчано-глинистых пород. Пласто- и линзообразная форма залежей отражает характер поверхности карбонатных пород юдомской свиты. Рудные тела отделены от вмещающих пород обломочно-рыхлыми образованиями или прослоями пестрых глин, относимых к доюрской коре выветривания, выполняющей карстовые полости. Обломочно-рыхлые породы карстовых полостей повсеместно золотоносны [277].

Текстуры золото-сульфидных руд брекчиевые, полосчатые, массивные, вкрапленные и крустификационные; в их состав входят: мельниковит, кварц нескольких разновидностей, а также кальцит, анкерит, адуляр, халькопирит и гематит. Кварц халцедоновидный, рисовидный, гребенчатый. Золото содержится в пирите, мельниковите и рисовидном кварце.

Генезис Алданских золоторудных месторождений рассматривается большинством исследователей как гидротермально-метасоматический и связывается с мезозойским магматическим комплексом. Золото-кварц-пиритовые руды связываются А. И. Казариновым [183] с наложением гидротермальных процессов на более древние коры выветривания.

Самостоятельное значение имеет золотое оруденение в полевошпат-пирит-карбонатных метасоматитах, приуроченных к зонам разломов в архейском фундаменте, в которых золото содержится в пирите [170]. Золоторудные сульфидные залежи представляют интерес по содержанию в них свинца, цинка и серебра в ассоциации с медью и висмутом. Серебро образует высокие концентрации в ряде месторождений Куранахского района. Некоторые проявления золоторудной с серебром и свинцово-цинковой минерализации развиты за пределами известных месторождений в различных районах развития мезозойского щелочного магматизма.

Золото-сульфидная минерализация, пространственно связанная с ларбинским интрузивным комплексом гранодиоритов-гранитов, в пределах Унгра-Нюкжинского поднятия представлена кварцевыми и кварц-пиритовыми жилами, содержащими золотое, реже золото-серебряное и золото-свинцовое оруденение. Жилы небольшой мощности локализируются в зонах дробления в раннепротерозойских гнейсах и мигматитах, а также в гранитоидных массивах среднепротерозойского и мезозойского возраста.

Проявления золото-сульфидной минерализации, пространственно связанной с чуйско-кодарским гранитоидным комплексом, находятся в пиритсодержащих породах зон дробления и в кварцевых жилах. Минеральная ассоциация руд представлена золотом, серебром, пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, борнитом. Сопутствующие ми-

нералы: кварц, карбонат, эпидот, хлорит, магнетит, флюорит. Промышленного значения рассматриваемые формации не имеют, но являются одним из источников образования современных россыпей золота Станового хребта.

Рудопроявления золото-сульфидной минерализации, локализуемые в диафторитах, развиты по архейским и раннепротерозойским метаморфическим породам в пределах Становой зоны разломов. Эпидот-хлорит-серицитовые и другие сланцы зоны диафтореза пронизаны кварцевыми и кварц-карбонатными жилками с сульфидами железа, меди, свинца, цинка и золота. Размеры золотоносных жилок незначительны. Золото образует рассеянную вкрапленность в кварце и тонкодисперсные включения в сульфидах; ему сопутствует серебро, молибден и свинец.

Д. С. Коржинский [212], С. П. Кориковский [213] связывают образование диафторитов со становым комплексом гранитоидов; по данным Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкого [94], подтвержденным наблюдениями авторов, диафторез проявлялся неоднократно от раннего протерозоя до мезозоя. Сходное проявление золотоносности слабометаморфизованных толщ отмечается В. А. Буряком и В. Г. Моисеенко [57, 288] в месторождениях золота Ленского района и Приамурья. Повышенная золотоносность диафторитов послужила источником образования россыпных месторождений.

К золото-редкометальной формации в конгломератах отнесены рудопроявления в базальных горизонтах пурпульской свиты среднего протерозоя (западная окраина щита). В разрезе пурпульской свиты выделены три горизонта кварцево-галечных конгломератов, несущих цирконовую минерализацию и иногда золото. Содержание золота низкое. Образование конгломератов связывается с перемывом и переотложением продуктов коры химического выветривания [117].

Золото-редкометальные конгломераты входят, кроме того, в состав обломочных отложений конгломерат-песчаниковой, частью доломитовой формации позднего протерозоя (гонамская свита). В разрезе формации выделяется несколько горизонтов с пластами конгломератов и гравелитов, содержащих в цементе циркон и золото наряду с магнетитом, ильменитом, рутилом и сфеном. Генезис конгломератов рассматривается как накопление древних погребенных россыпей.

В сходных условиях золото-цирконовая минерализация накапливалась в породах позднего протерозоя (эннинская, ничатская, джемкучанская и сеньская свиты). Во всех известных участках накопления древних россыпей пока не обнаружено интересных концентраций полезных минералов.

Платина и хром генетически связаны с дунитами арбарастахского комплекса в массивах Инагли, Кондёр, Чад и Арбарастах. Источником платиноносных россыпей являются дуниты Инаглинского массива, слагающие его центральную часть. Специфика оруденения определяется ассоциацией платины с сегрегациями хромшпинелидов и форстеритом. Проявление платиноносности относится к рассеянно-вкрапленному типу. И. С. Рожковым, В. И. Кицулом и др. [345] и Л. В. Разиным [376] установлены платиноидные минералы, относящиеся к группе самородной платины (поликсен, иридистая платина и др.), осмистого иридия (невьянскит, сысертскит и др.), сульфидов и арсенидов платиноидов (лаурит, куперит, брэггит и др.). Спутниками платины являются хромшпинелиды и оливин, значительно реже пентландит, пирротин, халькопирит, галенит, гессит и самородные элементы — золото и серебро. Эндеогенные концентрации платины незначительны. Повышение содержания платины отмечено в аллювиальных россыпях, образующихся при разрушении платиноносных пород.

Редкие металлы. Эта группа элементов, широко рассеянных в горных породах, метасоматических образованиях и в рудах Алданского щита, представлена молибденом, оловом, вольфрамом, а также цирконием, ниобием, редкими землями. Олово, вольфрам и молибден в ассоциации с цирконием, ниобием и редкими землями входят в состав редкометальной апогранитовой формации среднепротерозойского возраста. Редкие земли, цирконий, ниобий рассеяны в пегматитах и мигматит-пегматитах архея и раннего протерозоя. Небольшие концентрации редких металлов связаны с формацией ультраосновных-щелочных пород в карбонатитах. Самостоятельное развитие имеет только молибден, образующий небольшие концентрации в кварцевых жилах.

Молибденовая формация в кварцевых жилах. Молибденовое оруденение кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного типов имеет ограниченное распространение в связи со щелочными интрузиями областей мезозойской активизации. Жильный тип представлен кварц-молибденитовыми жилами, размещение которых контролируется трещинами скола, сопряженными с региональными разломами.

Прожилково-вкрапленная и вкрапленная минерализация локализуется в щелочных породах и в скарнах. Минеральная ассоциация определяется молибденитом, пиритом и халькопиритом, а также флюоритом, галенитом и сфалеритом — обычными компонентами мезозойского эндогенного оруденения. Проявления формации известны в связи с ларбинским комплексом гранитоидов в молибденоносных кварцевых, кварц-пиритовых и пегматитовых жилах длиной не более 100—140 м. Молибденит находится в ассоциации с кварцем, полевым шпатом, биотитом, пиритом, галенитом, сфалеритом, флюоритом, гематитом и лимонитом. Молибденовое оруденение, не имеющее практического значения, дополняет характеристику металлогении областей мезозойской активизации.

Молибденовая минерализация связана также с гранитоидными интрузиями чуйско-кодарского комплекса. Молибденит находится в кварцевых, кварц-полевошпатовых, аплит-пегматитовых жилах и в альбитизированных породах, локализующихся в зонах разрывных нарушений. Минеральный состав представлен кварцем, полевым шпатом, биотитом, роговой обманкой, пиритом, халькопиритом и магнетитом. Сопутствующие элементы — медь, свинец, никель, кобальт и редкие земли.

Ранние проявления молибденовой минерализации относятся к архею, где молибденит присутствует в скарноидах, вмещающих магнетитовые руды.

Редкометальная апогранитовая формация. Комплексная редкометальная минерализация (вольфрам, олово, цирконий) в породах гранит-щелочно-гранитовой формации приурочена к грейzenам, кварц-топазовым жилам и к зонам окварцевания и альбитизации, наложенным на щелочноземельные биотитовые граниты и пегматиты. Рудопроявления располагаются внутри Улканского массива в приуроченности к разрывным нарушениям. Грейzenы, находящиеся в эндоконтакте гранитных массивов, представлены биотит-флюоритовой и биотит-топаз-флюоритовой ассоциациями [86]. Они содержат циркон, сфен, касситерит, молибденит, вольфрамит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, ортит. В альбититах, развитых в апикальных частях штоков биотитовых гранитов, появляются колумбит, молибденит и сульфиды. Масштабы редкометальной минерализации незначительны, но она представляет интерес как редкий для Алданского щита пример концентрации редких металлов в пневматолиито-гидротермальных рудных образованиях.

Редкометальная формация в карбонатитах. Карбонатиты образуют жильные тела, прожилки и залежи, подчиняющиеся кольцевым структурам массивов ультраосновных щелочных пород, или залегают в секу-

щих разломах (массивы Арбарастах, Ингили). Карбонатиты кальцитовые, доломитовые и анкеритовые, местами серпентинизированы и окварцованы. Редкометалльная минерализация представлена акцессорной вкрапленностью апатита, реже бадделеита, циркона, перовскита, в ассоциации с сульфидами и магнетитом. Формирование карбонатитов связывается с проявлением многостадийных метасоматических процессов, определяющих специфику их состава; генезис карбонатитов рассматривается как гидротермальный или пневматолито-гидротермальный [50, 504].

Редкометалльная формация в пегматитах. Редкометалльные пегматиты, связанные со становым комплексом гранитов, тяготеют к мигматитовым полям, приуроченным к долгоживущим зонам тектонического расщепления и диафтореза. Пегматиты образуют линзы и жилы группирующиеся в узлы, объединяющие от 5—10 до 25—30 пегматитовых тел и развиваются по мигматитам (мигматит-пегматиты). Для пегматитов характерен простой состав при обширном наборе акцессорных минералов — ортита, циркона, ферриторита, оранжита, флюорита, корунда и сульфидов, образующих рассеянную вкрапленность. Ограниченное распространение имеют пегматиты с блонстрандином и другими минералами из группы тантало-ниобатов.

Среди неметаллических полезных ископаемых практическое значение имеют каменный уголь, флогопит, горный хрусталь. Известны флюорит и мусковит, а также кианит — силлиманит — корунд, графит и асбест. Большинство месторождений перечисленных полезных ископаемых имеет метаморфогенное и ультраметаморфогенное происхождение и соответственно сформировалось в архее и раннем протерозое. Мезозойский возраст имеют каменный уголь, флюорит, амфибол-асбест, образовавшиеся в условиях тектоно-магматической активизации. Проблема алмазности Алданского щита не решена. Известны лишь единичные кимберлитовые трубки, алмазов в которых пока не встречено.

Флогопит. Флогопитовые месторождения располагаются, как правило, совместно с железорудными месторождениями магнетитовых скарноидов. Залежи флогопита локализуются в различных горизонтах федоровской свиты в более широком диапазоне, чем железорудные месторождения, образуя рудные районы (Куранахский, Эмельджакский, Ыллымахский и др.). Обычна приуроченность месторождений к керибиканскому, леглиерскому и неакуинскому горизонтам и редко к нижнесутамской свите архея. Флогопит образует жильно-линзовидные тела, секущие жилы, гнезда, вкрапленность среди диопсидитов и диопсидовых пород более сложного состава. Жильно-линзовидные тела имеют длину 200—400 м при мощности до 30—40 м, секущие жилы 30—50 м и до сотен метров, мощность 2—3 м; длина пластовых жил 15—25 м при средней мощности до 1 м. В составе флогопитовых залежей присутствуют диопсид, роговая обманка, паргасит, скаполит, ортоклаз, кальцит, магнетит, апатит, сульфиды и иногда шпинель и серпентин. Диопсид, флогопит, ортоклаз и скаполит относятся к реликтам метаморфических пород.

Структурный контроль месторождений определяется контактами карбонатных и алюмосиликатных пород и разрывными нарушениями. Так, месторождения Эмельджакского района тяготеют к Эмельджакскому разлому, Верхнеэмельджакское и Каталахское — к Ыллымахскому разлому и т. д.

Из месторождений и диопсидсодержащих метасоматитов возраст флогопита по радиологическим данным 2250—1660 млн. лет, для флогопита из месторождения Таежное 1570 млн. лет [97]. Различие этих данных, вероятно, соответствует разрыву времени между завершением процесса ультраметаморфизма и длительным формированием флого-

питовых месторождений. Занижение значений возраста может быть вызвано региональным процессом диафореза. Возраст флогопитовой минерализации рассматривается как раннепротерозойский.

Генезис флогопита объясняется биметасоматическими реакциями, связанными с процессами гранитизации [521]. Связь флогопита с процессами анатектической гранитизации определяет его метаморфогенное происхождение.

Другой тип месторождений флогопита связан с массивами щелочных — ультраосновных пород позднепротерозойского возраста (месторождение Инагли). По данным А. М. Корчагина [221, 222], флогопит Инаглинского месторождения локализуется в контактово-реакционных зонах хром-диопсид-полевошпат-слюдяного состава. Размещение флогопитовых залежей контролируется кольцевым разломом. В коре выветривания флогопит переходит в скопления вермикулита, образующего вкрапленность и гнезда в дунитах, перидотитах и щелочных габброидах и жилы в зоне кольцевого разлома. К дунитам тяготеют щелочные пегматиты, содержащие хром-диопсид-флогопитовые обособления. Генезис флогопитового месторождения рассматривается как контактово-реакционный метасоматический.

Мусковитовая формация в пегматитах. Мусковитовые пегматиты тесно связаны с редкометальными и реже проникают по зонам разрывных нарушений в области развития сутамской свиты архея (р. Тырканда). В Становой и Олекминской зонах известны мелкие месторождения и рудопоявления мусковитовых пегматитов (Темулякитское, Орюс-Миэле, Налдинское и др.). Жилы пегматитов достигают 600 м в длину при мощности 5 м, но обычно меньше. Слюдоносность проявлена неравномерно и в общем бедно. В составе пегматитов кроме полевых шпатов, кварца и мусковита отмечены пирит, халькопирит, галенит, молибденит и ассоциации редкометальных минералов. Более молодые пегматиты, связываемые со среднепротерозойскими гранитами чуйско-кодарского комплекса, известны также и в западной части щита и в Тыркандинской зоне разломов на востоке.

Кварц-хрустальная формация. Хрусталеносные жилы залегают в кварцитах иенгрской серии в западной и юго-восточной частях Алдано-Тимптонского мегаантиклинория. Жилы тяготеют к местам пересечения разрывных нарушений, концентрирующихся в мощных пачках кварцитов с горизонтами высокоглиноземистых гнейсов. Толща кварцитов и гнейсов пронизана жилами архейских гранитов и ортотектитов и дайками диабазов и мезозойских щелочных пород. Структурно-морфологические типы жил типичны для трещинных гидротермальных образований. Это жильные зоны или столбы, линзовидно-штокообразные тела и жилы, приуроченные к зонам интенсивной тектонической трещиноватости в местах куполовидных и флексурных изгибов складок [25, 254, 287].

В составе хрусталеносных жил присутствуют, кроме кварца и горного хрусталя, хлорит, гидрослюда, гематит, флюорит, кальцит, барит, цеолиты и реликтовые минералы вмещающих пород — полевые шпаты, мусковит, скаполит и др. Характерно обилие аксессуарных — рутила, анатаза, циркона, малакона, брукита, апатита, турмалина, граната. Большинство исследователей придерживается мнения о гидротермальном происхождении хрусталеносных жил и связывает их с позднеархейскими гранитами и с гранитами станowego или ярогинского комплексов.

Возраст жил раннепротерозойский на основании наложения минерализации на дайки диабазов и в соответствии с радиологическими данными. Возможно самостоятельное значение хрусталеносных жил вне связи с магматическими образованиями. Хрусталеносные кварцевые жилы мезозойского возраста связаны с алданским щелочным вулканогенно-интрузивным комплексом. Размещение их подчиняется кру-

топадающим разрывным нарушениям, в частности зонам интенсивной трещиноватости и дробления.

Горный хрусталь локализуется в хрусталеносных гнездах и погребках, максимальные сечения которых составляют 10 м (Кет-Капский район). Полости и гнезда, как правило, приурочены к местам раздува жил или к пересечениям нескольких жил. Перспективы хрусталеносности благоприятны в Кет-Капском районе, но в целом мезозойские проявления этой формации значительно уступают в масштабах их раннепротерозойским аналогам.

Флюоритовая формация. Флюорит, являющийся одним из типичных полезных ископаемых областей активизации, представлен на Алданском щите месторождениями среднего масштаба (Самодумовское, Жиган) и обилием рудопроявлений, находящихся в Центрально-алданском, Верхнеамгинском и Кет-Капском районах. Флюоритовые залежи и кварц-флюоритовые жилы располагаются в доломитах и известняках юдомской и тумулдурской свит венда и нижнего кембрия и реже в щелочных породах мезозойского возраста, нередко в связи с зонами дробления и рассланцевания.

Главный морфологический тип — метасоматические залежи, имеют пластовую и линзовидную форму; протяженность залежей и линз достигает 200 м при ширине от 2—4 до 10 м и мощности до первых десятков метров (месторождение Самодумовское). Флюорит избирательно приурочен к горизонтам сахаровидных мраморизованных известняков и доломитов, по которым он развивается в ассоциации с кварцем, халцедоном, кальцитом и галенитом. Структурный контроль флюоритовых залежей определяется межпластовыми системами трещиноватости и пологопадающими зонами дробления.

Кварц-флюоритовые жилы и прожилки развиты в крутопадающих зонах дробления и рассланцевания. Флюорит находится в ассоциации с баритом, кальцитом, рутилом, апатитом, хлоритом и пиритом. Жильный тип флюоритовой минерализации не имеет практического значения. Интересно нахождение флюорита в золото-сульфидных залежах, свидетельствующее о его парагенетической связи с золотом.

Флюоритовые месторождения рассматриваются как гидротермально-метасоматические и связываются с развитием мезозойских магматических процессов [426]. Наряду с этим существует представление о первично-осадочном происхождении некоторой части флюорита в раннекембрийском морском бассейне. Флюорит локализуется, кроме того, в эндоконтактах гранитных массивов чуйско-кодарского комплекса и реже проникает в песчаники удоканской серии. В гранитах флюорит развивается в зонах трещиноватости, где он образует сеть наложенных прожилков, и в кварцевых жилах. В песчаниках удоканской серии флюорит отмечен в виде рассеянных гнезд и линз. Во всех случаях флюорит является наложенным минералом, появление которого связано с гидротермальным процессом.

Графит-кианит-силлиманитовая формация представлена на Алданском щите большим числом проявлений в архейских биотит-гранатовых и биотитовых гнейсах и кальцифирах. Графит образует линзы и гнезда в гнейсах и кристаллических сланцах архея, где его содержание достигает 60—90%. В связи с малыми размерами залежей, протяженность которых не более 10 м, известные проявления не представляют интереса. Концентрации графита, иногда высококачественного, характеризующиеся содержанием до 60—90%, представлены небольшими мономинеральными обособлениями.

Силлиманитовые и кианит-корундовые кристаллические сланцы тесно переслаиваются с кварцитами, а также с гранатовыми и графит-содержащими гнейсами, образуя многочисленные, но маломощные пласты. Высокоглиноземистые минералы образуют вкрапленность и

гнезда в слюдяных гнейсах и сланцах. К кианит-корундовой подформации относятся Чайнытское и Джелиндинское рудопоявления, находящиеся на юге щита в блоковых поднятиях архея, и ряд более мелких проявлений кианит-корундовой минерализации.

Кианит-корундовые залежи длиной до 10 м локализуются в биотитовых и глиноземистых гнейсах и мигматитах архея; в их составе присутствуют также мусковит, хлорит, турмалин, маргарит, рутил, диопсид, альбит и пирит. Вероятна связь метасоматических преобразований высокоглиноземистых пород с процессами ультраметаморфизма в зоне амфиболитовой фации.

Формация глиноземисто-железных руд (диаспор-гематит-лептохлоритовая). Высокоглиноземистые и железистые породы залегают в средней части разреза пурпильской свиты среднего протерозоя. Общая мощность продуктивной пачки составляет около 350 м. Глиноземисто-железные руды фиксируются в полосе длиной около 70 км при ширине выходов рудоносных сланцев до 2 км. Эти сланцы образовались, по данным В. К. Головенка [117], в результате воздействия метаморфизма зеленосланцевой фации на каолиновые глины. Сланцы пурпильской свиты включают конкреционные диаспоровые бокситы, сложенные мелкокристаллическим диаспором с примесью лептохлоритов, кремнистого материала и рутила. Содержание глинозема в них достигает 63%. Гематит-лептохлоритовые высокожелезистые сланцы образуют пачки мощностью до первых десятков метров. Содержание окиси железа в отдельных горизонтах составляет от 42—46 до 61%. Рассматриваемый тип глиноземисто-железных руд представляет интерес в связи с чертами сходства с железными рудами Ангаро-Питского бассейна.

ЕНИСЕЙСКИЙ ВЫСТУП

Енисейский выступ — известный горнорудный район, образование большей части месторождений которого относится к докембрию. Первые сведения о закономерностях проявления полезных ископаемых на рассматриваемой территории были обобщены В. А. Обручевым, Ф. Н. Шаховым, В. И. Серпуховым. В последнее время отдельным вопросам металлогении Енисейского кряжа и прилегающей части Сибирской платформы посвящены работы О. А. Глико, Г. Я. Корнева, Ю. Г. Старицкого, А. С. Аладышкина, Г. И. Кириченко и Г. Б. Кочкина.

Новый фактический материал по полезным ископаемым получен в результате геологических съемок, проведенных В. И. Воробьевым, И. К. Кокодзеевым, А. В. Лесгафтом, Д. И. Мусатовым, Ю. А. Озерским и др. Специальные работы по изучению месторождений железа, золота, полиметаллов проведены А. К. Рублевым, Ю. Г. Старицким, Б. Н. Чесноковым, И. И. Юдиным, П. С. Бернштейном, Ф. П. Кренделевым, В. А. Нелюбовым, Л. В. Ли и М. Л. Шерманом.

В геологическом развитии Енисейского выступа автор выделяет две металлогенические эпохи. Первая из них, отвечающая архейско-раннепротерозойскому прогеосинклинальному периоду, характеризуется рудными концентрациями, связанными с процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Вторая эпоха, охватывающая средний и поздний протерозой и частично ранний кембрий, соответствует многоэтапному развитию региона от протогеосинклинального к протоорогенному режимам с присутствием ему разнообразием полезных ископаемых. Последующее металлогеническое развитие Енисейского кряжа было связано с проявлением процессов тектоно-магматической активизации и формированием осадочного покрова Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты.

Железо, титан, марганец. Одним из главных минеральных богатств Енисейского выступа являются железные руды, представленные следующими формациями: железорудной в песчаниках и гравелитах (гематитовый минеральный тип), железорудной в железистых кварцитах (гематит-магнетитовый минеральный тип) и железорудной в скарноидах (магнетитовый минеральный тип).

Месторождения железорудной формации в песчаниках и гравелитах локализируются в Ангаро-Питском железорудном бассейне, где они приурочены к низам нижнеангарской свиты позднего протерозоя. Наиболее крупное Нижнеангарское месторождение залегает в песчаниках, гравелитах и конгломератах этой свиты на западном крыле Ангаро-Питского синклинория. Рудоносный горизонт прослежен на протяжении 18,5 км; в его пределах выделяется от 6 до 25 железорудных пластов мощностью 1—20 м и протяженностью 0,3—14 км. На отдельных участках рудные тела разбиты взбросами и смещены. Руды представляют собой железистые метаморфизованные песчаники, гравелиты и конгломераты; рудными минералами являются гематит, гетит, лептохлорит, гидrogематит, а также сидерит, магнетит, пирит и халькопирит. Сходными особенностями характеризуются Удорожское, Ишимбинское и другие месторождения. Рудоносные породы нижнеангарской свиты образовались в прибрежно-морской зоне, где происходило осаждение железа. Метаморфизм пород и руд не превышает уровня фации зеленых сланцев.

Месторождения железорудной формации в скарноидах залегают в скарнированных мраморах, амфибол-эпидотовых сланцах и гидросиликатных метасоматитах кварцит-известняково-сланцевой формации нижнего протерозоя в контактах с массивами гранитоидов габбро-плагиогранитной формации позднего протерозоя. Полоса распространения магнетитовых руд протяженностью около 80 км располагается в ядерной части Центрального антиклинория (Енашиминское, Ландахское месторождения). Основной рудоконтролирующей структурой являются сложнопостроенные протяженные зоны дробления, затронутые контактово-метасоматическими процессами. На Енашиминском месторождении разведано 8 рудных тел линзо- и штокообразной формы мощностью 20—70 м при протяженности 200—600 м. Преобладают массивные магнетитовые руды с примесью пирротина, халькопирита, пирита; отмечено присутствие золота и сурьмы. Магнетитовые месторождения, характеризующиеся высоким качеством, расширяют перспективы кряжа на использование его железных руд. Железорудная формация в магнетитовых кварцитах представлена единичными месторождениями и рудопроявлениями, пока не имеющими практического значения (Калантатское и др.). Руды залегают в слюдисто-кварцевых сланцах тейской серии. Указанием на возможное широкое распространение их являются крупные положительные магнитные аномалии, в связи с чем представляется целесообразным проведение специальных работ на железистые кварциты на территории выступа.

Железо-титановая формация в метасоматитах развита в амфиболитах пенчегинской свиты среднего протерозоя. Метасоматиты имеют переменный минеральный состав при ведущей роли основного плагиоклаза, пироксена, граната. Рудные минералы (ильменит, магнетит и пирротин) составляют 15—90% объема породы. В рудах установлены повышенные количества меди, свинца, а также иттрия и ниобия (до 0,3—0,7%). Проявления невелики по масштабу, изучены плохо; генезис их предполагается метаморфогенным.

В восточной части Енисейского выступа за пределами развития пород докембрия находятся магнетитовые месторождения, связанные с трубками взрыва трапповой формации. Размещение траппов и связан-

ного с ними оруденения в платформенном покрове контролируется разломами докембрийского заложения.

Титановое оруденение представлено на Енисейском выступе ильменитовой в габбро-анортозитах и ильменитовой в россыпях формациями. Ильменитовые руды залегают в небольших, иногда стратифицированных интрузиях архейской габбро-норит-анортозитовой формации. Ильменитовые залежи включают вкрапленные сингенетичные и шширообразные позднемагматические руды. Рудные тела образуют линейные зоны до нескольких километров по простиранию и до сотни метров по ширине (Зимовейнинское месторождение и др.). Содержание ильменита составляет 4—18%, однако запасы титана на разведанных участках велики.

Ильменитовые россыпи в современных отложениях, распространенные в пределах Ангаро-Канского антиклинория, содержат наряду с ильменитом циркон и другие полезные минералы. Мощность продуктивного горизонта до 2 м, суммарная протяженность достигает первых десятков километров. Источником полезных минералов являются месторождения ильменита и скопления редкоземельных минералов в мигматитах, пегматитах и др.

Марганцевые проявления гидротермально-метасоматического генезиса развиты в метаморфизованных отложениях нижнего-среднего протерозоя, где они представлены пластообразными телами родонита и родохрозита (Большегремячинское и др. проявления). В верхнепротерозойских терригенных толщах, в частности в нижнеангарской свите, марганец находится совместно с железом (псиломелан-вадовые желвакообразные руды).

Никель, кобальт, медь, свинец, цинк. Проявления никелевой минерализации (пентландит с пирротинном), имеющие ограниченные масштабы, известны в породах основного состава архейского и ранне-среднепротерозойского возраста. Проявления изучены слабо и не могут пока рассматриваться в качестве характерной рудной формации. Свинцово-цинковая формация в карбонатных породах представлена рядом месторождений, приуроченных к сложно-дислоцированным толщам позднего протерозоя. Месторождения расположены в зоне разломов субмеридионального простирания, длина которой более 150 км (Тенегинско-Горевская металлогеническая зона). Отдельные группы месторождений и рудопроявлений обособляются в зонах северо-восточного простирания, приуроченных к системе разломов поперечных для преобладающих структур Енисейского выступа. Возраст оруденения по свинцово-изотопному методу 850 млн. лет (поздний протерозой). Рудные тела представлены пластообразными прерывистыми залежами и линзами, иногда столбообразными и седловидными. Ограниченное распространение имеют кварцево-карбонатные сульфидные жилы (Устьянгарское, Тенегинское месторождения). Главными рудными минералами являются галенит и сфалерит, подчиненными — пирит, халькопирит, блеклые руды. Генезис месторождений рассматривается большинством исследователей как гидротермально-метасоматический; наряду с этим существуют представления об осадочно-метаморфогенном происхождении руд.

Медно-полиметаллическая формация в колчеданных залежах объединяет ряд месторождений и рудопроявлений, расположенных в северо-западной части Енисейского выступа (Тисская металлогеническая зона). Промышленно интересные участки приурочены к узлам разрывных нарушений среди пород кварцит-песчаниково-диабазовой формации верхнего протерозоя. Масштабы оруденения значительные; так, одна из зон сплошных колчеданных руд прослежена на Тяглинском участке на 1,5 км при мощности до 40 м. Возраст оруденения предполагается как позднепротерозойский.

Проявления меднорудной формации в песчаниках характерны для верхнепротерозойских и кембрийских толщ. Оруденение представлено равномерно рассеянной, подчеркивающей микрослоистость, вкрапленностью халькопирита, халькозина, ковеллина, малахита и азурита. Часть известных рудопроявлений заслуживает специальных оценочных работ; интерес представляют проявления оруденения в зонах перехода пестроцветных фаций в сероцветные.

Алюминий. Бокситы Енисейского выступа залегают в верхне-меловых и палеогеновых отложениях. Источником глинозема служат амфиболиты метаморфических толщ нижнего-среднего протерозоя и сланцы среднего-верхнего протерозоя. Расположение бокситовых залежей контролируется обычно контактами свит карточки и аладьинской, красногорской и джурской, а также отдельных пачек пенченгинской свиты (Порожнинское, Татарское и другие месторождения). Представляет интерес изучение бокситоносности докембрийских эпох выветривания; в частности, в отложениях нижнеангарской свиты отмечен свободный глинозем в количествах 1,5—6%. В качестве сырья на глинозем разведывались нефелиновые сиениты Средне-Татарского массива среднепалеозойского-мезозойского возраста. Были выявлены кондиционные руды, использование которых намечается по мере экономического освоения края. Потенциальными рудами могут быть андалузитовые сланцы пенченгинской свиты нижнего протерозоя.

Золото, серебро. Месторождения золоторудной формации в кварцевых жилах и россыпях пространственно связаны с массивами гранитоидов татаро-аяхтинского комплекса позднего протерозоя. Золоторудная формация в кварцевых жилах объединяет месторождения Советское, Аяхтинское, Васильевское и др. Месторождения и рудопроявления золота представлены одиночными кварцевыми жилами, либо сериями сближенных прожилков. По минеральному составу руды подразделяются на малосульфидные и существенно сульфидные, проявления которых нередко сопряжены в одном рудном поле. Промышленное значение в сульфидных рудах получают серебро и мышьяк. В жилах золота распределяется неравномерно.

Среди россыпных месторождений золота выделяются пойменно-русловые и террасовые россыпи древней (палеоген-неогеновой) и современной речной сети (бассейны рек Енашимо, Вангащ, Удерей и др.). Питание их происходит за счет районов коренных золоторудных месторождений, а также областей, сложенных протерозойскими грубообломочными толщами. Золото установлено также в кварцево-галечных конгломератах и гравелитах среднего и позднего протерозоя и кембрия кординской, оленьей, лопатинской свит (золоторудная формация в конгломератах). Промышленно интересные содержания отмечены в метаморфизованных гравелитах и несортированных песчаниках, образующих линзовидные прослои в пестроцветных отложениях красногорской и курьшской свит. Золотоносные толщи позднего протерозоя тяготеют к восточному борту Центрального антиклинория. Проблема древних металлоносных конгломератов на Енисейском крае ждет своего решения.

Сурьма, ртуть. Сурьмяная формация в карбонатно-кварцевых жилах (антимонитовый минеральный комплекс). Промышленные месторождения этой формации не обнаруживают связи с определенными магматическими образованиями или типами осадочных пород. Раздольнинское и Удерейское месторождения, представленные серией существенно кварцевых жил с антимонитом, бертьеритом, и арсенипитом, тяготеют к субмеридиональной зоне межблокового разлома, ограничивающего Центральный антиклинорий от Ангаро-Питского синклинория. Косвенные данные указывают, что антимонитовое оруденение может быть связано с процессами активизации среднепалеозойского — ме-

зозойского (?) возраста. Киноварная минерализация контролируется протяженными разломами и оперяющими их зонами дробления, а также надвигами, развитыми вдоль восточной и западной краин Енисейского выступа.

Молибден, вольфрам, олово. Небольшие проявления молибденита, вольфрамит, шеелита, касситерита, относящиеся к редкометальной формации в кварцевых жилах, сопряжены пространственно с массивами гранитовой формации позднего протерозоя. Незначительные по масштабам проявления редких металлов в грейзенах и апогранитах и шеелитоносные скарны также связаны с этими гранитами. Кроме того, шеелит присутствует в метасоматических окварцованных породах зон разломов, иногда в ассоциации с арсенопиритом, пирротитом и золотом.

Пегматиты Енисейского кряжа содержат касситерит, вольфрамит, лепидолит, тантало-ниобаты и другие редкометальные минералы. В пределах пегматитовых полей Кондаковского и Баргинского месторождений устанавливается сонахождение различных минеральных видов пегматитов, иногда зональных. Для части пегматитовых месторождений основным промышленно интересным минералом является мусковит. Пегматитовые поля тяготеют к зонам региональных разломов. В пределах Ангаро-Канского антиклинория проявлена редкоземельная минерализация, представленная вкрапленностью и гнездовыми скоплениями циркона в гнейсо-гранитах, мигматитах и ортогнейсах архея, являющихся основным источником редкоземельных минералов в современных россыпях.

С массивами щелочно-ультраосновных пород кийского комплекса среднепалеозойского или мезозойского возраста связано редкоземельное и тантало-ниобиевое оруденение в сиенитах, метасоматитах и карбонатитах (редкоземельная формация в щелочных породах). Проявления жильной флюоритовой формации известны в связи со щелочными породами, а также вблизи массивов мигматит-гранитовой формации раннего протерозоя.

Магнезитовая и тальковая формация в доломитах характерна для карбонатных отложений аладьинской и джурской свит позднего протерозоя (Верхотуровское, Киргитейское и другие месторождения). Гидротермально-метасоматические залежи магнезита и талька иногда пространственно сопряжены, но магнезит развит более широко. В отложениях джурской свиты отмечены, кроме того, пластовые фосфориты (фосфоритовая формация в доломитах и известняках).

Таким образом, докембрийские образования Енисейского выступа характеризуются широкой гаммой полезных ископаемых, образование которых связано с развитием архейско-протерозойского осадконакопления, магматизма, последующего метаморфизма и наложенных процессов тектоно-магматической активизации.

ПЕРИОДИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ (МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ)

Процессы рудообразования находятся в закономерной связи с развитием структурно-формационных комплексов и нередко с конкретными геологическими формациями. Ассоциации рудных формаций, образовавшихся при различных типах геотектонических обстановок, определяют сущность металлогенических эпох, закономерно сменяющихся в направленном необратимом развитии земной коры в докембрии. Данные об ассоциациях рудных формаций различных щитов позволяют установить принадлежность их к пяти крупным металлогеническим эпохам: архейской, раннепротерозойской, среднепротерозойской, позднепротерозойско-палеозойской и мезозойско-кайнозойской. Несмотря на специфические особенности металлогении Алданского, восточной части Балтийского и Украинского щитов, Воронежского и других массивов, каждая из металлогенических эпох характеризуется определенными признаками, отражающими закономерности развития геологических процессов в докембрии.

АРХЕЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Архейская эпоха, соответствующая прогеосинклинальному пути развития земной коры в докембрии, определяется ассоциацией метаморфогенных месторождений, образовавшихся в связи с процессами регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций, главным образом ультраметаморфизма. Металлогеническая специфика этой эпохи определяется железом, керамическими и мусковитовыми пегматитами, флогопитом, графитом, корундом и кианитом. Высокоглиноземистые минералы, графит и частью железо связаны с процессами регионального метаморфизма гранулитовой и главным образом амфиболитовой фаций; проявления минерализации этого типа возникали в связи с различными геологическими формациями.

Концентрации железа и флогопит в магний-кальциевых метасоматитах образовались в связи с процессами ультраметаморфизма и именно завершающих стадий гранитизации. Возраст их рассматривается как позднеархейский и некоторыми авторами как раннепротерозойский.

Наиболее характерны для архея формации железных руд, представленные магнетитовыми кварцитами, гиперстен-кварц-магнетитовыми рудами и магнетитовыми скарноидами (табл. 4). Весь набор формаций встречается на Алданском щите, в меньшей степени магнетитовые кварциты архея и гиперстен-магнетитовые руды распространены на щитах и массивах Русской платформы.

Таблица 4

Рудные формации щитов СССР

Рудная формация	Минеральный комплекс	Генетический тип	Распространенность и возраст				
			Украинский щит	Восточная часть Балтийского щита	Воронежский и Белорусский массивы	Алданский щит	Енисейский выступ
Железородная в кварцитах	1. Гематит-магнетитовый	Осадочный метаморфизованный	PR ₁	PR ₁	PR ₁	PR ₁	PR ₁
	2. Хлорит-куммингтонит-магнетитовый	Метаморфический	PR ₁	PR ₁			
	3. Кварц-гиперстен-магнетитовый	"	AR	AR		AR	
Железородная в скарноидах	1. Сульфидно-магнетитовый	Ультраморфический		PR ₁		AR	PR ₁
	2. Сульфидно-титаномагнетит-магнетитовый	Метаморфический	AR				
Железородная в скарнах	1. Сульфидно-магнетитовый	Гидротермальный, метасоматический				PZ	
	2. Магнетитовый	То же				MZ	
Железородная в песчаниках и в доломитах	1. Гематитовый	Осадочный		PR ₂		PR ₃	PR ₃
	2. Диаспор-лептохлорит-гематитовый	Метаморфизованный				PR ₂	
Железородная в коре выветривания	1. Гематит-мартит-лимонитовый	Остаточный	MZ—KZ			PZ	
	2. Сидеритовый	"	PR ₃			PZ	
Железо-титановая в габбро-анортозитах и ультрабазах	1. Сульфидно-титаномагнетитовый	Магматический		PR ₁		PR ₁	PR ₁
	2. Апатит-магнетит-ильменитовый	"	PR ₂		PR ₂		
	3. Сульфидно-ильменитовый	"					
Железо-титановая в габбро-диабазе	Ильменит-титаномагнетитовый	"		PR ₂			AR
	2. Апатит-магнетитовый	"				PZ	

Продолжение табл. 4

Рудная формация	Минеральный комплекс	Генетический тип	Распространенность и возраст				
			Украинский щит	Восточная часть Балтийского щита	Воронежский и Белорусский массивы	Алданский щит	Енисейский выступ
Титановая в коре выветривания	1. Ильменитовый	Остаточный		MZ—KZ			
	2. Апатит-ильменитовый	"		MZ—KZ			
	3. Циркон-ильменитовый	"		MZ—KZ			
	4. Титаномагнетит-ильменитовый	"		MZ—KZ			
	5. Рутиловый	"		MZ—KZ			
Медно-никелевая в базитах и ультрабазах	1. Миллерит-халькопирит-борнитовый	Магматический и гидротермальный	PR ₂	PR ₂			
	2. Халькопирит-пентландит-пирротинитовый	То же	PR ₂	PR ₂	PR ₁	PR ₂	
Кобальт-никелевая в фальбандах	Халькопирит-пирротинитовый	Метаморфогенный		PR ₁			
Железо-никелевая в коре выветривания	1. Нонтронит-лимонитовый	Остаточный	MZ—KZ				
	2. Нонтронитовый	"	MZ—KZ				
Меднородная в габбро-анортозитах	Халькозин-халькопиритовый	Гидротермальный				PR ₂	
Меднородная в песчаниках	Халькопирит-борнит-халькозинитовый	Осадочный, метаморфизованный				PR ₂	
Меднородная в диабазе				PR ₂			
Медно-свинцово-цинковая в кварцевых жилах	Халькопирит-сфалерит-галенитовый	Гидротермальный					PR ₃
Бокситовая в коре выветривания	Бёмит-гиббситовый	Остаточный, частью осадочный	MZ—KZ		PZ		MZ
Серебро-свинцово-золоторудная в колчеданных залежах	Золото-пиритовый	Гидротермальный, метасоматический				MZ	PR ₂
Золоторудная в кварцевых жилах	1. Золото-сульфидный	Гидротермальный				MZ	PR ₃
	2. Золото-пиритовый	"				PR ₂	
Золоторудная в конгломератах	1. Золото-сульфидный	Осадочный метаморфизованный, частью эпигенетический	PR ₁	PR ₂	PR ₁		PR ₃
	2. Золото-пиритовый	"		PR ₂			

Продолжение табл. 4

Рудная формация	Минеральный комплекс	Генетический тип	Распространенность и возраст				
			Украинский щит	Восточная часть Балтийского щита	Воронежский и Белорусский массивы	Алданский щит	Енисейский выступ
Вольфрам-молибденовая в кварцевых жилах и зонах дробления	1. Кварц-молибденитовый	Гидротермальный	PR ₂				
Молибденовая в гранитах и грейзенах	2. Шеелит-халькопирит-молибденитовый	"	PR ₂	PR ₂			
Цинк-вольфрам-оловянная в скарнах и грейзенах	3. Молибденитовый	"					
Редкометалльная в грейзенах и альбититах	1. Магнетит-сфалерит-касситеритовый	Пневматолито-гидротермальный			PR ₂		
Редкометалльная и редкоземельная в пегматитах	2. Шеелитовый	То же			PR ₂ PR ₃	PR ₂	
Редкометалльная в щелочных сиенитах и альбититах	Цирконовый	Пегматитовый	PR ₁ , PR ₂	PR ₂		PR ₁	PR ₁
Фосфор-редкометалльная в карбонатитах	Циртолит-апатит-кальцитовый	Гидротермальный метасоматический	PR ₂				
Кварц-хрустальная	Кварц-хрустальный	Пневматолито-гидротермальный	PR ₁	PZ		PR ₃	PR ₃ (?)
Апатит-флогопитовая в скарнондах	Флогопитовый	Гидротермальный	PR ₂			PR ₁	
Серноколчеданная	Пирротин-пиритовый	Ультраметаморфический				AR—PR ₁	
Мусковитовая и керамическая в пегматитах	Микроклин-мусковитовый	Гидротермальный, метасоматический			PR ₁		
Кордиерит-силлиманит-графитовая	1. Кордиерит-силлиманитовый	Пегматитовый	PR ₁ и PR ₂	PR ₁ , PR ₂		PR ₁	
Кианитовая	2. Корундовый	Метаморфогенный	AR			AR	PR ₁
Нефелин-апатитовая и редкоземельная	3. Графитовый	То же					
	Кианитовый	"					
	1. Нефелин-апатитовый	Осадочно-метаморфический			PR ₁		
	2. Лопарит-эвдиалитовый	Магматогенный, частью метасоматический					
	3. Цирконовый	То же			PZ		
		"	PR ₂				

В перечисленных типах железных руд особенно ярко выражены процессы трансформации первично-осадочных концентраций железа, заключенных в породах осадочных и осадочно-вулканогенных формаций архея под влиянием процессов метаморфизма гранулитовой фации и ультраметаморфизма. Устанавливается резкое увеличение масштабов оруденения, связанное с длительной и многократной миграцией железа в условиях ультраметаморфизма в сочетании с благоприятным литологическим контролем, представленным карбонатными или вулканогенными породами. Примером этому являются крупные месторождения магнетитовых скарноидов Алдана, резко отличающихся от магнетитовых кварцитов и гиперстен-кварц-магнетитовых руд гранулитовой фации, только в слабой степени затронутых процессами ультраметаморфизма. Подобная закономерность наблюдается также и в увеличении концентрации высокоглиноземистых минералов от графит-кианит-силлиманитовых сланцев гранулитовой фации к пневматолитовым кианит-корундовым месторождениям, возникшим в связи с процессами ультраметаморфизма (Алдан, Украина).

Существенное практическое значение кроме железорудной фации в скарноидах в архее имеют месторождения флогопитовой с апатитом фаций в магний-кальциевых метасоматитах Алдана. Керамические пегматиты завершают процессы позднеархейской гранитизации.

Флогопитовые месторождения Алданского щита, образование которых относится к поздним стадиям разнообразной гаммы ультраметаморфических процессов, контролируются разрывными нарушениями, омоложенными в протерозое.

Незначительные масштабы имеют магматические концентрации хрома, титана и подчиненно меди, никеля и кобальта в породах перидотит-пироксенитовой фации. В качестве сопутствующих металлов в месторождениях железорудных фаций, а иногда и в самостоятельном развитии присутствуют молибден, медь, кобальт, никель, хром, ванадий. В качестве спутника гиперстен-кварц-магнетитовых руд фиксируется ванадий, видимо извлекаемый при метаморфизме из основных вулканитов архея. Никель и кобальт не всегда представлены минеральными формами и в ряде случаев фиксированы в темноцветных минералах гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Сопоставление данных по геологии и генетическим ассоциациям месторождений полезных ископаемых архея показывает, что они образуются в результате миграции элементов и трансформации минеральных соединений из первичных осадочных и вулканогенных образований, частично под влиянием метаморфизма гранулитовой фации и в большей степени ультраметаморфизма в зоне амфиболитовой фации. Как общая закономерность намечается, что процессы рудообразования наиболее ярко выражены в архее в регионах, где в большей степени и сохранились регионально метаморфизованные породы гнейсово-сланцевых комплексов, в слабой степени затронутые процессами ультраметаморфизма. К ним относятся Алданский щит, где локализируются месторождения железа и флогопита, и Беломорский блок в восточной части Балтийского щита.

В целом же архейская эпоха на примере щитов и массивов СССР менее обогащена полезными ископаемыми. Это, вероятно, может быть объяснено региональным проявлением геологических процессов, тогда как для создания крупных концентраций полезных ископаемых более благоприятны периоды замедленного развития геологических процессов в локальных геологических структурах, создающие соответствующие физико-химические условия для рудообразования.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Раннепротерозойская эпоха, отражающая протогеосинклинальный тектонический режим в развитии земной коры, сохраняет некоторые черты сходства с металлогенией архея, но имеет и ряд новых признаков направленного геосинклинального развития, способствующих иным формам проявления рудообразующих процессов. В соответствии с этим для раннего протерозоя характерна более разнообразная ассоциация металлических и неметаллических полезных ископаемых и, следовательно, рудных формаций. В эту эпоху образуются крупнейшие концентрации железа в железистых кварцитах, в основном определяющих ее металлогеническую специализацию. Другие металлы — медь, никель, кобальт, хром, молибден, золото, свинец, цинк — распространены достаточно широко на всех щитах, где их месторождения входят в состав различных рудных формаций. Наряду с этим для раннепротерозойской эпохи характерны слюдяные, керамические, редкометальные и редкоземельные пегматиты. Несколько отличная от архейской ассоциация неметаллических полезных ископаемых здесь представлена кварц-хрустальной, силлиманит-кианитовой, серноколчеданной и асбестовой формациями.

Рудообразующие процессы раннего протерозоя имеют также в отличие от архея разнообразные источники, связанные с различными типами геологических формаций. Магнетитовые кварциты представлены осадочно-метаморфическими и осадочными метаморфизованными рудами, связанными с осадочными и осадочно-вулканогенными геологическими формациями Кривого Рога, КМА, восточной части Балтийского и Алданского щитов. Наряду с этим железоз, титан, хром имеют магматическое происхождение, находясь в связи с габбро-анортозитовыми (титано-магнетитовый минеральный тип) и с перидотит-пироксенитовыми (хромитовый минеральный тип) формациями. Кроме железа, осадочно-вулканогенные и осадочные геологические формации раннего протерозоя несут месторождения высокоглиноземистого сырья, серноколчеданное оруденение и бедную кобальт-медно-никелевую минерализацию, иногда в ассоциации с золотом. Для рассматриваемой эпохи характерно также присутствие золотоносных конгломератов в составе сланцево-кварцит-конгломератовой формации (нижняя свита криворожской и курской серий), отличительной особенностью которых является залегание их ниже джеспилитовой осадочной формации, вмещающей железорудные месторождения Кривого Рога и КМА. Концентрации золота в конгломератах невелики, но в целом они представляют определенный интерес как пример раннего проявления золотоносных конгломератов в металлогеническом развитии щитов.

Развитие процессов ультраметаморфизма, приводящих к образованию анатектических гранитоидных формаций, завершается появлением слюдоносных редкометальных и редкоземельных формаций в пегматитах и кварц-хрустальной минерализации.

Главное промышленное значение в раннем протерозое имеют джеспилитовые месторождения Кривого Рога и Белозерского района на Украине и в КМА. Наиболее крупные концентрации железа относятся к собственно осадочному типу (криворожская и курская серии) и несколько меньшие, но в общем весьма значительные — к осадочно-вулканогенному типу (железные руды Карелии, Кольского полуострова и западной части Алданского щита).

Титаномагнетитовые руды, известные в восточной части Балтийского и на Алданском щите в связи с габбро-анортозитовыми формациями, как правило, малованадистые. Магматические месторождения хромита имеют ограниченное практическое значение. Кобальт-медно-

никелевая минерализация, иногда в ассоциации с золотом, известна в связи с кератофир-спилитовой формацией на Украинском щите (конкско-верховцевская серия), а также в форме фальбанд в гнейсах и сланцах кольской серии в восточной части Балтийского щита. Слюдяные, керамические пегматиты присутствуют на всех щитах, но лучше изучены в восточной части Балтийского щита и на Енисейском кряже. Перечисленные металлы, вероятно, можно отнести к характерным для металлогении раннего протерозоя.

Из остальных рудных формаций практический и металлогенический интерес представляют гидротермальные месторождения горного хрусталя, генезис которых следует, вероятно, связывать с гидротермальными процессами, следующими после завершения процессов ультраметаморфизма.

Своеобразна также форма проявления месторождений высокоглиноземистого сырья. Если в архее силлиманит-кианитовая и корундовая минерализация носила рассеянный характер и формировалась в условиях метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций, то в раннем протерозое силлиманит-кианитовая минерализация представлена крупными месторождениями, связанными предположительно с бокситоносной осадочной формацией (кейвская серия на Кольском полуострове).

Как показывают ассоциации рудоносных геологических формаций этой эпохи, метаморфизм остается одним из ведущих рудообразующих факторов, но отличие от архея заключается в том, что на смену рассеянными рудными концентрациям, образовавшимся в условиях регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций и некоторого увеличения их в условиях ультраметаморфизма, в раннем протерозое создаются локальные крупные концентрации различных металлов, и прежде всего железа, в условиях сочетания двух факторов — благоприятных осадочных и осадочно-вулканогенных литологических фаций и метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. В качестве рудообразующего фактора следует отметить магматические процессы. Ультраметаморфизм играет по-прежнему существенную роль, как и в архее, но главным полезным ископаемым, связанным с этим процессом, становятся метасоматиты, металлогеническая специализация которых характеризуется увеличением роли редких и редкоземельных металлов.

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Металлогения среднего протерозоя отличается от предшествующих эпох, что обусловлено развитием рудообразующих процессов в иной геотектонической и климатической обстановке (в областях глыбовых движений). Для среднего протерозоя характерны иные ассоциации полезных ископаемых и их генетических типов и большое распространение месторождений эндогенного и экзогенного классов. Эндогенные месторождения связаны с магматическими формациями этой эпохи: габбро-перидотит-пироксенитовой, габбро-габбро-норитовой, габбро-анортозитовой, гранитов рапакиви, гранитовой и щелочно-гранитовой. Осадочно-метаморфические и осадочно-метаморфизованные месторождения связаны с накоплением осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, различных по ассоциациям пород, но объединяющихся в общем по признаку принадлежности их к молассоидным образованиям.

Ассоциация полезных ископаемых этой эпохи определяется в отличие от предшествующих эпох никелем, медью, титаном, ванадием, железом, золотом, молибденом, сурьмой, подчиненно хромом, а также редкими и редкоземельными металлами. Среди неметаллических полезных ископаемых присутствуют высокоглиноземистые руды и слюды, но роль

их невелика. Ведущими металлами эпохи являются медь и никель в ассоциации с кобальтом, платиной и местами с пестрой группой сопутствующих элементов, представленной висмутом, свинцом, цинком, ванадием.

Месторождения формации сульфидных медно-никелевых руд связаны с расслоенными интрузиями перидотит-пироксенит-габбровой и дунит-перидотитовой формаций в восточной части Балтийского щита и габбро-норит-анортозитовой формации Алданского щита. Еще более значительные месторождения сульфидных медных руд в песчаниках находятся в меденосных толщах алевролит-песчаниковой формации молассоидного типа на Алданском щите. Пространственное сочетание эндогенного и экзогенного типов сульфидных медных руд характерно для протоорогенного пути развития, в котором накопление меди, никеля и других цветных металлов или связано с магматическими образованиями, имеющими источник в мантии, или происходит экзогенным путем за счет размыта и переотложения метаморфических пород и, вероятно, руд раннего протерозоя и частично архея. Специфическим проявлением медного оруденения является формация сульфидных медных руд (с самородной медью) в диабазовых доломит-диабаз-конгломератовой формации того же молассоидного типа в восточной части Балтийского щита, сходной с аналогичной рудной формацией района оз. Верхнего в Канаде.

С осадочно-вулканогенными формациями среднего протерозоя (спилит-диабазовыми и др.) на Енисейском кряже связываются месторождения медно-полиметаллической формации, размещение которых контролируется литологическими и стратиграфическими факторами.

Роль титана и ванадия в среднепротерозойскую эпоху значительно увеличивается. Железо-титановая формация с ванадием широко проявлена в связи с габбро-диабазовой формацией в южной Карелии, а также известна в связи с габбро-норит-анортозитовой формацией на Алдане и в Енисейском кряже и в габбро-анортозитах коростенского комплекса на Украине.

Месторождения железных руд в среднем протерозое не имеют самостоятельного значения, несмотря на то что железо присутствует в нескольких рудных формациях как эндогенного, так и экзогенного класса. Так, железо находится в ассоциации с титаном в месторождениях титаномагнетита, а в случае экзогенного накопления в песчаниках, сланцах и доломитах различных молассоидных формаций Карелии и Алдана. Для них характерны гематитовые и диаспор-гематит-лептохлоритовые руды, отличные от существенно магнетитовых руд архея и раннего протерозоя.

Отличительной особенностью среднепротерозойской эпохи является более значительная роль редких металлов — золота, молибдена, циркония, частью олова, вольфрама и других, концентрирующихся в гидротермальных, пневматолито-гидротермальных и пегматитовых месторождениях, как связанных с гранитовой, гранит-щелочно-гранитовой и щелочно-сиенитовой формациями, так и не имеющих доказанной связи с магматизмом. В отличие от предшествующих эпох характерно увеличение роли редкометальных и редкоземельных апогранитовых рудных формаций при относительно подчиненном развитии пегматитов, а также щелочно-метасоматических редкометальных руд в альбититах и грейзенах.

Признаки золотоносности установлены в конгломератах и гравелитах базальных горизонтов доломит-диабаз-конгломератовой формации в Карелии и в некоторых вулканогенных осадочных формациях Алдана. Крупные месторождения золота в конгломератах Витватерсранда, Блайнд-Ривера, а также Бразилии и других районов формировались в связи с осадочными и вулканогенно-осадочными формациями в гео-

тектонической обстановке, соответствующей нашему пониманию протерозойского режима, в связи с чем эта эпоха должна быть наиболее благоприятной для появления золотоносных конгломератов. Опыт изучения конгломератов восточной части Балтийского, Алданского и Украинского щитов не привел к выявлению значительных золоторудных месторождений. Пристального внимания с этих позиций заслуживает Карелия и Воронежский массив, где известны достаточно мощные пласты конгломератов в составе курской серии среднего протерозоя, лежащие с размывом на породах джеспилитовой формации осадочного типа и имеющей в основании мощные коры выветривания. Литолого-фациальные признаки и степень метаморфизма этой серии, относимой к порфир-конгломерат-песчаниковой формации, соответствуют типовым, известным на примере богатых золоторудных районов мира.

К среднепротерозойской эпохе, вероятно, может быть отнесена золоторудная минерализация в диафоритовых сланцах из зон расщепления, фиксирующих долгоживущий Становой разлом, где золото концентрируется в ассоциации с минералами свинца и цинка в диафоритах и в кварц-карбонатных жилах, а также гидротермальные проявления, связанные с гранитовыми формациями. Эти проявления золоторудной минерализации не представляют по имеющимся данным практического интереса, но некоторые из них заслуживают внимания. В частности, можно положительно оценивать перспективы золоторудения в диафоритовых сланцах, отвечающих областям локального проявления метаморфизма фации зеленых сланцев, благоприятной для накопления повышенных концентраций металлов, и прежде всего золота.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКО-ПАЛЕОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Эта эпоха характеризуется проявлениями оруденения экзогенного и эндогенного класса, образовавшегося в условиях платформы и тектоно-магматической активизации (Балтийский щит, Алдан, Украина) и в области примыкания складчатых байкалид к платформе (Енисейский кряж). Ассоциация полезных ископаемых представлена здесь железом, титаном, редкими металлами, золотом и в меньшей степени медью. Среди экзогенных месторождений наибольшее значение имеют осадочные метаморфизованные месторождения Енисейского кряжа. К ним в первую очередь относятся железные руды, представленные гематитовыми и гематит-лептохлоритовыми месторождениями Ангаро-Питского района. Нижнеангарская свита верхнего протерозоя, вмещающая месторождения железа Ангаро-Питского района, содержит также проявления марганца пиролюзит-псиломеланового минерального типа. Для этой эпохи характерны две группы полезных ископаемых, относящихся к металлогении платформ (включая и области примыкания складчатых байкалид к платформе в районе Енисейского кряжа), и к металлогении областей позднепротерозойско-палеозойской тектоно-магматической активизации.

В сходной геологической обстановке в доломитах алданской и джурской свит локализуются промышленно ценные месторождения магнетита и талька, генезис которых рассматривается как осадочно-метаморфический. Не менее важное значение имеет свинцово-цинковая минерализация в сложнодислоцированных карбонатных отложениях тунгусикской и верхов сухопитской серий верхнего протерозоя. Не исключено, что свинцово-цинковое оруденение имеет более молодой возраст и может быть связано с процессами тектоно-магматической активизации. Интересно нахождение меденосных молассоидных отложений

эвенкийской свиты верхнего кембрия Вельмино-Приангарской зоны, сходных с промышленными меденосными районами Алданского щита.

На Алданском щите минерализация экзогенного типа концентрируется в платформенных осадочных формациях позднего протерозоя и раннего кембрия. В обломочных отложениях конгломерат-песчаниковой формации (гонамская и кебектинская свиты) установлены осадочные оолит-гематитовые руды и золото-цирконовая минерализация. С вышележащей доломит-известняковой, частью конгломерат-песчаниковой формацией связана золото-цирконовая минерализация в терригенных отложениях (эниннская, ничатская и сеньская свиты) и свинцово-цинковая в карбонатных породах (торгинская, ченчинская и другие свиты). Признаки золотоносности отмечены в конгломератах юдомия (жербинская свита).

К областям тектоно-магматической активизации этой эпохи относится сложный комплекс полезных ископаемых, связанных с двумя интрузивными формациями: щелочных — ультраосновных пород с карбонатитами и агпайтовых нефелиновых сиенитов. Формация щелочных — ультраосновных пород с карбонатитами сопровождается месторождениями железа, титана, редких металлов, флогопита, проявлениями платины и хрома. Полный комплекс всех типов оруденения известен в восточной части Балтийского щита на Кольском полуострове. Возраст интрузий и оруденения Кольского полуострова раннепалеозойский на Алданском щите, где эта формация возникла в конце позднего протерозоя, ассоциация полезных ископаемых ограничена и месторождения обладают меньшими размерами. Основная металлогеническая специализация и практическая ценность эпохи палеозойской тектоно-магматической активизации проявляются в восточной части Балтийского щита.

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Эта эпоха, отвечающая режиму тектоно-магматической активизации, широко представлена главным образом на Алданском щите ассоциацией эндогенных полезных ископаемых, связанных с щелочными и гранитоидными вулканогенно-интрузивными формациями, с одной стороны, и месторождениями каменного угля в отложениях континентальной осадочной формации юры — с другой [36]. На Украинском щите известна обширная группа месторождений в коре выветривания мезозойско-кайнозойского возраста, которые сформировались в геологической обстановке, соответствующей понятию активизации.

Геологические формации и рудообразующие процессы мезозойской эпохи на Алданском щите накладываются на жесткие складчатые сооружения раннего докембрия, испытавшие влияние тектоно-магматической активизации. Промышленным залежам каменного угля, входящих в состав юрской аргиллит-песчаниковой формации континентальных впадин, посвящена обширная литература (в настоящей работе они не рассматриваются). Эндогенное оруденение включает сложную ассоциацию металлических и неметаллических полезных ископаемых, в общем характерных для металлогении областей активизации [347, 517, 518]. Главным металлом этой эпохи является золото, которому сопутствуют и имеют самостоятельное развитие свинец, цинк, медь, серебро, висмут и молибден. Ограниченное распространение имеет железо. Неметаллические ископаемые представлены флюоритом, горным хрусталем, амфибол-асбестом.

Главные типы эндогенного оруденения мезозойской эпохи находятся в пространственной и парагенетической связи с щелочными интрузивными формациями.

зиями и вулканическими телами алданского комплекса и приурочены к активизированным блоковым поднятиям складчатых сооружений архея и раннего протерозоя. Подчиненное значение имеет золотое и молибденовое оруденение, связанное с гранитоидами ларбинского комплекса в Джугджуро-Становой зоне протерозой.

Большинство месторождений золота и других полезных ископаемых сосредоточено в Центральном алданском и частично в Кет-Капском и Гонамском районах, где имеется ряд благоприятных предпосылок для развития рудообразующих процессов: полнота и мощность проявлений дифференцированного мезозойского магматизма, благоприятное сочетание глубокопроникающих разрывных нарушений и рудовмещающих пород, а также сохранность кембрийского и юрского осадочного покрова, вмещающего и экранирующего оруденение [181]. В числе других районов интерес представляют Эвотинский, Томптоканский и Чаруодо-Соктокутский.

Металлические полезные ископаемые областей активизации объединяются в составе золоторудной формации в сульфидных залежах, подразделяющейся на собственно золоторудный и сфалерит-галенитовый минеральные типы. Сопутствующие металлы или присутствуют в составе золоторудных тел, или образуют самостоятельные залежи и жилы. К ним относятся серебро, медь, свинец и цинк.

Наряду с этим свинец и цинк, иногда в ассоциации с ртутью, образуют месторождения в западной и восточной частях щита, локализованные вне связи с золоторудными телами. Эти проявления свинцово-цинковой минерализации относятся нами к сфалерит-галенитовому минеральному типу, который обладает весьма значительными перспективами. Самостоятельное значение имеет свинцово-цинковая минерализация в пределах Юдомо-Майского перикратонного прогиба, представленная вкрапленным оруденением в доломитах и известняках кембрия, вероятно относящегося к стратиформному типу. Свинцово-цинковое оруденение такого типа известно к северу от Юдомо-Майского прогиба. Железо мезозойской эпохи представлено небольшими месторождениями формации магнетитовых скарнов, локализующимися в контактах интрузий щелочноземельных сиенитов с карбонатными породами.

Весьма характерен для мезозойской металлогенической эпохи флюорит, который образует не только месторождения и рудопроявления, но и сопутствует почти всем минеральным типам золото-сульфидной формации. Интересно, что флюорит представлен на Алданском щите не только гидротермальными, но и аутигенными типами (последний в известняках и доломитах юдомской и пестроцветной свит нижнего кембрия) и представляет собой пример унаследованности в развитии рудного процесса. Кварц-хрустальная формация развита в мезозое слабо, несмотря на присутствие хрусталоносных жил в различных рудных районах. Амфибол-асбест образуется в зонах экзоконтакта интрузий щелочно-земельных сиенитов в скарнах, трансформированных при наложении кремниевого гидротермального метасоматоза.

Таким образом, преобладающее большинство месторождений мезозойской эпохи тектоно-магматической активизации относится к гидротермальному типу и, как исключение, к контактово-метасоматическому. Единичные мелкие месторождения и рудопроявления золота и молибдена, связанные с ларбинским комплексом гранитоидов, локализуются в южной части щита в области Нюкжа-Удского поднятия. Они отличаются менее сложным составом руд (в качестве сопутствующих полезных ископаемых здесь зафиксированы серебро, свинец, цинк).

Месторождения коры выветривания мезозойско-кайнозойского возраста, развитые преимущественно на Украине и в Енисейском кряже, несут пеструю ассоциацию полезных ископаемых, представленную железом, никелем, титаном, редкими металлами, бокситами, каолинитом.

Большинство из них связано с химическим и механическим выветриванием рудных образований и горных пород (железо, никель, титан, редкие металлы), а некоторые являются производными длительно развивающихся процессов формирования коры выветривания по различным ассоциациям горных пород.

Крупные месторождения железа (гематит-мартитовый, лимонитовый и сидеритовый минеральные типы) связаны с образованиями коры выветривания, развивающимися на месторождениях Криворожского, Белозерского и Курского рудных районов. Железо в ассоциации с никелем концентрируется в нонtronит-лимонитовых корах, возникающих на массивах ультраосновных и основных интрузивных пород. Ильменит, рутил, апатит, а также колумбит концентрируются в корах выветривания, образовавшихся при разрушении габбро-анортозитов коростенского комплекса (формация габбро-анортозитов-гранитов рапакиви) и апогранитов пержанского комплекса (щелочногранитовая формация).

Бокситовые месторождения бемит-гиббситового типа локализуются в корах выветривания, развитых на породах спилит-диабазовой формации и гипербазитах Днепровского блока. Бокситы мел-палеогенового возраста, связанные с корах выветривания по отложениям платформенного покрова и древних кристаллических толщ, известны в южной части Енисейского кряжа (Татарская и Приангарская бокситоносные зоны). Каолинит относится к минеральным образованиям остаточных кор выветривания, возникающих по горным породам различного состава.

К собственно кайнозойскому периоду металлогенического развития щитов относится образование россыпных месторождений золота, редкоземельных минералов, ильменита, вольфрамита и касситерита на Алданском щите и в районе Енисейского выступа. Алданское россыпное золото возникло за счет размыва мезозойских коренных месторождений в Центральноалданском, Верхнеамгинском и других районах, а также в областях развития золотоносных диафоритов в Становом хребте.

ПРИНЦИПЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ШИТОВ

В начале текущего столетия академиком В. И. Вернадским была выдвинута проблема создания геохимической карты Советского Союза как основы для изучения пространственно-временных закономерностей распределения элементов в главных структурах земной коры. Долгое время идея создания геохимических карт не могла быть осуществлена из-за отсутствия необходимого объема фактических данных. В последние годы во ВСЕГЕИ с участием других организаций составлена серия геохимических карт различного масштаба на отдельные элементы по многим регионам. С помощью этих карт возможно решение следующих задач: а) изучение закономерностей пространственного распределения элементов в земной коре, б) геохимическое районирование и выделение различного рода геохимических аномалий и зон для металлогенического районирования, в) расчленение и корреляция осадочных, метаморфических и магматических образований по содержанию и соотношению в них различных ассоциаций химических элементов.

В настоящее время разработана методика составления крупно- и среднемасштабных карт в связи с изучением пространственного распределения элементов для металлогенического прогноза и районирования [283, 320, 375]. При составлении геохимических карт определяющим явился принцип тесной взаимосвязи и взаимообусловленности формирования геохимического фона элементов в горных породах и процессов рудообразования, являющихся частным случаем проявления миграции рудных элементов, которая в благоприятных условиях приводит к их существенной концентрации [407]. При разработке принципов и методики составления геохимических карт различных масштабов учитывались установленные к настоящему времени общие закономерности распределения и миграции элементов в земной коре.

Как следует из этих данных, формирование геохимического фона горных пород и рудных концентраций различных элементов обусловлено проявлением двух групп процессов: сингенетических — осадконакопление и магматизм и эпигенетических — региональный, контактовый, гидротермальный метаморфизм и эпигенетические преобразования, вызванные деятельностью подземных вод.

Применительно к радиоактивным элементам и большинству литофильных элементов в целом для сингенетических процессов характерно формирование первично-конституционального преимущественно равномерно рассеянного распределения металлов. При этом распределение большинства литофильных элементов в магматических породах обусловлено степенью кислотности пород, с одной стороны, и содержанием щелочей, главным образом калия, — с другой. По-видимому, эта связь проявляется для определенного уровня концентраций элементов-приме-

сей, разного для различных элементов и типов пород. Для распределения литофильных элементов (таких как свинец, цинк, уран и др.) в осадочных отложениях наиболее важной является их связь с органическим веществом и другими осадителями, а также с количеством нерастворимого остатка (для редкоземельных, циркония, тория и др.), проявленная в общем с одинаковой устойчивостью в кластогенных, карбонатных и других породах.

Общей особенностью геохимии сингенетических процессов является относительно невысокая степень концентрации большинства рудных элементов ($\leq 50-100$ единиц), но значительные масштабы их перемещения. В частности, с осадконакоплением в докембрии связано возникновение эпох сингенетического накопления, обычно убогих по содержанию, но значительных по объему скоплений железа, титана, свинца, цинка, золота, меди, редких земель. С докембрийским магматизмом связаны рудные скопления таких металлов, как железо, титан, кобальт, медь, тантал, ниобий, цирконий и редкие земли. При этом эпохи сингенетического накопления рудных элементов в геологическом разрезе земной коры проявились неоднократно, начиная с архея и кончая современным периодом. Наиболее показательными в этом отношении являются рудные формации железа, формирующиеся в условиях всех геотектонических режимов развития щитов.

Эпигенетические эндогенные и экзогенные процессы по их относительной роли в рассеянии и концентрации элементов могут быть условно подразделены на две группы: подготовительные и рудоформирующие. К подготовительным эпигенетическим процессам следует отнести такие эндогенные процессы, как региональный, дислокационный и контактовый метаморфизм, ультраметаморфизм, а экзогенные процессы здесь представлены экзодиагенезом, корообразованием, эпигенетической битуминизацией и др. Эти процессы приводят к изменению форм нахождения элементов с созданием миграционноспособных соединений, их частичному перераспределению с различной, но, как правило, относительно невысокой степенью концентрации элементов (менее 100 единиц). Подготовительные и сингенетические процессы играют решающую роль в создании благоприятной геохимической среды для развития эпигенетических рудоформирующих процессов — гидротермального метаморфизма и инфильтрационной деятельности, с которыми связана наибольшая степень концентрации элементов (более 100—500 единиц).

В связи с особенностями развития различных типов геологических структур можно выделить один или несколько ведущих процессов, оказывающих решающее влияние на формирование регионального геохимического фона геологических формаций.

В областях докембрийской складчатости ведущими в про- и протогеосинклинальный период развития являются осадконакопление и региональный метаморфизм и ультраметаморфизм [421], в протоорогенный период — осадконакопление и магматизм, а в платформенный — осадконакопление и процессы тектоно-магматической активизации.

Геохимическое районирование и выделение на картах прямых и косвенных поисковых признаков рудоносности требует всестороннего анализа геологической, петрографической и минералого-геохимической информации для выяснения закономерностей распределения и миграции элементов, прямо или косвенно связанных с формированием рудных скоплений металлов. Трудности такого рода анализа заключаются в том, что содержание химических элементов в геологических формациях обусловлено целым рядом факторов, главными из которых являются:

- а) первично-рассеянное распределение элементов, обусловленное процессами осадконакопления, ультраметаморфизма и магматизма;
- б) перераспределение элементов в результате проявления процессов регионального, дислокационного и контактового метаморфизма,

ультраметаморфизма и процессов тектоно-магматической активизации;

в) миграция и концентрация элементов в ходе проявления гидротермального метасоматоза, а также в результате процессов выветривания и воздействия подземных вод (в условиях зоны гипергенеза).

С каждой из этих групп процессов может быть связано формирование рудных скоплений и геохимических зон, районов и провинций. Выяснение влияния каждого из перечисленных геологических процессов на формирование геохимического фона и классификация различных по масштабам проявления геохимических аномалий по условиям их возникновения являются первостепенными задачами анализа геохимического материала.

В зависимости от масштаба исследований, особенностей геологического строения регионов и типов рудных концентраций, проявленных в их пределах, анализ закономерностей распределения и миграции элементов и выявление на основе этого поисковых геохимических признаков оруденения могут быть различными.

На мелкомасштабных геохимических картах основное внимание должно быть уделено выделению геохимических провинций и зон и выяснению их потенциальной рудоносности. Большинство исследователей вслед за А. Е. Ферсманом [469] понимают под геохимическими провинциями однородные области, характеризующиеся определенными ассоциациями химических элементов. Рассматривая чисто статическую картину распределения химических элементов в различных геоструктурных зонах земной коры, в принципе можно выделить бесконечное множество таких провинций. Вероятно, именно поэтому в последнее время появилось стремление расширить определение геохимической провинции, данное А. Е. Ферсманом. В частности, А. А. Беус предложил понимать под геохимическими провинциями структурные элементы земной коры с общими чертами геохимической эволюции, отраженными в специфическом химическом составе горных пород и руд. Такое определение слишком обобщенно, так как для однотипных складчатых областей всегда имеются общие черты их геохимической эволюции в ходе направленного и необратимого развития земной коры.

Учитывая решающее значение степени геохимической дифференцированности вещества земной коры в формировании рудных месторождений, нами геохимическая провинция рассматривается как крупный геоструктурный элемент земной коры, вещество которого обладает определенной степенью геохимической дифференцированности и (или) отличается специфическим составом ассоциаций химических элементов, запечатленных в содержании и соотношении петрогенных и малых элементов.

С учетом величины геохимического фона химических элементов, степени неоднородности их распределения и направленности миграции выделяются три группы геохимических провинций (слабо дифференцированные, дифференцированные и высокодифференцированные), которые в свою очередь могут быть подразделены на несколько типов в зависимости от геохимической характеристики геологических процессов, ответственных за миграцию химических элементов.

К слабо дифференцированным геохимическим провинциям могут быть отнесены области развития геологических формаций с однообразным, близким к кларку или пониженным, содержанием элементов. На щитах такими провинциями являются, например, для большинства литофильных элементов (Pb, Mo, Ag, TR, Th, Bi, As, Tl, Hg и др.) области развития офиолитовых андезит-диабазовых формаций, образующихся в результате проявления регионального метаморфизма в условиях гранулитовой фации и характеризующихся геохимически низкими фоновыми содержаниями этих элементов (юго-запад Украинского щита, Запад

Кольского полуострова, восточная часть Алданского щита, большая часть Анабарского массива и др.).

Дифференцированные геохимические провинции представлены группой или группами геологических формаций, характеризующихся накоплением химических элементов в результате проявления, как правило, какого-либо одного из ведущих процессов:

а) экзогенных, приводящих к образованию глинистых и мергелистых формаций платформ и краевых прогибов с организмами-концентраторами и фосфоритами, а также уран-ториеносных конгломерат-песчаниковых, джеспилитовых формаций, формации медистых песчаников и др.;

б) эндогенных, приводящих к образованию гранитоидных формаций часто калиевого ряда и гипербазитов, характеризующихся повышенными содержаниями и накоплением TR, Th, Zr, Ta, Nb (гранитоиды) и Cu, Ni, Co, Fe, V, Ti (гипербазиты).

К высокодифференцированным геохимическим провинциям относятся провинции, в которых распределены породы с наиболее высоким и неоднородным распределением элементов в результате наложения различного рода сингенетических и эпигенетических подготовительных и рудоформирующих процессов.

Наиболее широко и интенсивно процессы обогащения пород литофильными элементами и рудогенез на щитах проявились в связи с тектоно-магматической активизацией, а также в районах, где фиксируется многократно накладывающееся друг на друга проявление эпох гранитизации и гранитообразования. К концентрации сидеро-и халькофильных элементов ведут в целом эпигенетические процессы, проявившиеся в областях первично сингенетического (экзогенного и эндогенного) обогащения пород этими элементами. Важным в металлогенетическом отношении типом высокодифференцированных геохимических провинций являются области, где процессы эндогенной дифференциации наложались на участки экзогенного накопления элементов.

В табл. 5 на примере радиоактивных элементов показаны главные типы геохимических провинций и зон складчатых областей (в том числе и докембрийских) и платформ.

Следующим этапом в интерпретации результатов геохимического картирования является выделение внутри дифференцированных провинций аномальных геохимических зон, возникающих в результате развития наложенных (эпигенетических) процессов. Наложенные процессы, наряду с образованием месторождений и формированием связанных с ними так называемых первичных ореолов в околорудно-измененных зонах, приводят к возникновению широких аномальных геохимических полей с чередующимися повышенными или пониженными содержаниями элементов в горных породах, которые по размерам в десятки и сотни раз превышают параметры первичных ореолов. Такие аномальные геохимические поля с резко неоднородным распределением рудных элементов могут быть классифицированы как зоны нарушения первично-конституционального распределения металлов. Главнейшие минералогическо-геохимические признаки подобного рода зон следующие.

1. Наличие повышенных и аномальных содержаний элементов в горных породах.

2. Резкое увеличение для большинства элементов степени неоднородности их распределения, отраженное в увеличении коэффициентов вариации содержаний до 50—80% и более и иногда в изменении закона распределения.

3. Присутствие в породах ореолов повышенных содержаний элементов-спутников промышленной минерализации. Ассоциации этих элементов могут изменяться в зависимости от характера эпигенетических преобразований пород и типа оруденения.

Таблица 5

Главнейшие типы радиогеохимических провинций и зон складчатых и платформенных областей земной коры
(По А. А. Смыслову, В. К. Титову, Г. М. Шору, 1972 г.)

Типы провинций и зон	Радиогеохимическая характеристика геологических формаций		Геологические процессы, обуславливающие геохимическую дифференциацию вещества земной коры	
	Содержание урана C_U и тория C_{Th} в формациях	Th/U		
Слабо дифференцированные	Ниже кларка K $C_U < K_U$ $C_{Th} < K_{Th}$	2—4 и 4—6	—	
	Близкое к кларку $C_U \approx K_U$ $C_{Th} \approx K_{Th}$	2—4	—	
Дифференцированные	Урановые (экзогенные)	В осадочных $C_U \approx 2K_U$	1—2	Осадконакопление
	Ураноториевые (экзогенные)	В песчано-конгломератных $C_{Th} \approx 2K_{Th}$ $C_U \approx 2K_U$	3—4	
	Урановые (эндогенные)	В магматических и ультраметаморфических $C_U \approx 2K_U$	2—4	Магматизм и ультраметаморфизм
	Ураноториевые (эндогенные)	В магматических и ультраметаморфических $C_U \approx 2K_U$ $C_{Th} \approx 2K_{Th}$	4—6	То же
	Урановые и ураноториевые	В осадочных, магматических и метаморфических $C_U \approx (2 \div 4) K_U$ $C_{Th} \approx (2 \div 4) K_{Th}$	2—4	Осадконакопление, метаморфизм, эпигенетические преобразования в зоне катагенеза
	Урановые (эпигенетические)	В терригенных $C_U \approx (2 \div 4) K_U$	1—2	Эпигенетические преобразования осадочных пород в зонах пластового окисления
Интенсивно дифференцированные	Урановые и ториевые (эндогенные)	В магматических и метаморфических $C_U \approx (3 \div 4) K_U$ $C_{Th} \approx (3 \div 4) K_{Th}$	4—6	Магматизм, ультраметаморфизм, гидротермальный метасоматоз
	Ураноториевые (экзогенно-эндогенные)	В осадочных, магматических и метаморфических $C_U \approx (3 \div 4) K_U$ $C_{Th} \approx (3 \div 4) K_{Th}$	1—2 и $\geq 4-6$	Осадконакопление, магматизм, метаморфизм
	Урановые (экзогенные)	В осадочных и метаморфических $C_U \approx 10K_U$	$\leq 1-2$	Осадконакопление, метаморфизм, эпигенетические преобразования в зоне катагенеза

4. Широкое развитие гидротермально-метасоматических или иных измененных пород различных фаций глубинности и режима кислотности — щелочности рудоносных растворов, приводящее к нарушению нормального содержания и соотношения петрогенных элементов (кремний, алюминий, железо, натрий, калий и др.).

Образование зон с нарушенным первичным распределением элементов является результатом последовательного проявления дорудных эпигенетических преобразований пород и процессов рудогенеза, с которыми наряду с формированием локальных скоплений полезных ископаемых связано более значительное по масштабам перемещение (рассеяние и концентрация) рудогенных элементов в горных породах. В металлогеническом отношении такие зоны определяют положение конкретных структурно-металлогенических зон. Точнее, металлогенические зоны являются частным случаем проявления аномальных геохимических зон, т. е. соответствуют тем из них, в которых при особо благоприятной геологоструктурной обстановке происходило формирование промышленно интересных скоплений рудогенных элементов.

В качестве примера обзорных геохимических работ приводится предварительная схема геохимического районирования восточной части Балтийского щита на ряд элементов (рис. 23), составленная на геологоформационной основе. Для осадочных и вулканогенно-осадочных формаций показана степень их метаморфизма: зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, амфиболитовой фации и гранулитовой фации. Геохимическая нагрузка отражает: 1) геохимически специализированные на сидеро-халькофильные и литофильные элементы горные породы, графитовые сланцы, конгломераты, карбонаты, апограниты и др.; 2) участки локальных концентраций рудных элементов, которые представляют собой месторождения и рудопроявления; 3) зоны региональных разломов, в пределах которых фиксируется перераспределение рудных элементов в результате развития наложенных процессов; 4) области, в различной степени дифференцированные на те или иные группы элементов.

Для литофильных и сидерофильных элементов различной штриховкой показаны слабо дифференцированные, дифференцированные и высокодифференцированные провинции и районы (штриховка и клетка).

Проведенный анализ региональных закономерностей распределения указанного ряда химических элементов является сугубо предварительным. Однако и на его основе можно оценить в первом приближении районы, перспективные для концентрации того или иного элемента, тяготеющие в общем к высокодифференцированным геохимическим провинциям, и наметить главнейшие эпохи их накопления.

На схеме отчетливо выделяются две группы дифференцированных геохимических провинций и зон. Для сидерофильных элементов: 1) ранне-среднепротерозойского возраста согласные с простираем метаморфических толщ (Печенгско-Варзугская, Ветреного Пояса, Онежско-Сегозерская); 2) более молодого — средне-позднепротерозойского возраста секущие зоны, приуроченные к глубинным разломам северо-северо-восточного направления (Бураковская и др.). Для литофильных элементов: 1) дифференцированные зоны раннепротерозойского возраста, согласные с простираем метаморфических толщ (Восточно-карельская и др.); 2) высокодифференцированные геохимические зоны — районы, имеющие секущее направление (северо-восточное для Кольского полуострова). Этот тип зон, по-видимому, связан с системами долгоживущих глубинных разломов (Северо-Приладожская, Центральнокольская или Хибино-Ловозерская, Арапорьяс-Лица и Восточно-Кольская зоны). Для Центральнокольской зоны характерно сочетание оруденения различного возраста, относящегося к различным

рудным формациям. К ним относятся позднепротерозойские редкометалльные граниты и пегматиты, редкометальное оруденение, связанное с процессами щелочного (натриевого) метасоматоза в зонах разломов среднепротерозойского возраста, редкометальное, апатитовое и нефелиновое оруденение, связанное с палеозойской эпохой тектоно-магма-

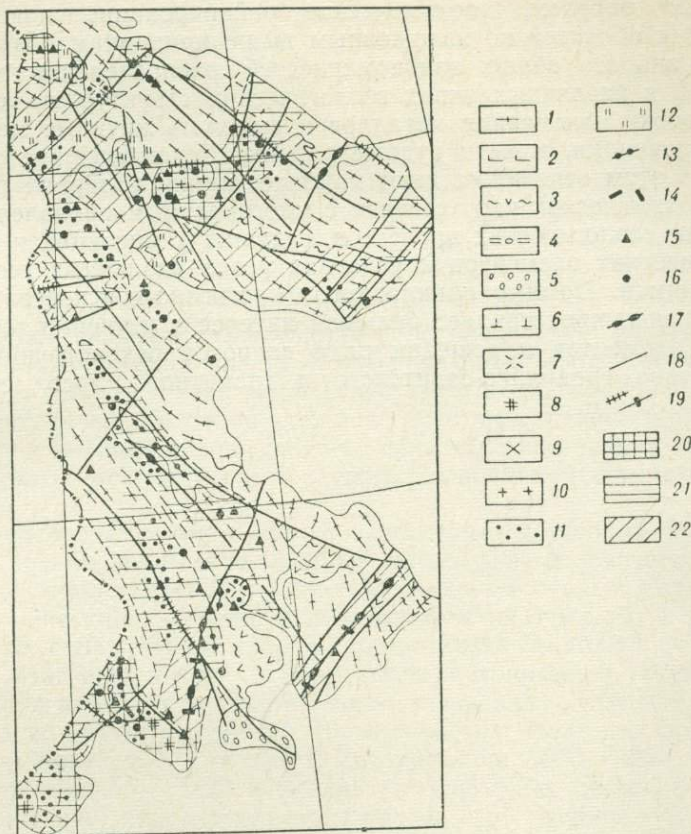


Рис. 23. Схема геохимического районирования восточной части Балтийского щита.

1 — первично-осадочные и вулканогенно-осадочные формации и ультраметаморфические гранитоиды (амфиболитовая фация); 2 — ряд джеспилитовых, кератофир-спилитовых и других осадочно-вулканогенных формаций и ультраметаморфических образований (гранулитовая фация); 3 — ряд аргиллит-песчаниковых и порфировых формаций (зеленосланцевая фация); 4 — ряд карбонатно-терригенных формаций (зеленосланцевая фация); 5 — конгломераты, песчаники; 6 — аноксидиты; 7 — чарнокиты, плагнограниты; 8 — граниты рапакиви; 9 — щелочные граниты; 10 — агапитовые нефелиновые сиениты; 11 — магматические и ультраметаморфические породы с повышенным содержанием литофильных элементов (TR, Ta, Nb и др.); 12 — магматические и осадочно-вулканогенные породы с повышенным содержанием сидерофильных элементов (Fe, Ni, Co и др.); 13 — золотоносные конгломераты; 14 — графитоносные сланцы. Локальные концентрации: 15 — сидерофильных элементов, 16 — литофильных элементов. Разрывные нарушения: 17 — зоны разломов, контролирующее размещение интрузий основного и ультраосновного состава; 18 — прочие зоны глубинных разломов; 19 — зоны разломов, в пределах которых проявляется перераспределение рудных элементов (а — литофильных, б — сидерофильных). Геохимические провинции и зоны: 20 — интенсивно дифференцированные, 21 — дифференцированные на литофильные элементы, 22 — дифференцированные на сидерофильные элементы.

тической активизации и, возможно, мезозойское полиметаллическое оруденение в минерализованных зонах дробления.

Некоторые из выделенных по геохимическим признакам зон и районов являются новыми (Восточно-Кольская зона), а большинство хорошо известно и соответствует конкретным рудным районам, значительно уточняя в отдельных случаях их конфигурацию (Центрально-кольская зона и др.).

Дифференцированные геохимические зоны и районы в целом более благоприятны для формирования рудных концентраций металлов в связи с тем, что они соответствуют участкам земной коры, претерпев-

шим наиболее интенсивное и многократное проявление различного рода геологических процессов, ведущих к концентрации металлов. Внутри таких зон наибольший интерес представляют участки максимального развития геохимически специализированных комплексов и зоны эпигенетического (гидротермально-метасоматического и др.) преобразования пород.

Таким образом, геохимическое районирование докембрийских складчатых областей по изложенным выше принципам позволяет дать анализ наиболее общих закономерностей распределения химических элементов в различных типах геологических структур, наметить главные эпохи накопления металлов и выделить крупные металлогенические провинции, зоны и рудные районы. Докембрийские складчатые области в этом отношении дают наиболее яркий материал для составления геохимических карт в связи с многократным проявлением широкой гаммы геологических процессов, ведущих к миграции и концентрации химических элементов в условиях резко различных геотектонических режимов. Помимо прикладного (прогнозно-поискового) значения этот материал представляет большой интерес в изучении геохимии отдельных элементов и решении ряда вопросов реконструкции первичного состава гранулито-базитового и гранитного слоев земной коры в целом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление главнейших особенностей геологического строения и металлогении щитов и массивов Советского Союза, произведенное на основе стратиграфической, геологоформационной корреляции и тектонического районирования с учетом ведущих черт глубинного строения и установления закономерностей локализации месторождений полезных ископаемых, послужило основанием для следующих заключений.

1. Определение понятия «щит» необходимо дополнить характеристикой его ограничений, позволяющей произвести более четкое разделение щитов и массивов. Щиты обладают двумя типами ограничений: морфотектоническими (с осадочным покровом платформы) и геоструктурными (со складчатыми сооружениями более молодых складчатых областей). Массивы имеют только морфотектонические ограничения.

2. Стратиграфическая корреляция показала единовременность главнейших возрастных рубежей (геологических эпох) для всех щитов и массивов: архейской с возрастным рубежом 2800—2600 млн. лет; раннепротерозойской — 1900 млн. лет (в некоторых регионах возможно подразделение нижнего протерозоя на две группы — нижнюю и верхнюю; в последнем случае наблюдается сдвиг радиологических значений в сторону их понижения); среднепротерозойской — более 1600 млн. лет и позднепротерозойской более 600 млн. лет.

3. Каждой эпохе отвечает соответственно определенный тип геотектонического режима, для которых в работе приняты следующие наименования: прогеосинклиальный, протогеосинклиальный, проторогеновый, платформенный. Тип геотектонического режима определяется по характеру соответствующих им структурно-формационных комплексов и тем самым по ассоциациям геологических формаций.

4. Корреляция структурно-формационных комплексов показала, что геологическое развитие докембрия щитов и массивов Русской и Сибирской платформ различается только в отдельные геологические эпохи или в отдельные временные интервалы в их пределах. Так, восточная часть Балтийского щита, вероятно, ранее других испытала стадию первичной консолидации в архее. Геологические формации архея представлены на этом щите преимущественно осадочными граувакковыми формациями, на Украинском и Алданском щитах преобладают осадочно-вулканогенные формации, как правило, основного состава.

Наиболее длительное развитие и более позднее завершение протогеосинклиального режима испытали в раннем протерозое Украинский щит и Воронежский массив. В этих регионах джеспилитовые формации, характерные для протогеосинклиального режима, представле-

ны как осадочно-вулканогенными, так и более поздними осадочными типами (криворожская и курская серии), отсутствующими на других щитах. Геологические формации среднего протерозоя отражают коренную перестройку в формировании земной коры, переходную к дифференцированному ее развитию в фанерозое — в геосинклиналях и на платформах.

При общем сходстве структурно-формационных комплексов существуют частные различия, выраженные, например, в присутствии меденосной алевролит-песчаниковой формации на Алданском щите и конгломерат-кварцит-диабазовой формации в восточной части Балтийского щита и некоторых других.

5. Структурно-формационные комплексы платформенного периода развития щитов сходны по типу геотектонического режима для Алданского и восточной части Балтийского щитов; различаются в основном по характеру литологических фаций, преимущественно карбонатных для первого щита и терригенных для второго. Рифейды Украинского щита отличаются сочетанием терригенных осадков и основных лав базальтовой формации при широком развитии туфогенных образований.

Структурно-формационные комплексы тектоно-магматической активизации различны на сопоставляемых щитах при их общем типовом сходстве. Этот геотектонический режим весьма типично проявлен в мезозое на Алданском щите и в позднем протерозое — палеозое в восточной части Балтийского щита. В том и другом регионе развиты различные дифференциаты щелочных, а на Алдане и гранитоидных магм, и континентальных, иногда угленосных осадков. На Украине процессы тектоно-магматической активизации фиксируются в позднем протерозое — палеозое и в мезозое в форме континентальных впадин, гранитоидов, реликтов вулканических структур и континентальных угленосных осадков.

6. Процессы регионального метаморфизма в общей схеме закономерно сменяются в различных структурно-формационных комплексах. Метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций (регрессивной и редко прогрессивной) характерен для пород протогеосинклинального структурно-формационного комплекса архея. Породам протогеосинклинального структурно-формационного комплекса (ранний протерозой) свойствен метаморфизм амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фаций; в локальных структурах фиксируется повторное проявление метаморфизма гранулитовой фации (гранулиты Кольского полуострова и Центральной Украины). Для пород протоорогенных структурно-формационных комплексов характерен метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В позднем протерозое только в единичных случаях имеет место наложение процессов зеленосланцевой фации. Такой характер и единообразие фаций регионального метаморфизма на всех щитах установлены при сопоставлении ассоциаций метаморфических пород различных структурно-формационных комплексов.

7. Процессы ультраметаморфизма проявлены на всех щитах с различной степенью интенсивности, но конкретное их выражение в ассоциациях геологических формаций во все эпохи одинаково. Максимальная интенсивность этих процессов характерна для Украинского щита (около 70% площади занимают ультраметаморфические образования). На других щитах ультраметаморфизм проявлен неравномерно как во времени, так и в пространстве. Для восточной части Балтийского щита характерна их большая интенсивность в архее, главным образом в антиклинорных структурах. На Алдане архейский ультраметаморфизм проявлен только в пределах мегаантиклинория и куполовидных структур, а в раннем протерозое носит резкие черты отличия в связи с боль-

шей глубиной областей его зарождения (связь с формацией габбро-анортозитов).

8. Время и геотектонический режим предопределили положение различных структурно-формационных комплексов в земной коре. Архейские и раннепротерозойские комплексы представляют собой гранулито-базитовый и гнейсо-гранитный слои земной коры. Суммарные мощности их соответствуют толщине этих слоев, наблюдаемой по геофизическим данным.

Средне-позднепротерозойские и фанерозойские структурно-формационные комплексы составляют прерывистую верхнюю оболочку Земли, обладающую переменной мощностью не более 10—12 км для среднего протерозоя и 10 км для верхнепротерозойских платформенных отложений в прогибах на склонах щитов.

Неравномерность проявления черт сходства и различия геологического строения щитов, вероятно, обусловлена тем, что на щитах доступны наблюдению геологические образования фрагментов раннедокембрийских складчатых сооружений планетарного значения. Естественно, что в их пределах выражены отдельные частные отличия, не позволяющие пока установить общий план размещения этих структур в земной коре.

9. Причины частичной асинхронности и, вероятно, различной длительности накопления структурно-формационных комплексов обусловлены приуроченностью их к областям разной мобильности, заложенным в земной коре в архее, но получившим полное развитие в раннем и среднем протерозое. В прямой зависимости от этого фактора находятся процессы осадконакопления. Относительное различие интенсивности и формы проявления магматических процессов, относящихся к базальтовому слою или связанных с мантией, имеют общую, но более ярко выраженную глубинную природу, связанную с энергетическим состоянием базальтового слоя и мантии. Эту же причину имеют в основе процессы ультраметаморфизма, зависящие от размещения тепловых потоков.

Магматические и ультраметаморфические процессы развиваются по обычной схеме дифференциации — от основных пород к кислым в каждую геологическую эпоху. Степень дифференцированности этих процессов возрастает от прогеосинклинального к протоорогенному режимам и в общем характеризуется постепенным накоплением щелочей как в собственно щелочных интрузивных комплексах, так и в основных магматических породах и щелочных метасоматитах. Резкое увеличение роли щелочных пород происходит в эпохи тектоно-магматической активизации. Это явление отражает усиливающуюся дифференциацию вещества земной коры и, вероятно, имеет важное металлогеническое значение.

10. Характеристика геофизических полей (магнитного и гравитационного) совместно с данными глубинного сейсмического зондирования позволяет уточнить тектоническое районирование щитов и выделить в их пределах блоки разных порядков, различающиеся по мощности земной коры и вещественному составу. По линейным элементам геофизических полей выделены зоны глубинных разломов, разграничивающие крупные блоки и в отдельных случаях прослеживаемые за пределами щитов (Криворожско-Кременчугская, Орехово-Павлоградская зоны и др.). Особый интерес для размещения месторождений полезных ископаемых представляют зоны разуплотнения, проявляющиеся в виде узких линейных аномалий силы тяжести. С этими зонами по геологическим данным связаны интенсивные процессы метасоматоза.

Анализ физических свойств горных пород позволяет наметить некоторые закономерности в их изменении при процессах регионального метаморфизма (особенно для наиболее изученного Украинского щита)

и создать надежную основу для интерпретации геофизических полей применительно к задачам геологического картирования.

11. Общая металлогеническая характеристика щитов и массивов Русской и Сибирской платформ определяется следующей ассоциацией ведущих металлов: железо, никель, медь, титан, золото, алюминий. Подчиненное значение имеют свинец, цинк, олово, тантал, ниобий, вольфрам. Характерно присутствие неметаллических полезных ископаемых — флогопита, мусковита, нефелина, апатита и каменного угля. Обращают на себя внимание ограниченная ассоциация ведущих полезных ископаемых и неравномерное распределение их в наблюдаемых фрагментах докембрийской коры. Так, железо, сконцентрированное главным образом в месторождениях магнетитовых кварцитов, магнетитовых скарноидов и осадочных гематитовых руд, является самым распространенным полезным элементом и представлено крупными месторождениями на всех щитах. Наибольшие запасы его сосредоточены в месторождениях Украины и Воронежского массива, связанных с джеспилитовой осадочной формацией. Никель, типичный для областей с протерогенным путем развития и связанный с габбро-перидотит-пироксенитовыми формациями, присутствует в крупных концентрациях в восточной части Балтийского щита, а также на Воронежском массиве и Алданском щите.

Медь проявлена на Алданском щите в связи с меденосной алеврит-песчаниковой формацией, а также в эндогенных месторождениях восточной части Балтийского щита в связи с базит-гипербазитовыми формациями. Балтийский щит отличается от других особенно интенсивным проявлением базальтового магматизма в раннем и среднем протерозое. Медное и никелевое оруденение имеют единый возраст и характеризуют металлогению протерогенных областей. Месторождения золота известны на Алданском щите в районах проявления процессов тектоно-магматической активизации в связи с щелочным магматизмом.

12. Распределение ведущих полезных ископаемых во времени и в определенных формационных типах определяет наиболее благоприятные металлогенические эпохи — раннепротерозойскую, среднепротерозойскую, мезозойско-кайнозойскую и соответственно наиболее благоприятные типы геологических обстановок. В раннепротерозойских протогеоинклинальных областях для накопления железа благоприятны поздние геосинклинальные прогибы, особенно в их наиболее мобильных частях, где фиксируется смена морского и континентального режима осадконакопления. В среднепротерозойских протогенных областях для накопления меди благоприятны прогибы, локализующиеся в наиболее мобильных областях, фиксируемых по максимальным мощностям геологических формаций, смене континентального и морского режима и разнообразию литофаций от мелководно-морских до дельтовых и лагунных.

Для накопления эндогенных руд меди и никеля особенно благоприятны блоки с минимальной мощностью гранитного слоя и проявлениями мантийного магматизма в связи с глубинными разломами. В областях тектоно-магматической активизации благоприятны блоки с повышенной мобильностью и с проявлением полнодифференцированного магматизма, формирующиеся на сильно гранитизированном раннедокембрийском фундаменте. Для всех типов эндогенного оруденения благоприятна связь с длительно развивающимися разрывными нарушениями.

13. Проявление рудообразующих процессов при различных геотектонических режимах привело к разнообразию рудных формаций и генетических типов месторождений металлических и неметаллических полезных ископаемых, возникших в условиях раннедокембрийских

про-и протогеосинклиналей, протоорогенных областей, платформы и тектоно-магматической активизации. В соответствии с определяющими особенностями каждой эпохи на щитах и массивах Русской и Сибирской платформы выделено 25 рудных формаций, месторождения которых принадлежат к следующим генетическим типам: а) метаморфогенные и ультраметаморфогенные (метаморфические, ультраметаморфические, осадочно-метаморфические и осадочно-метаморфизованные), характерные для раннедокембрийских складчатых областей; б) магматогенные (гидротермальные, пневматолито-гидротермальные, пегматитовые, контактово-метасоматические, магматические), формирующиеся в связи с эволюцией магматических процессов от раннего докембрия до фанерозойских областей тектоно-магматической активизации; в) осадочные (осадочный, осадочный автохтонный, осадочный россыпной).

Разнообразие генетических типов полезных ископаемых свидетельствует о многосторонности проявления рудообразующих процессов, связанных с метаморфизмом, ультраметаморфизмом, магматизмом, осадконакоплением и тектоникой. Относительная роль перечисленных факторов, естественно, различна. Ведущую роль в накоплении крупных концентраций полезных ископаемых играют: а) процессы ультраметаморфизма (железо, флогопит); б) процессы осадконакопления в протогеосинклиналях и приразломных прогибах в сочетании с метаморфизмом амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (железо, медь) и областей активизации (каменный уголь, россыпи золота); в) магматизм протоорогенных областей, платформы и областей активизации (золото, медь, серебро, свинец, флюорит, флогопит, апатит, редкие металлы).

14. Пространственное размещение эндогенных месторождений полезных ископаемых определяется рудоконтролирующими разрывными дислокациями, неоднократно проявляющимися в геологическом развитии щитов и массивов. План расположения разрывных дислокаций определяет размещение рудных районов и ассоциации месторождений различных полезных ископаемых. Наряду со структурным контролем определенное значение имеет литологический контроль, определяемый ролью карбонатных и кварцитовых толщ в локализации скарноидных и скарновых месторождений железа, флогопита, золота, хрусталеносных жил и пр. Размещение экзогенных месторождений определяется палеогеографическими обстановками и литологическими фациями: кремнисто-железистыми, меденосными алевролит-песчаниковыми, золотоносными песчанико-конгломератовыми, бокситоносными алевролит-аргиллитовыми и др.

15. Современные данные по геологии и металлогении щитов и массивов Русской и Сибирской платформ дают основание рассматривать их перспективы в отношении расширения сырьевой базы.

Неизученными в отношении металлоносности за исключением железа остаются образования коры выветривания, признаки проявлений которой отмечены для различных металлогенических эпох.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абсолютный возраст кировоградских и трахитоидных гранитов украинского докембрия по данным свинцово-изотопного и аргонового методов. — В кн.: Труды 7 сессии комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1960, с. 91—111. Авт.: Л. В. Комлев, С. И. Данилевич, К. С. Иванов и др.
2. Аладышкин А. С. Характерные эндогенные рудные формации юго-западного обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Вопросы петрологии и металлогении зап. обрамления Сиб. платформы. Л., 1969, с. 3—18.
3. Андреев Б. А. Гравитационные аномалии и мощность земной коры континентальных областей. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 119, № 2, с. 255—256.
4. Андреев Б. А. О перспективах развития структурной геофизики. — «Сов. геология», 1959, № 6, с. 3—12.
5. Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. (Учеб. пособие). Л., «Недра», 1965. 495 с.
6. Атаманов А. В., Афанасьев А. П. Строение и типы руд Ковдорского вермикулитового месторождения. — В кн.: Геология, свойства и применение вермикулита. Л., 1967, с. 5—17.
7. Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоиды Кольского полуострова. — В кн.: Петрография докембрия Рус. платформы. Киев, 1970, с. 94—100.
8. Батиева И. Д., Бельков И. В. Формации гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита. — МГК, 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2. М., 1968, с. 89—91.
9. Башарин А. К., Иващенко Р. У., Коршунов В. И. Стратиграфия нижнекембрийских отложений междуречья Юдома-Белая (Восточная Якутия). — «Геология и геофизика», 1968, № 6, с. 64—73.
10. Безбородько Н. И. Гранатовые мигматиты Подолии и гибридизированные граниты юга Волыни. — «Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей», 1928, № 6. 41 с.
11. Безбородько Н. И. Граниты Волыни и их пегматиты. Киев, Изд-во Книгоспилки, 1929. 60 с.
12. Безбородько Н. И. Петрогенезис и петрогенетическая карта кристаллической полосы Украины. Киев, АН УССР, 1935. 389 с.
13. Белевцев Я. Н. Стратиграфические подразделения и стратиграфическая номенклатура докембрия Кривого Рога. — «Геол. журн. АН УССР», 1955, т. 15, вып. 4, с. 39—50.
14. Белевцев Я. Н. Металлогения докембрийской геосинклинали Украинского щита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 1, с. 8—20.
15. Белевцев Я. Н. Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев. «Наукова думка», 1969. 312 с.
16. Белевцев Я. Н. Региональная метаморфическая зональность центральной части Украинского щита. — «Геол. журн. АН УССР», 1972, т. 32, вып. 3, с. 9—17.
17. Белевцев Я. Н., Прусс А. К. Основные этапы геологического развития Украинского щита. — «Геол. журн. АН УССР», 1962, т. 22, с. 3—18. На укр. яз.
18. Белевцев Я. Н., Прусс А. К. Новые представления о формировании докембрия Украинского щита. — «Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР», 1964, вып. 19, с. 81—91.
19. Белевцев Я. Н., Фоменко В. Ю. Состояние проблемы образования железистых пород докембрия и дальнейшее направление их изучения. — В кн.: Проблемы образования желез. пород докембрия, Киев, 1969, с. 3—11.
20. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Геология и пегматитоносность. М. — Л., 1962. 306 с. Авт.: К. А. Шуркин, Е. В. Горлов, М. Е. Салье и др.

21. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962, 608 с.
22. Белоусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма. — «Сов. геология», 1966, № 4, с. 8—25.
23. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с.
24. Беляев К. Д. Новые данные по структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. — В кн.: Регион. петрогр. совещ. по магматизму Балт. щита (тезисы докладов). Апатиты, 1968, с. 49—53.
25. Бергер В. И. Некоторые данные о структуре и морфологии трубообразных хрусталеносных тел. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1960, № 37, с. 51—62.
26. Бернадская Л. Г., Усенко И. С. Дайково-эффузивные формации Украины. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, 1965, с. 165—174.
27. Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1941. 161 с.
28. Билибин Ю. А. Некоторые интересные черты металлогении Алдана. — «Докл. АН СССР», 1946, т. 51, № 6, с. 457—460.
29. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
30. Билибин Ю. А. Опыт анализа эндогенной металлогении подвижных поясов на территории СССР. — В кн.: Избр. труды АН СССР. Т. 2. М., 1959, с. 434—460.
31. Билибина Т. В. О петрологии Приладожских рапакиви. — «Бюл. ВСЕГЕИ», 1960, № 2, с. 124—137.
32. Билибина Т. В. К геологии и металлогении Алданского щита. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндоген. м-ний. М., 1966, с. 233—256.
33. Билибина Т. В. Основные черты металлогении щитов и областей их активизации. — В кн.: Проблемы регион. металлогении. Л., 1973, с. 41—61.
34. Билибина Т. В., Богданов Ю. В. О генезисе Питкярантского месторождения. — «Бюл. ВСЕГЕИ», 1960, № 2, с. 80—89.
35. Билибина Т. В., Дашкова А. Д. К характеристике некоторых докембрийских гранитов Северной Карелии (интрузивный комплекс Нуорунен). — Мат-лы ВСЕГЕИ», 1957, вып. 21. Петрогр. сб., № 2, с. 39—47.
36. Билибина Т. В., Терентьев В. М. Металлогенические эпохи Алданского щита. — В кн.: Годичная сессия учен. совета ВСЕГЕИ. Л., 1966, с. 148—154.
37. Билибина Т. В., Шапошников Г. Н. Краткая сравнительная характеристика металлогении Алданского и восточной части Балтийского щитов. — В кн.: Металлогения докембр. щитов и подвиж. зон. Киев, 1960, с. 200—218.
38. Богацкая И. В., Дранник А. С. Збраньковская осадочно-эффузивная формация. — В кн.: Петрография докембрия Рус. платформы. Киев, 1970, с. 242—245.
39. Богданов Б. Ю. Корреляция разрезов досреднепротерозойских образований восточной части Балтийского щита. — В кн.: Стратигр. расчленение докембрия сев.-вост. части Балт. щита. Л., 1971, с. 85—99.
40. Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов Центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите. — В кн.: Метасоматизм и др. вопросы физ.-хим. петрологии. М., 1968, с. 312—363.
41. Болотников А. Ф. О возрастных взаимоотношениях гранитоидов Улканского массива. — «Учен. зап. Ленингр. пед. ин-та», 1964, т. 267, с. 131—137.
42. Болотников А. Ф. Об эволюции позднемелового магматизма на юго-восточной окраине Алданского щита (Улканская горная цепь). — В кн.: Вопросы геогр. Приамурья. Хабаровск, 1965, с. 11—20.
43. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Г. Геология и метаморфизм пород архея Центральной части Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968. 168 с.
44. Бондарчук В. Г. Подразделение тектонических элементов Земной коры. — «Допов. АН УРСР», 1956, № 3, с. 276—279. На укр. яз.
45. Бондарчук В. Г. Основные вопросы тектоогении. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1961. 382 с.
46. Бордон И. П. Петрология кристаллического фундамента Микашевичско-Житковичского выступа (юг Белоруссии) в связи с редкометальностью. — Автореф. дис. Минск, 1971. 26 с.
47. Бордунов И. Н. Геология Кременчугского железорудного района. — «Труды Ин-та геол. наук УССР. Сер. геол.», 1964, вып. 14. 218 с.
48. Борисов А. А. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза. — «Сов. геология», 1962, № 1, с. 35—53.
49. Борисов С. Ф., Извеков Э. П. О конгломератах Коробковского месторождения Курской магнитной аномалии. — В кн.: Геология и полез. ископаемые Центр.-Чернозем. обл. Воронеж, 1964, с. 107—111.
50. Бородин Л. С. Генезис карбонатитовых месторождений и их геологическая связь с массивами ультраосновных пород. — В кн.: Генет. проблемы руд. М., 1960, с. 88—99.
51. Бредихин И. С. Стратиграфия мезозойских отложений Южно-Якутского каменноугольного бассейна. — В кн.: Тезисы докл. совещ. по разработке стратигр. схем. М., 1961, с. 133—134.

52. Бредихин И. С. Основные черты геологического строения Южно-Якутского каменноугольного бассейна. — «Труды Свердл. горн. ин-та», 1968, вып. 53, с. 21—39.
53. Брунс Е. П. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы. — «Сов. геология», 1957, № 59, с. 3—24.
54. Брунс Е. П., Якобсон К. Э. Сопоставление разрезов и общая схема расчленения доордовикских толщ Волыни и Подолии. — Труды ВСЕГЕИ, 1963, т. 91, с. 59—84.
55. Булах Е. Г. Интегральные соотношения для интерпретации гравитационных аномалий. Киев, «Наукова думка», 1965. 116 с.
56. Булин Н. К. Новые данные о строении земной коры Балтийского щита. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 3, с. 657—660.
57. Буряк В. А. О роли глубинных разломов в размещении докембрийского золотого оруденения юга Сибирской платформы. — «Изв. Томск. политехн. ин-та», 1968, т. 134, с. 39—44.
58. Бухарев В. П. О пугачевской свите протерозоя северо-запада Украинского щита. — «Геол. журн. АН УССР», 1969, т. 29, вып. 3, с. 104—108.
59. Бухарев В. П. Ультрабазиты Коростенского плутона. — «Геол. журн. АН УССР», 1969, т. 29, вып. 6, с. 126—132.
60. Варданянц Л. А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. — МГК. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М. — Л., 1960, с. 57—68.
61. Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакиви. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1953. 141 с.
62. Верхнепротерозойские (синийские) терригенные отложения в районе Инаглинского массива ультраосновных и щелочных пород на Алданском щите. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, с. 425—428. Авт.: Е. М. Андреева, Г. М. Константинова, А. М. Корчагин и др.
63. Ветлужских В. Г., Кудрявцев В. А., Соколов Н. А. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алдан. щита. М., 1966, с. 26—33.
64. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 198—210.
65. Виноградов А. Н. Формация гиабиссальных субплатформенных гранитов Кольского полуострова. — В кн.: Регион. петрогр. совещ. по магматизму Балт. щита. (Тезисы докл.). Апатиты, 1968, с. 105—107.
66. Виноградов Г. Г., Додатко А. Д. О латеритном характере и времени формирования коры выветривания на Побужье. — В кн.: Коры выветривания на территории УССР. Ч. 1. Киев, 1971, с. 230—239.
67. Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронология докембрия. — «Геохимия», 1961, № 9, с. 723—731.
68. Виноградов А. П., Тугаринов А. И. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-урано-ториевого метода измерения абсолютного возраста. — «Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР», 1964, вып. 19, с. 185—204.
69. Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронологическая шкала докембрия. В кн.: Труды 15 сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1970, с. 25—37.
70. Волобуев М. И. К вопросу о геологическом строении юга Ангаро-Канской части Енисейского кряжа. — В кн.: Сб. мат-лов по геол. Краснояр. края. М., 1960, с. 12—16.
71. Воловник Б. Я. Петрология и минералогия трапповой формации Волюно-Подолии. — Автореф. дисс. Львов, 1971. 16 с.
72. Волотовская Н. А. Магматический комплекс ультраосновных, щелочных и карбонатных пород массива Вуори-Ярви. — «Зап. Всесоюз. минерл. о-ва», 1958, ч. 87, вып. 3, с. 290—303.
73. Волотовская Н. А. Карело-Кольская провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. — В кн.: Петрограф. провинции изверж. и метаморф. горн. породы. М., 1960, с. 358—361.
74. Воскресенская М. Н. К минералогической характеристике железных руд северной части Криворожья. — «Мат-лы ВСЕГЕИ, 1955, вып. 5, с. 65—81.
75. Воскресенская М. Н. Маркирующие горизонты в разрезе кристаллического фундамента Белоруссии. — «Докл. АН СССР», т. 210, № 6, 1973, с. 1409—1412.
76. Воскресенская М. Н. О соотношениях пород архея и протерозоя на Курской магнитной аномалии. — «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1965, № 6, с. 109—117.
77. Воскресенская М. Н., Головенок В. К. характеристике докембрийской химической коры выветривания северной части Курской магнитной аномалии. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., 1971, с. 56—60.
78. Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Под ред. А. И. Богачева. Петрозаводск, 1968. 293 с.
79. Вярюнен Х. В. Кристаллический фундамент Финляндии. М., Изд-во иностр. лит., 1959. 295 с.

80. Галдобина Л. П., Михайлюк Е. М. Литология и палеогеография осадочных образований среднего протерозоя Южной Карелии. В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., 1971, с. 21—31.
81. Галецкий Л. С. О необычном парагенезисе гентгельвина и касситерита. — «Минерал. сб. Львов. ун-та», 1966, т. 20, вып. 1, с. 46—52.
82. Галецкий Л. С. Новая бериллиеносная формация. — «Разведка и охрана недр», 1968, № 5, с. 3—5.
83. Галецкий Л. С. Новый тип апогранитов. — «Геол. журн. АН УССР», 1970, т. 30, вып. 6, с. 61—71.
84. Гамалея Ю. Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 2, с. 35—40.
85. Гамалея Ю. Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии. — «Геотектоника», 1968, № 6, с. 34—45.
86. Гамалея Ю. Н., Егоров И. Н. О биотит-топазовых грейзенах Улканского плутона (юго-восток Сибирской платформы). — «Геология рудн. м-ний», 1969, т. 11, № 6, с. 79—84.
87. Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 1, с. 59—71.
88. Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы (по данным региональных геофизических исследований). М., Изд-во АН СССР, 1963. 212 с.
89. Геологические комплексы докембрия юго-западной части Украинского щита и принципы их внедрения. — «Сов. геология», 1970, № 6, с. 29—43. Авт.: Е. М. Лазько, В. П. Кирилук, А. А. Сиворонов и др.
90. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., 1970. 226 с. Авт.: Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий, А. С. Сергеев и др.
91. Геологическое строение фундамента Русской платформы. Л., 1967. 24 с. Авт.: В. Н. Зандер, Ю. И. Томашунас, А. Н. Берковский и др.
92. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т. 1, Геология. Кн. 1, Докембрий. М., 1970. 439 с. Авт.: В. Д. Полищук, Н. И. Голивкин, О. С. Зайцев и др.
93. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Отв. ред. К. О. Кратц. Л., 1969. 225 с.
94. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., 1965. 290 с. Авт.: Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова и др.
95. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лаборатории СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. — В кн.: Абс. возраст геол. формаций. М., 1964. Авт.: Г. А. Афанасьев, Г. П. Багдасарьян, Л. И. Боровиков и др.
96. Геохронология докембрия Украины. Под ред. Н. П. Семененко. Киев, 1962. 262 с.
97. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1968, с. 1—334.
98. Геохронология СССР. Т. 1, Докембрий. Под ред. Ю. Ир. Половинкиной. Л., 1973. 350 с.
99. Герлинг Э. К., Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. Геохронология Балтийского щита. — В кн.: Геохронология докембрия. М., 1970, с. 53—69.
100. Гершойг Ю. Г., Каплун Е. А. Допротерозойская метаморфизованная линейная кора выветривания зеленокаменных пород Саксаганского района в Криворожском бассейне. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, вып. 3, с. 689—691.
101. Гинтов О. Б. Выявление складчатой структуры гнейсово-мигматитовой толщи Среднего Побужья. — В кн.: Проблемы осадоч. геол. докембрия. М., 1967, вып. 2, с. 97—107.
102. Гинтов О. Б. Строение центральной части Голованевской структурной зоны по геолого-геофизическим данным. — «Геол. журн. АН УССР», 1969, т. 29, вып. 3, с. 33—45.
103. Глаголев А. А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. — В кн.: Петрография и закономерности метаморфизма желез. формации и некоторых др. докембр. пород Старооскольск. железоруд. района КМА. М., 1966. 156 с.
104. Гладкий В. Н. Геологическое строение и тектоника Большого Кривого Рога. — В кн.: Петрография докембрия Рус. платформы. Киев, 1970, с. 45—54.
105. Гладкий В. Н. Тектоническая карта фундамента Украинской ССР и Молдавской ССР. — В кн.: Тектоника фундамента древ. платформ. М., 1973, с. 61—64.
106. Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. Б. Гранитоиды в зонах карелид южной Карелии. — В кн.: Вопросы геол. и закономерности размещения полез. ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 243—252.
107. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1971, вып. 209. 392 с. Авт.: П. Н. Кропоткин, Б. М. Валяев, Р. А. Гафаров и др.
108. Глубинное строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро — Белое мо-

- ре). — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 75—78. Авт.: С. А. Анкудинов, Н. Н. Болгурцев, И. В. Литвиненко, Г. А. Поротова.
109. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Воронежской антеклизы. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1971, т. 46, вып. 5, с. 27—33. Авт.: С. С. Чамо, Н. С. Ефимкин, Т. Г. Борисова и др.
110. Глубинный разрез Имандра-Варзугской антиклинорной зоны. — В кн.: Геология и глубин. строение вост. части Балт. щита, Л., 1968, с. 96—103. Авт.: И. В. Литвиненко, Л. Н. Платоненкова, Ю. А. Сипарьева и др.
111. Глуховский М. З., Коген В. С. Новые данные по золотоносности стальной складчатой области. — «Труды ЦНИГРИ», 1967, вып. 72, с. 110—116.
112. Голивкин Н. И. Архейские плагиоклазовые граниты Старооскольского района КМА. — В кн.: Науч. труды по проблеме КМА. М., 1962, с. 189—193.
113. Голивкин Н. И. Тектоно-магматические циклы и металлогенические эпохи КМА. — В кн.: Труды III совещ. по проблеме изучения Воронеж. антеклизы. Воронеж, 1966, с. 37—42.
114. Голивкин Н. И. Ультраосновные и основные интрузии района Волотова и их никеленосность. — «Мат-лы по геол. и полез. ископаемым центр. р-нов Европ. части СССР», 1970, вып. 7, с. 126—134.
115. Голивкин Н. И. О тектоническом строении докембрийского фундамента территории Курской магнитной аномалии. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1972, № 7, с. 15—21.
116. Голиздра Г. Я. Об изостатическом равновесии на Украинском щите. — «Допов. АН УРСР», 1971, № 4, с. 321—322. На укр. яз.
117. Головенко В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье). — «Труды ВСЕГЕИ», 1964, т. 97, с. 91—110.
118. Гоньшакова В. И. Закономерности эволюции магматизма на древних платформах. В кн.: МГК. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16. М., 1964, с. 57—65.
119. Гоньшакова В. И., Егоров Л. С. Петрогеохимические особенности ультраосновных — щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М., «Наука», 1968. 97 с.
120. Горбунов Г. И., Зайцев Ю. С., Чернышев Н. М. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива. — «Сов. геология», 1969, № 10, с. 8—25.
121. Григорьева Л. В. О генезисе щелочных метасоматитов Северной Карелии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 10, с. 57—63.
122. Григорьева Л. В. Особенности протерозойского эффузивного магматизма Северной Карелии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 3, с. 42—55.
123. Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Петрология верхней Мантии. М., «Мир», 1968.
124. Дашкова А. Д. Среднепротерозойские гранитоидные интрузии и позднепротерозойские интрузии ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. — В кн.: Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л., 1973, с. 267—268.
125. Дашкова А. Д., Искандерова А. Д., Павлов М. Г. Новые данные по геохронологии древних толщ юго-западной части Украинского щита. — В кн.: Определение абс. возраста рудн. м-ний и молодых магмат. процессов. (Тезисы докл. 18 сессии). М., 1973, с. 24—25.
126. Девонские вулканогенные образования юго-западной окраины Донецкого бассейна. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1968, № 8, с. 30—39. Авт.: Н. В. Бутурлинов, Б. С. Панов, М. В. Кобелев, Г. Ф. Карпов.
127. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967. 280 с.
128. Дзевановский Ю. К. Архейские граниты Алданской плиты. — «Докл. АН СССР», 1946, т. 54, № 3, с. 251—254.
129. Дзевановский Ю. К. Алданский щит. Тектоника. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 3. М., 1958, с. 96—98.
130. Дзевановский Ю. К. Мезозойские гранитоиды хребта Станового и их структурное положение. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 7, с. 55—60.
131. Дзевановский Ю. К. Алданский щит. — В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 1. Нижний докембрий. М., 1963, с. 181—193.
132. Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П., Лагздина Г. Ю. История геологического развития Алданского щита. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. Новосибирск, 1970, с. 132—142.
133. Дислокационный метаморфизм пород центральной части Украинского щита. — «Сов. геология», 1974, № 1, с. 68—78. Авт.: Т. В. Билибина, А. Д. Дашкова, В. И. Казанский, А. О. Шмидт.
134. Доброхотов М. Н. О плагиогранитах, прорывающих криворожскую серию в Кременчугском районе. (Район кременчугской магнитной аномалии). — «Докл. АН СССР», 1957, т. 117, № 2, с. 287—290.
135. Доброхотов М. Н. К вопросу о стратиграфии раннего докембрия Среднего Приднепровья. — «Геол. журн. АН УССР», 1964, т. 24, вып. 2, с. 85—93.

136. Доброхотов М. Н. Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита.— В кн.: Проблемы осадочной геол. докембрия. М., 1967, вып. 2, с. 14—26.
137. Домарев В. С., Богданов Ю. В. О зональности оруденения в медистых песчаниках Удоканского месторождения.— «Геология рудн. м-ний», 1959, № 1, с. 25—34.
138. Домерев В. С. К вопросу об основных направлениях изучения процессов образования рудных месторождений.— «Сов. геология», 1966, № 5, с. 163—165.
139. Домарев В. С. Об эволюции процессов рудообразования в истории Земли.— В кн.: Проблема кристаллохимии минералов и эндоген. минералообразования. Л., 1967, с. 221—237.
140. Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании.— «Сов. геология», 1967, № 4, с. 6—17.
141. Домарев В. С. Рудные формации, как историко-геологические образования.— «Геология рудн. м-ний», 1968, № 4, т. 10, с. 17—28.
142. Домарев В. С. Некоторые особенности металлогении докембрия.— В кн.: Регион. метаморфизм и метаморфоген. рудообразование, Л., 1970, с. 238—257.
143. Доминиковский Г. Г. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гнейсов Белорусского массива.— «Докл. АН БССР», 1968, т. 12, № 9, с. 824—826.
144. Дранник А. С. Тектоника и стратиграфия Славчанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита.— «Геотектоника», 1968, № 3, с. 70—76.
145. Древин А. Я. Структура, стратиграфия докембрия Среднего Побужья и поисковые критерии на силикатный никель.— Автореф. дис. Киев, 1966. 176 с.
146. Древин А. Я. Опыт изучения докембрия Среднего Побужья на основе литолого-структурного метода.— В кн.: Проблемы осадочной геол. докембрия. М., 1967, вып. 2, с. 88—96.
147. Древнейшие породы Днепровской складчатой зоны и проблема катархея на Украине.— «Труды 10 сессии комис. по опред. абс. возраста геол. формаций» (5—10 июня, 1961). М.—Л., 1962. Ант.: Л. В. Комлев, Г. Н. Кучина, Н. Ф. Крюкова и др.
148. Древнейшие породы докембрия Украины в излучине Днепра.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 129, № 6, с. 1374—1377. Авт.: Л. В. Комлев, В. Г. Савоненков, Н. Ф. Крюкова, Г. Н. Кучина.
149. Дубровский М. И. Петрографические и минералого-геохимические особенности Юоввайвского гранитоидного комплекса.— «Мат-лы по минералогии Кольск. п-ова», 1969, вып. 7, с. 26—81.
150. Духовский А. А., Кронидов И. И. Разностные логарифмические палетки для интерпретации аномалий силы тяжести над уступами.— «Развед. геофизика», 1967, вып. 18, с. 104—108.
151. Египко О. И., Раскатова Л. Г. О наличии верхнепротерозойских отложений юго-восточной части Воронежского кристаллического массива.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1970, № 2, с. 145—147.
152. Егоров И. Н. Явления гибридизации, связанные с формированием вулканических субщелочных гранитоидов.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1967, т. 42, вып. 2.
153. Елисеев Н. А. Девоонские эффузивы Ловозерских тундр.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1946, ч. 75, вып. 2, с. 113—134.
154. Елисеев Н. А. Щелочные граниты массива Гремяха-Вырмес.— В кн.: Щелочные граниты Кольск. п-ова. М.—Л., 1958, с. 197—207.
155. Елисеев Н. А. Ультраосновные и основные интрузии Кольского полуострова.— МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 13. М., 1960, с. 174—182.
156. Елисеев Н. А., Кушев В. Г. Интрузии щелочноземельных сиенитов, их внутреннее строение и химизм (Приазовье).— «Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР», 1964, вып. 19, с. 255—271.
157. Ельянов А. А., Моралев В. М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 141, № 3, с. 687—689.
158. Епифанов Б. П. Средне-Русская железорудная провинция.— В кн.: Геология и полез. ископаемые центр.-чернозем. обл. Воронеж, 1964, с. 25—29.
159. Ермолаев Б. А. О соотношении иенгской и тимптонской серий Алданского щита.— «Сов. геология», 1972, № 11, с. 132—135.
160. Жабин А. Г. Карбонатитовые кимберлиты из Арбарастаха (Якутия).— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 3, с. 684—687.
161. Железные руды Южной Якутии. Геология, минералогия, генезис и промышленное значение. М., 1960. 519 с. Авт.: Д. П. Сердюченко, А. В. Глебов, В. А. Павлов и др.
162. Железистые кварциты Белоруссии.— «Докл. АН БССР», т. 15, № 4, 1971. Авт.: А. И. Стасевич, Г. Г. Доминиковский, В. И. Пасюкевич, В. В. Шахнюк.
163. Жуков Г. В. Геология железисто-кремнистых формаций Западно-Приазовского района.— В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, 1959, с. 557—625.

164. Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. — В кн.: Вопросы геол. Азии. Т. 1, М., 1954, с. 399—443.
165. Зайцев Ю. С. Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы — «Труды третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы». Воронеж, 1966, с. 21—27.
166. Зайцев Ю. С., Горбунов Г. И., Чернышев Н. М. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива. — «Сов. геология», 1969, № 10, с. 8—25.
167. Зак С. И., Юдин Б. А. Главнейшие титаноносные магматические формации Кольского полуострова и Северной Карелии. — В кн.: Регион. петрогр. совещ. по магматизму Балт. щита. Тезисы докл. Апатиты, 1968, с. 34—35.
168. Зандер В. Н. Результаты геофизических исследований по изучению геологического строения фундамента погруженных склонов Балтийского щита и сопредельных территорий Русской плиты. Изд-во ЛГУ, Л., 1971. 62 с.
169. Захаров Е. Е. О некоторых вопросах классификации рудных месторождений. — «Сов. геология», 1965, № 9, с. 15—32.
170. Захаров Е. Е., Новиков В. П., Пилипенко Г. Н. О золотоносности мезозойских метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского золотоносного района. — «Геология рудн. м-ний», 1969, т. 11, № 2, с. 85—88.
171. Зинченко О. В. Поведение щелочных породообразующих и акцессорных элементов в щелочных породах Сушано-Пержанской зоны. — «Минерал. сб. Львов. ун-та», 1965, № 19, вып. 2, с. 208—219.
172. Зленко Н. Д. Позднесинийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита. — «Труды Всесоюз. аэрогеол. треста», 1961, вып. 2, с. 66—73.
173. Зленко Н. Д., Шпак Н. С. Раннесинийские субвулканические образования юго-восточной части Алданского щита. — «Труды Всесоюз. аэрогеол. треста», 1961, вып. 7, с. 52—65.
174. Ивантишин М. Н. Ингулецкий срединный массив. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, 1965, с. 83—86.
175. Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. Под ред. К. Ф. Тяпкина. М., 1972. 260 с.
176. Ицксон М. И. Связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. — «Геология рудн. м-ний», 1963, № 2, с. 28—45.
177. Ицксон М. И., Красный Л. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР. — «Геотектоника», 1970, № 2, с. 121—135.
178. Ишина Т. А. Стратиграфия, литология и фаши юрских угленосных отложений Южной Якутии. — «Труды Лаб. геол. угля АН СССР», 1961, вып. 11, с. 43—121.
179. Каденский А. А. Геолого-петрографическая характеристика и магнетитовые руды Сугамского района. — «Труды Якут. комплексной экспед. СОПС», 1954, вып. 2, с. 215—242.
180. Казаков Л. Р. Основные черты геологического строения и металлоносности Орехово-Павлоградского синклиория. — В кн.: 3-я конф. молодых геологов Ин-та геол. наук АН УССР (тезисы докл.). Киев, 1964, с. 49—52.
181. Казанский В. И. Структурные условия локализации постмагматического оруденения на активизированных платформах. — МГК XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. М., с. 271—279.
182. Казанский В. И., Иванов И. Б. Два этапа метаморфизма в разломах Центрально-Алданского района. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 1, с. 169—170.
183. Казаринов А. И. Закономерности размещения главных типов золотого оруденения в Алданском районе и принципы их перспективной оценки. — «Труды ЦНИГРИ», 1967, вып. 68, с. 5—30.
184. Кайряк А. И., Хазов Р. А. Иотнийские образования северо-восточного Приладожья. — «Вестн. ЛГУ», 1967, № 12, Сер. геол. и геогр., вып. 2, с. 62—72.
185. Каледонский комплекс ультраосновных и щелочных пород и карбонатов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., 1965. 772 с. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др.
186. Каляев Г. И. Орехово-Павлоградский рудный пояс (металлогеническая характеристика). — «Геол. журн. АН УССР», 1961, т. 21, вып. 6, с. 36—43. На укр. яз.
187. Каляев Г. И. Формации и элементы тектонической структуры Украинской железорудной провинции — «Сов. геология», 1962, № 11, с. 70—87.
188. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965. 190 с.
189. Каляев Г. И. Стратиграфия Украинского щита на основе тектонических и формационных принципов. — «Геол. журн. АН УССР», 1970, т. 30, вып. 6, с. 125—138.
190. Каляев Г. И. Положение Украинского щита в докембрийской структуре Русской платформы. — В кн.: Проблемы геол. докембрия. Киев, 1971, с. 43—58.

191. Каляев Г. И. Геотектонические элементы Украинского щита. — В сб.: Геохимия и рудообразование. Киев, 1972, вып. 1, с. 31—40.
192. Каляев Г. И., Комаров А. Н. Разрывные структуры Кировоградского блока. — «Геол. журн. АН УССР», 1972, т. 31, вып. 3, с. 11—20.
193. Каляев Г. И., Снежко А. М. Новые данные по стратиграфическому положению криворожской серии. — «Геол. журн. АН УССР», 1973, т. 33, вып. 6, с. 16—29.
194. Карта тектоники докембрия континентов в масштабе 1:15 000 000, объяснительная записка. — Новосибирск, 1972. 91 с. Авт.: Ю. А. Косыгин, А. К. Башарин, Н. А. Берзин и др.
195. К вопросу о строении дорифейского фундамента территории Украины и Молдавии. — «Сов. геология», 1971, № 6, с. 3—15. Авт.: А. Н. Козловская, М. Г. Распопова, В. Н. Гладкий и др.
196. К геохимии гипергенеза в раннем докембрии. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 3, с. 678—681. Авт.: А. В. Сидоренко, В. А. Теняков, О. М. Розен и др.
197. Кириченко Г. И. О тектонической структуре Енисейского кряжа и о положении ее в общей структуре региона. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1956, № 4, с. 45—52.
198. Кириченко Г. И. Тектоника Енисейского кряжа. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, 1963, с. 65—82.
199. Кириченко Л. А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л., «Недра», 1970. 110 с.
200. Ковригина Е. К. Стратиграфия нижнедокембрийских метаморфических толщ Енисейского кряжа. — «Бюл. науч.-техн. информ. ВИЭМС», 1967, № 7, с. 4—10.
201. Козловская А. Н. Тектоническое строение Украинского кристаллического массива и связь с ним древнего и современного рельефа. В кн.: Тезисы докладов совещ. по проблеме тектоники (1—6 февраля 1963 г.). М., 1962, с. 116—117.
202. Козловская А. Н., Ожегова М. И. Объяснительная записка к геолого-петрографической карте Украинского кристаллического массива. Киев, «Наукова думка», 1958. 76 с.
203. Козловская А. Н., Ожегова М. И. О минералах из пегматитов в устиновском рапакиви (район г. Шпола). — В кн.: Морфология, свойства и генезис минералов. Киев, 1965, с. 144—153.
204. Комлев Л. В., Данилевич С. И., Иванова К. С. О возрасте геологических формаций юго-западной части украинского докембрия. — «Геохимия», 1957, № 7, с. 566—572.
205. Комлев Л. В. Геохронологическая схема расчленения докембрия Украины. — «Геохимия», 1958, № 7, с. 621—631.
206. Комлев Л. В., Горохов И. М. Возраст некоторых геологических формаций Украинского докембрия по данным стронциевого метода. — «Труды X сессии комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций» (5—10 июня 1961). М.—Л., 1962, с. 93—101.
207. Кононов Н. Д., Петров Б. М. Раннедокембрийские конгломераты Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия (X Всесоюз. литол. совещ. 16—19 апреля 1973 г.). Тезисы докл. М., 1973, с. 45—48.
208. Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР. 183 с.
209. Копаев В. В. Докембрийский антиклинорий КМА в свете некоторых геол. данных. — «Труды Воронеж. геол. упр.», 1968, т. 66, с. 233—237.
210. Коржинский Д. С. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы. Л.—М., 1935. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 41). 24 с.
211. Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданского щита. — «Труды ЦНИГРИ», 1936, вып. 86. 65 с.
212. Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия СССР». Т. 1. М., 1939, с. 349—366.
213. Кориковский С. П. О возрасте диафоритов Станового глубинного разлома и их связь с региональной гранитизацией. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 12, с. 33—41.
214. Кормилицын В. С., Строна П. А., Татариннов П. М. Общие принципы систематики эндогенных месторождений на формационной основе. — В кн.: Проблемы регион. металлогении. 1973, с. 186—205.
215. Корнев Т. Я. Стратиграфическое положение, формационная принадлежность и состав вулканогенных толщ рифея Енисейского кряжа. — «Труды СНИИГГИМС», 1968, вып. 60, с. 15—25.
216. Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969. 616 с.
217. Косыгин Ю. А. Ред. Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970. 287 с.
218. Косыгин Ю. А. Ред. Вопросы тектоники древних платформ. Новосибирск, 1974. 167 с.
219. Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А. Некоторые фундаментальные понятия структурной геологии. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 51—60.

220. Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Геологические формации и тектоника. — «Геология и геофизика», 1969, № 3, с. 17—24.
221. Корчагин А. М. Новая разновидность амфибол-асбеста в Алданском районе. — Мат-лы по геологии и полез. ископаемым Якут. АССР», 1961, вып. 6, с. 101—111.
222. Корчагин А. М. Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 8, с. 86—97.
223. Кравченко Г. Т. О времени формирования хрусталеносных жил Алдана и их связи с аляскитовыми гранитами. — «Труды ВНИИПОМС», 1960, т. 4, вып. 2, с. 17—27.
224. Кравченко Г. Л. Петрография и структура кристаллического основания западной и центральной частей Приазовского массива (юго-восточная часть Украинского щита). — Автореф. дисс. Киев, 1967. 20 с.
225. Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана. — «Труды ИМГРЭ», 1962, вып. 14. 190 с.
226. Краснов А. И. О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки. — «Сов. геология», 1964, № 11, с. 61—71.
227. Красовицкая Р. С., Павловский В. И. Тектоническое строение Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным. — «Мат-лы по геол. и полез. ископаемым центр. р-нов Европ. ч. СССР». 1970, вып. 6, с. 285—290.
228. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
229. Кратц К. О., Лабач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. Гранитообразование в раннем докембрии Балтийского щита (геохимический аспект). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 5, с. 3—11.
230. Кратц К. О., Чернов В. М. Геологические формации и некоторые особенности палеотектоники раннего протерозоя Балтийского щита. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., 1971, с. 5—21.
231. Кренделев Ф. П. Классификация древних металлоносных конгломератов. — «Изв. Томск. политех. ин-та», 1968, т. 134, с. 67—69.
232. Крестин Е. М., Шанин Л. Л., Аракелянц М. М. Возраст трапповой формации в кристаллическом фундаменте центральных районов Русской платформы. «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 3, с. 677—680.
233. Крутиховская З. А. Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции (по данным геофизических исследований). Киев, «Наукова думка», 1971. 207 с.
234. Крутиховская З. А., Пашкевич И. К. Карта аномального магнитного поля Украинской СССР. — «Допов. АН УРСР», 1968, № 10, с. 920—922. На укр. яз.
235. Крутиховская З. А., Пашкевич И. К. Криворожско-Кременчугский глубинный разлом. — «Геофиз. сб. АН УССР», 1969, вып. 32, с. 18—27.
236. Крутиховская З. А., Пашкевич И. К. Некоторые результаты исследования связи магнитного и гравитационного полей с тектоникой Украинского щита. — «Геофиз. сб. АН УССР», 1970, вып. 38, с. 69—79.
237. Кудрявцев В. А. О древнейших образованиях Станового хребта. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1965, № 10, с. 13—17.
238. Кудрявцев В. А. О стратиграфии и тектонике архея верховьев рек Тимптона и Гонама (Южная Якутия). — «Геология и геофизика», 1966, № 4, с. 54—63.
239. Кужелов Г. К. Геологическая структура Украинского кристаллического массива по геофизическим данным. — «Сов. геология», 1957, № 59, с. 132—151.
240. Кужелов Г. К. Отражение складчатой тектоники Украинского щита в магнитном и гравитационном полях. — «Сов. геология», 1964, № 4, с. 75—87.
241. Кужелов Г. К., Гуревич Б. Л., Чирвинская М. В. Тектоническая карта Украины (опыт изучения Украинского щита и прилегающих к нему платформенных и предгорных прогибов на основе геофизических данных). — В кн.: Тезисы докл. совещ. по проблеме тектоники. М., 1962, с. 121—122.
242. Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. — В кн.: Эндоген. рудн. формации Сибири и Д. Востока. М., 1966, с. 7—18.
243. Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южноенисейского кряжа. — «Мат-лы по геологии Зап. Сибири», 1941, № 15. 312 с.
244. Кузнецов Ю. А. Докембрий Енисейского кряжа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 4, с. 75—93.
245. Кузнецов Ю. А. Енисейский кряж. — «Труды Лаб. геологии докембрия», 1952, вып. 1, с. 84—106.
246. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.
247. Кулиш Е. А. Литология высокоглиноземистых метаморфических пород нижнего архея Алданского щита — Автореф. дис. М., 1972. 38 с.
248. Кухаренко А. А. Некоторые вопросы генезиса карбонатитов. — В кн.:

Метасомат. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966, с. 104—118.

249. Кухаренко А. А., Донцова Е. И. К проблеме генезиса карбонатов. — «Геология рудных м-ний», 1962, № 2, с. 32—47.

250. Лагутин П. К., Фаловский А. А. К прогнозу структурно-геологических условий глубинных недр Донбасса. — «Геол. журн. АН УССР», 1968, т. 28, № 3, с. 69—76.

251. Ладиева В. Д. Осадочно-вулканогенные формации Конкско-Белозерской зоны. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, 1965, с. 13—26.

252. Ладиева В. Д. Геологические формации Ореховской зоны. — В кн.: Геохронология докембрия Украины, Киев, 1965, с. 93—96.

253. Лазаренко Е. К., Воловник Б. Я. Новые данные о строении вулканогенной толщи волянской серии западной окраины Русской платформы. — «Геол. журн. АН УССР», 1969, т. 29, вып. 1, с. 12—82.

254. Лазыко Е. М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1957. 205 с.

255. Ларионов В. А., Лунгерсгаузен Г. Ф. Опыт использования данных аэромагнитной съемки при геологическом картировании территории СССР. — «Труды Лаб. аэрометодов АН СССР», 1959, т. 8 с. 229—235.

256. Латыш В. Т. Токовская гранитная интрузия. — «Науч. зап. Киев. ун-та», 1953, т. 12, вып. 4, с. 5—14.

257. Лебедев П. И. Подольская чарнокитовая формация. — В кн.: Труды 17 сессии МГК, т. 2. М., 1937, с. 109—117.

258. Лебедев А. П. Чинейский габбро-анортозитовый плутон (Восточная Сибирь). М., Изд-во АН СССР, 1962. 99 с.

259. Левковский Р. З. Геологические строения и механизм формирования массивов рапакиви северо-западной части Кольского полуострова. — В кн.: Петрография докембрия Рус. платформы. Киев, 1970, с. 135—143.

260. Лейтес А. М. Запад Алданского щита, его границы и особенности развития. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 5, с. 65—79.

261. Лесгафт А. В. Стратиграфия докембрийских отложений Енисейского края. — В кн.: Труды Межведомств. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схемы Сибири. М.—Л., 1958, с. 111—117.

262. Личак И. Л. О габбро и диоритах Западной Волины. — «Геол. журн. АН УССР», 1948, т. 9, вып. 1—2, с. 86—97. На укр. яз.

263. Личак И. Л. Биотитовые граниты Пержанского массива. — В кн.: Геология СССР, т. 5, ч. 1. М., 1958, с. 275—280.

264. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. О селективном плавлении и выборочной минерализации гранитов юго-западной Карелии. «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 1 с. 208—211.

265. Логвин Э. И. Гидротермальная минерализация вулканогенных пород бассейна р. Соби. — В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность Зап. Укр. щита. Киев, 1968, с. 138—141.

266. Лодочников В. Н. К петрологии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы. Л., Изд. Геолкома, 1927. 100 с.

267. Лучицкий В. И. Петрографическое исследование кристаллических пород района Курской магнитной аномалии. — Труды Геол. отд. ОК КМА, 1922, с. 161—234.

268. Лучицкий В. И. Кристаллические известняки, чарнокитовые граниты и кинциты северной части Украины. — «Зап. Киев. т-ва «Природа», 1927, т. 27, вып. 2, с. 7—26. На укр. яз.

269. Лучицкий В. И. Стратиграфия Украинского кристаллического массива. — В кн.: Украинский кристал. массив. Киев, 1947, с. 23—31.

270. Лучицкий В. И. Рапакиви и щелочные породы Украины. — «Докл. АН СССР», 1948, т. 10, № 2, с. 273—275.

271. Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд. — «Зап. всесоюз. минер. о-ва», 1950, ч. 79, вып. 4, с. 241—267.

272. Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1967, ч. 96, вып. 5, с. 577—583.

273. Магматические формации Украинского щита. — В кн.: Магмат. формации, М., 1964, с. 236—249. Авт.: И. С. Усенко, И. Л. Личак, И. Д. Царовский и др.

274. Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алдан. щита. М., 1966, с. 51—58.

275. Макухина А. А. Геология железисто-кремнистых формаций Верховцевского района. — В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, 1959, с. 264—419.

276. Масленников В. А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение вост. ч. Балт. щита. Л., 1968, с. 60—77.

277. Маслов Ю. С. Основные черты строения, морфологии и условий образования золоторудных месторождений коры выветривания Южной Якутии. — «Мат-лы по геологии и полез. ископаемым Якут. АССР», 1961 вып. 6, с. 93—100.

278. Массив Гремяха-Вирмес на Кольском полуострове. М.,—Л., «Наука», 1967. 236 с. Авт.: А. А. Полканов, Н. А. Елисеев, Э. Н. Елисеев, Г. И. Кавардин.
279. Медистые песчаники Удоканского района. Л., «Недра», 1966. 385 с. Авт.: Ю. В. Богданов, Г. Г. Кочин, Э. И. Кутырев и др.
280. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Науч. ред. А. А. Кухаренко. — «Труды Ленингр. о-ва естествоиспытателей», 1971, т. 72, вып. 2. 276 с.
281. Металлогенический очерк Украинской железорудной провинции полезных ископаемых. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 82—109. Авт.: Я. Н. Белевцев, Л. Г. Загоруйко, Г. И. Калеев и др.
282. Метаморфизованные и слабометаморфизованные коры выветривания и продукты их переотложения в составе Украинского щита. — В кн.: Программа и тезисы докл. 9 Всесоюз. литол. совещ. М., 1970. Авт.: Г. Г. Виноградов, Ю. Г. Гершойг, А. С. Дранник и др.
283. Методические указания по геохимическому картированию при геологосъемочных работах масштаба 1:200 000, 1:50 000. М., 1965. 78 с. Авт.: А. А. Беус, С. П. Рогожин, Ю. А. Алентьев и др.
284. Миронюк Е. П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение Олекминской серии и станового комплекса. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алдан. щита. М., 1966, с. 93—109.
285. Миронюк Е. П. К мезозойской истории развития центральной части Западного Приуралья (Алданский щит). — «Труды ВСЕГЕИ, нов. серия», 1967, т. 135, с. 88—102.
286. Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971. 236 с.
287. Митич Г. Б. Структурно-морфологические факторы в оценке южно-якутских проявлений горного хрусталя. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та пьезооптич. минер. сырья», 1962, т. 7, с. 105—111.
288. Моисеенко В. Г. Поведение золота при термическом метаморфизме. — В кн.: Генет. особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Д. Востока. М., 1966, с. 100—110.
289. Моралев В. М. Возраст ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 127, № 1, с. 168—169.
290. Мошкин В. Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура. — «Труды ВСЕГЕИ», 1961, т. 59, с. 39—70.
291. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Анортозитовая формация хребтов Станового и Джугджура. — В кн.: Магмат. формации. М., 1964, с. 146—154.
292. Мусатов Д. И. Основные этапы тектонического развития восточной части Саяно-Алтайской складчатой области и Енисейского кряжа (Енисейско-Алтае-Саянского складчатого пояса). — В кн.: Складчатые обл. Евразии. М., 1964, с. 197—208.
293. Наливкина Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. М., «Недра», 1964. 123 с.
294. Наливкина Э. Б. Раннепротерозойская офиолитовая формация Европейской части СССР в связи с глубинным строением земной коры. — В кн.: МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2. М., «Наука», 1968. 88 с.
295. Наливкина Э. Б. Офиолитовая формация раннего докембрия и базальтовый слой континентов. — В кн.: Мат-лы IV Всесоюз. петрогр. совещ. Баку, 1969, с. 317—319.
296. Наливкина Э. Б., Паламарчук С. Ф. О псевдотахилите Побужья. — «Мат-лы ВСЕГЕИ», 1957, вып. 21. Петрогр. сб. № 2, с. 81—89.
297. Наливкина Э. Б., Жданов В. В. Магматические формации Балтийского щита и Украинского кристаллического массива. Закономерности развития и распределения формаций. — В кн.: Петрография докембрия Рус. платформы. Киев, 1970, с. 20—32.
298. Негруца В. З. Некоторые закономерности распределения и морфологические типы золота в докембрийских метатерригенных породах восточной части Балтийского щита. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 1, с. 197—200.
299. Неволин Н. В. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. М., «Недра», 1965. 134 с.
300. Нечаев С. В. Гидротермальная минерализация Волновхской зоны разломов. — Автореф. дис. Киев, 1961. 15 с.
301. Нечаев С. В., Зайдис Б. Б., Великанов В. А. Новые данные геохронологических исследований пород позднедокембрийской вулканогенно-осадочной формации Подольского Приднестровья. — «Геол. журн. АН УССР», 1969, № 2, с. 72—75.
302. Неуструев Ю. С. Карелиды северной Карелии. — В кн.: Труды 17 сессии МГК. Т. 2. М., 1939, с. 79—85.
303. Никольский А. П. О стратиграфии района Кривого Рога. — «Докл. АН СССР», 1952, т. 82, № 6, с. 969—971.
304. Никольский А. П. Новые данные о докембрии Кривого Рога. — «Труды Лаб. геол. докембрия», 1953, вып. 2, с. 72—97.

305. Никольский А. П. О генезисе гранитоидов восточной части Украинского щита. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 22, с. 59—70.

306. Никольский А. П. О стратиграфии метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ докембрия УКШ. — «Геол. журн.», 1971, т. 31, вып. 3, с. 59—70.

307. Никольский А. П., Ефимов А. Н. Геолого-металлогенетический очерк восточной части Украинского щита. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», нов. серия, 1960, т. 37. 164 с.

308. Никольский А. П., Каукин Б. В. Метаморфизм железорудных формаций докембрия юго-западной части Русской платформы. — В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, 1969, с. 145—155.

309. Новое в строении и минералогии пегматитов Волыни. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 1, с. 171—174. Авт.: Е. К. Лазаренко, О. И. Матковский, В. И. Павлишин, Ю. Г. Сорокин.

310. Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы. — «Сов. геология», 1959, № 7, с. 21—31.

311. Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 160 с.

312. Нумерова В. Н. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кестеньгского района Карельской АССР. — «Мат-лы по геологии и полез. ископаемым Карельск. АССР. Петрозаводск, 1936, с. 94—102.

313. Обручев С. В. Заметки о докембрии Сибирской платформы. — «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол.», 1962, вып. 5, с. 123—128.

314. О возрасте пегматитов Станового комплекса. — «Геохимия», 1960, № 5, с. 383—391. Авт.: А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов, С. И. Зыков, Н. И. Ступникова.

315. О возрасте горных пород Алданского щита. — «Геохимия», 1960, № 7, с. 563—569. Авт.: А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов, С. И. Зыков, Н. И. Ступникова.

316. О возрасте геологических формаций юго-западной части Украинского докембрия. — В кн.: Труды 6 сессии комис. по опред. абс. возраста геол. формации (22—27 мая 1957 г.). М., 1960. Авт.: Л. В. Комлев, С. И. Данилевич, К. С. Иванов и др.

317. О взаимоотношении криворожской метаморфической серии и саксаганских плагногранитов. — «Сб. науч. трудов. Науч.-исслед. горноруд. ин-та», 1959, № 2, с. 132—142. Авт.: П. М. Бондаренко, Б. И. Горошников, М. П. Кулишов, В. Н. Кучер.

318. Ожинский И. С. Конгломерат Турьего мыса. — «Изв. АН СССР. Отд. мат. и естеств. наук. Геол. серия», 1938, № 1, с. 95—105.

319. Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. серия». 1962, т. 80. 222 с.

320. Основные принципы и методика радиогеохимического картирования горных пород. Науч. ред. А. И. Семенов и А. А. Смыслов. Л., «Недра», 1968. 136 с.

321. Основные результаты и проблемы изучения глубинного строения земной коры Украины сейсмическими методами. — «Геофиз. сб. АН УССР», 1970, вып. 38, с. 48—63. Авт.: В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, Н. И. Павленкова и др.

322. О стратиграфии и структуре центральной части Украинского щита. — «Геол. журн. АН УССР», 1971, т. 31, вып. 2, с. 119—134. Авт.: Я. Н. Белевцев, П. М. Рудницкий, А. Н. Сухинин и др.

323. О тектонике Украинского щита по геолого-геофизическим данным. — «Геотектоника», 1966, № 2, с. 72—82. Авт.: Н. Ф. Тяпкин, В. А. Нечаев, В. Д. Харитонов и др.

324. Павловский В. И. К вопросу о картировании железорудных формаций геофизическими методами в Белгородском районе КМА. — «Мат-лы по геологии и полез. ископ. центр р-нов европ. ч. СССР», 1958, вып. 1, с. 131—136.

325. Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. — В кн.: Вопросы сравнит. тектоники древних платформ. М., 1964, с. 7—14.

326. Павловский В. И. Результаты и задачи дальнейшего изучения Воронежской антеклизы геофизическими методами. — В кн.: Труды совещ. по проблемам Воронеж. антеклизы. Воронеж, 1966, с. 327—331.

327. Падалка Г. Л. Основные черты геологического строения Кодаро-Удоканского района. — «Труды ВСЕГЕИ», 1961, т. 59, с. 3—37.

328. Панов Б. С. Флюорит юго-западной окраины Донецкого бассейна. — «Литология и полез. ископаемые», 1964, № 3, с. 104—117.

329. Панто Г. Н. Проблемы диагностики вулканических и субвулканических образований в Токайских горах. — «Труды Лаб. палеовулканологии», 1962, вып. 2, с. 93—100.

330. Пап А. М. Кристаллический фундамент Белоруссии. — В кн.: Геология и перспективы металлогенности докембрия Белоруссии и смеж. р-нов. Минск, 1965, с. 19—28.

331. Пап А. М. Проблемы изучения кристаллического фундамента Белоруссии и его металлогенность. — В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности кристал. фундамента БССР и смеж. р-нов. Минск, 1971, с. 5—30.

332. Пастухов В. Г. К вопросу о структуре краевых частей Коростенского плутона. — «Геол. журн. АН УССР», 1969, т. 29, вып. 1, с. 104.
333. Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1, с. 90—105.
334. Перваго В. А. Алданская железорудная провинция. М., «Недра», 1966, 115 с.
335. Перевозчикова В. А. Геология протерозоя Карелии. — «Мат-лы по геол. и полез. ископаемым Северо-Запада СССР», 1957, вып. 1, с. 35—51.
336. Перевозчикова В. А. Отпечатки фауны в песчано-глинистых сланцах среднего протерозоя Южной Карелии. — В кн.: Остатки организмов и проблематика протероз. образований Карелии. Петрозаводск, 1966.
337. Перевозчикова В. А., Сеницын А. В. Тектоно-магматические циклы карелид восточной части Балтийского щита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 7, с. 39—47.
338. Петров А. Ф. Геология западной части Алданского щита в бассейнах рек Чары и Токко. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алдан. щита. М., 1966, с. 110—134.
339. Петров С. Г. Распределение типов натриево-калиевого полевого шпата в гранитоидах Енисейского кряжа. — «Геология и геофизика», 1969, № 4, с. 38—48.
340. Петрография докембрия Алданского горнопромышленного района. — В кн.: Петрография Вост. Сибири. Т. 2. М., 1962, с. 320—446. Авт.: Н. Г. Судовиков, Г. М. Другова, М. Д. Крылова, Д. А. Михайлов.
341. Петрология щелочного интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). М., «Недра», 1967. 264 с. Авт.: Т. В. Билибина, А. Д. Дашкова, В. И. Донаков и др.
342. Пискарев А. Л. Намагниченность метаморфических пород гранулитовой фации и закономерности изменения намагниченности при мигматизации и гранитизации (на примере Анабарского щита). — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1971, вып. 6, с. 64—69.
343. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 264 с.
344. Плаксенко Н. А. К вопросу о закономерностях железорудного осадконакопления в докембрии. — В кн.: Тезисы докладов науч. конф., посвященной 40-летию Великой Окт. социалист. революции. Воронеж, 1957, с. 69—70.
345. Платина Алданского щита. М., Изд-во АН СССР, 1962, 119 с. Авт.: И. С. Рожков, В. И. Кицун, Л. В. Розин, С. С. Боршанская.
346. Полевая Н. И., Казаков Г. А. Новые данные по геохронологии позднего докембрия. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 135, № 1, с. 162—165.
347. Полезные ископаемые и закономерности их размещения в областях активизации. Ред. А. Д. Щеглов. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 4, М., 1968, с. 292—301.
348. Полезные ископаемые и закономерности их размещения в областях докембрийской складчатости. Ред. Т. В. Билибина. — Там же, с. 17—48, 55—59, 68—73.
349. Полищук В. Д. Тектоника и магматизм докембрия КМА. — В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения руд. м-ний. М., 1964, с. 77—89.
350. Полищук В. Д. Стратиграфия докембрия КМА, задачи по дальнейшему ее изучению в связи с составлением металлогенической и прогнозной карт этого региона и картированием докембрия в сводовой и присводовой частях Воронежской антеклизы. — В кн.: 3 совещ. по проблеме изучения Воронеж. антеклизы. Воронеж, 1966, с. 16—21.
351. Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. Л., «Главсевморпуть», 1936. 171 с.
352. Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волыни (южная часть). — В кн.: Труды 17 сессии МГК. Т. 2. М., 1937, с. 123—132.
353. Полканов А. А. Краткий очерк дочетвертичной геологии наиболее восточной части Фенноскандии — Карелии и Кольского полуострова. — «Учен. зап. ЛГУ», 1939, № 49. Сер. геол.-почвен. наук, вып. 9, с. 5—20.
354. Полканов А. А. Серии гортонолитсодержащих пород плутона Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове и о некоторых очередных вопросах систематики магматических горных пород. — «Учен. зап. ЛГУ», 1945, № 65. Сер. геол.-почвен. наук, вып. 13, с. 117—146.
355. Полканов А. А. Геология Карелии и Кольского полуострова. — «Сов. геология», 1947, № 30, с. 45—53.
356. Полканов А. А. Геология хогландия — ютния Балтийского щита (стратиграфия, тектоника, кинематика и магматизм). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956. 122 с.
357. Полканов А. А., Герлинг Г. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. — «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1961, вып. 12, с. 7—102.
358. Половинкина Ю. Ир. К петрологии средней части Ингуло-Ингулецкого водораздела. — «Труды ЦНИГРИ», 1936, вып. 73. 189 с.
359. Половинкина Ю. Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. — «Труды ВСЕГЕИ», 1954, т. 2. 195 с.

360. Половинкина Ю. Ир. О так называемом пержанском граните Украины. — «Мат-лы ВСЕГЕИ», 1957, вып. 21. Петрогр. сб. № 2, с. 56—65.
361. Половинкина Ю. Ир. Сравнительная стратиграфия докембрия Побужья и Среднего Приднестровья. — В кн.: Труды 4 сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1957, с. 141—148.
362. Половинкина Ю. Ир. О стратиграфическом расчленении древней гнейсовой толщи Украины. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 134, № 4, с. 909—912.
363. Половинкина Ю. Ир. Главнейшие геохронологические этапы в истории формирования Украинского кристаллического массива. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 159, № 4, с. 811—813.
364. Половинкина Ю. Ир. О понятии формации и формационного анализа в геологии. — В кн.: Геол. формации. Мат-лы к совещ. ВСЕГЕИ. Л., 1968, с. 9—11.
365. Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднестровья. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», 1959, т. 26, 135 с.
366. Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б. Генезис чарнокитов Украины. — В кн.: Чарнокиты. М., 1964, с. 7—12.
367. Половинкина Ю. Ир., Полевая Н. И., Мурина Г. А. Абсолютный возраст гранитов Украины. — В кн.: Труды 6 сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формацией. М., 1960, с. 167—181.
368. Полуновский Р. М. Характеристика разреза гнейсовой серии Центрального Приазовья и вопросы ее стратификации. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 187, № 6, с. 1360—1365.
369. Поляк Э. А. Геологическое строение Печенгской структурной зоны. — В кн.: Геол. и глубин. строение вост. ч. Балт. щита. Л., 1968, с. 111—118.
370. Применение геофизических методов при геологическом картировании докембрия. Под ред. З. А. Крутиховской. — «Геофиз. сб. АН УССР», 1966, вып. 16, 108 с.
371. Проявление щелочно-ультраосновного, щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом. — «Изв. АН СССР», 1968, № 9, с. 3—14. Авт.: В. И. Гоньшакова, М. Д. Бойчук, Н. К. Бутурлинов и др.
372. Прусс А. К. Нижнепротерозойская полоса Брусилов — Одесса и ее возможное продолжение в Белоруссии. — В кн.: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смеж. р-нов. Минск, 1965, с. 305—312.
373. Пушкарев Ю. Д., Шуркин К. А. Особенности строения зоны сочленения беломорид и карелид и метаморфические типы бластомилонитов. — В кн.: Деформация и структуры докембр. толщ. Л., «Наука», 1967, с. 74—84.
374. Равич М. Г. Эндербиты Среднего Побужья. — «Сов. геология», 1967, № 9, с. 89—103.
375. Радиогеохимические исследования. Под ред. А. А. Смылова. М., Ленкартфабрика объединения Аэрогеология, 1974, 142 с.
376. Разин Л. В. Платиновая металлоносность Инаглинского массива ультраосновных и щелочных пород (Алданский щит). (Условия локализации, вещественный состав и вопросы генезиса платиновометального оруденения). Автореф. дис. М., 1966, 37 с.
377. Рельеф поверхности докембрийского кристаллического фундамента территории Украинской и Молдавской ССР. — «Сов. геология», 1959, № 1, с. 41—55. Авт.: В. Г. Бондарчук, В. Б. Соллогуб, В. Ю. Кондрачук и др.
378. Рудник В. А. Раннедокембрийская гранитизация и ее связь с тектоническим развитием Алданского щита. — «Труды ВСЕГЕИ», 1967, т. 135, с. 113—160.
379. Рудник В. А., Соботович Э. В., Терентьев В. М. Об архейском возрасте древнейших пород Алданского комплекса. — «Докл. АН СССР», 1969, с. 188, № 4, с. 897—900.
380. Русинович И. А. Геологическое строение северо-восточной полосы и генезис железных руд КМА. — «Сов. геология», 1948, № 28, с. 92—114.
381. Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Под ред. Е. В. Рухиной. Л., «Недра», 1969, 703 с.
382. Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1970, 126 с.
383. Собакарь Г. Т. Тектоническая структура Приазовского массива и сопредельных территорий по геофизическим данным. М., «Недра», 1964, 480 с.
384. Савицкий А. В., Штеллер Э. И. Геологическое истолкование Тьркиндинской зоны аномального магнитного поля. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алдан. щита. М., 1966, с. 76—84.
385. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М., «Наука», 1964, 515 с. Т. 2. М., «Недра», 1967, 699 с.
386. Салоп Л. И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. 45, вып. 5, с. 5—26.
387. Салоп Л. И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита. — «Труды ВСЕГЕИ», 1971, т. 175, с. 7—87.
388. Саранчина Г. М. Оливиновые габбро-нориты (друзиты) Керетьского района (Беломорье). — «Учен. зап. ЛГУ», 1946, № 93, с. 113—158.

389. Саранчина Г. М. Глубинные разломы и их значение в познании магматизма и метаморфизма докембрия. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 8, с. 47—54.
390. Саранчина Г. М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматиты докембрия. (На примере Приладожья и других областей). Л., Изд-во ЛГУ, 1972. 127 с.
391. Свешникова Е. В. Нефелин-сиенитовый комплекс Заангарья (Енисейский край). — В кн.: Щелочной магматизм склад. обрамления юга Сиб. платформы. М., 1965, с. 5—98.
392. Свириденко В. Т. К вопросу о выделении ингамакитского комплекса. — «Учен. зап. ЛГПИ», 1965, т. 290, с. 255—275.
393. Свириденко В. Т. Возрастные взаимоотношения интрузивных комплексов и осадочно-метаморфических толщ Кодаро-Удоканской зоны. — «Учен. зап. ЛГПИ», 1967, с. 267, с. 185—191.
394. Свириденко В. Т. Ритмическая расслоенность Чинейского плутона как отражение структуры поля напряжения в нем во время кристаллизации. — В кн.: Давление и механ. напряжения в развитии состава структуры и рельефа литосферы. Л., 1969, с. 116—119.
395. Свириденко В. Т. Плутоно-магматические формации протоплатформы на примере Кодаро-Удоканской зоны. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 5, с. 1174—1177.
396. Свириденко В. Т. Докембрийская трапповая формация континентов. — «Зап. Забайкальск. фил. геогр. о-ва СССР», 1972, № 9, вып. 6, с. 1—21.
397. Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во, 1968. 116 с.
398. Семенов Н. П. О взаимоотношении гранитов с криворожской свитой. — «Науч. зап. Днепропетровск. гос. ун-та», 1940, т. 17, вып. 1, с. 83—110.
399. Семенов Н. П. Структура кристаллического массива Среднего Приднепровья. Киев. Изд-во АН УССР, 1949. 108 с.
400. Семенов Н. П. Геологическое строение Украинского кристаллического массива и история его формирования. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, № 1, с. 54—60.
401. Семенов Н. П. Красные и чернокварцевые порфиновые граниты и монциты Днепровско-Боковьянского и других интрузивных комплексов. — В кн.: Геология СССР. Т. 5. М., Гесгеолтехиздат, 1958. 262 с.
402. Семенов Н. П., Половко Н. И., Грицков Я. М. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев. Изд-во АН УССР, 1959. 688 с.
403. Семенов Н. П. Металлогения докембрия. — «Сов. геология», 1962, № 2, с. 50—60.
404. Семенов Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита м-ба 1 : 1 000 000. Киев, Из-во АН УССР, 1964. 14 с.
405. Семенов Н. П. Межконтинентальная корреляция докембрия. — В кн.: Геохронология докембрия М., 1970, с. 5—22.
406. Семенов А. И. О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР. — «Геология рудных м-ний АН СССР», 1963, № 4, с. 3—23.
407. Семенов А. И., Смыслов А. А. Геохимические критерии связи промышленного оруденения с горными породами и проблема источников оруденения. — «Зап. всеосюзн. минер. о-ва», 1967, ч. 96, вып. 5, с. 582—596.
408. Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. — «Сов. геология», 1963, № 4, с. 3—23.
409. Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения докембрия. — В кн.: Пробл. осадоч. геол. докембрия. М., 1967, вып. 2.
410. Сидоренко А. В. Некоторые вопросы литологии в связи с развитием минерально-сырьевой базы СССР. — В кн.: Состояние и задачи сов. литологии. Т. 1. М., 1970, с. 9—17.
411. Сидоренко А. В. Некоторые научные и практические вопросы современной литологии. — «Литология и полез. ископаемые», 1972, № 6, с. 3—12.
412. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи. — В кн.: Литология и осад. геология докембрия. М., 1973, с. 4—7.
413. Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.
414. Сидоренко А. В., Лунева О. И. О фациях регионального метаморфизма и первичном составе пород. — «Сов. геология», 1972, № 6, с. 8—21.
415. Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Докембрийский осадочно-метаморфический фундамент как один из источников углеводородов в земной коре. — В кн.: Современ. проблемы геол. и геохим. горюч. ископаемых. М., 1973, с. 72—79.
416. Сидоренко А. В., Чайка В. М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. — В кн.: Металлогения осадоч.-метаморф. пород. М., 1970, с. 5—29.
417. Синицын А. В., Корсакова М. А. О докембрии и метаморфических фациях Робольско-Муезерского района Центральной Карелии (в связи с проблемой гранулитов в беломорском комплексе). Л., 1971, с. 82—89.

418. Слензак О. И. Чарнокиты Приднепровья и некоторые общие вопросы петрологии. Киев, Изд-во АН УССР, 1960. 212 с.
419. Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1969. 164 с.
420. Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. — «Зап. Всесоюз. Минер. о-ва», 1947, ч. 76, вып. 1, с. 23—36.
421. Смыслов А. А., Титов В. К. Роль регионального метаморфизма в формировании радиологической зональности Земной коры. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11, с. 30—40.
422. Соболев В. С. Петрология восточной части сложного коростенского плутона. — «Учен. зап. Львов. ун-та», 1947, т. 6, вып. 5. 140 с.
423. Соллогуб В. Б. Структура земной коры Украины. — «Геофиз. сб. АН УССР», 1970, вып. 38, с. 22—35.
424. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Общие методические выводы. — В кн.: Стрoение зем. коры центр. и юго-вост. Европы. Киев, 1971, с. 245—256.
425. Соллогуб В. Б., Калюжная Л. Т., Гонтовая Л. И. Об использовании докритических отражений для изучения глубинного строения северо-западной части Украинского щита. — «Геофиз. сб. АН УССР», 1971, вып. 41, с. 33—42.
426. Соловьев А. Т. О роли трещиноватости и физических свойств пород в образовании флюоритовых залежей южной Якутии. — «Труды ВСЕГЕИ», 1964, т. 108, с. 184—188.
427. Спижарский Т. Н. Краткий очерк тектоники Сибирской платформы. — «Чтения памяти В. А. Обручева», 1961, вып. 1—5, с. 90—119.
428. Старостенко В. И. Аналитическое решение прямой задачи гравиметрии для тела правильной формы в предположении линейного изменения избыточной плотности с глубиной. «Допов. АН УРСР», 1969, № 6, с. 533—536. На укр. яз.
429. Стасевич А. И. Железистые кварциты Белоруссии. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 15, № 4, с. 340—342.
430. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. — «Геол. журн. АН УССР», 1970, № 4, с. 144—153. Авт.: Ю. Б. Бабков, Д. С. Булаевский, А. А. Зайцев и др.
431. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алдан. щита. М., 1966, с. 5—14. Авт.: Н. И. Вережкин, В. И. Егин, Е. М. Заблoцкий.
432. Строна П. А. О применении термина «формация» к рудным образованиям. — «Зап. ЛГИ», 1968, т. 55, вып. 2, с. 3—7.
433. Стрыгин А. И., Довгаль М. Н. Гранитизация метабазитов и пород нижней свиты в Ингулецком районе Криворожья. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 6, с. 68—78.
434. Стрыгин А. И., Кобзарь В. Н. Конгломераты в центральной части Украинского щита. — «Докл. АН СССР», 1962, т. 146, вып. 2, с. 430—432.
435. Стрыгин А. И., Кобзарь В. Н., Казаков Л. Р. Валунно-галечный материал в теревских гнейсах (Украинский щит). — «Докл. АН СССР», 1964, т. 158, № 3, с. 609—612.
436. Субботин С. И., Кутас Р. И., Собокарь Г. Т. Глубинные процессы в коре и мантии Земли и их роль в развитии земной коры. — «Геофиз. сб. АН УССР», 1970, вып. 38, с. 10—21.
437. Судовиков Н. Г. Докембрий Карельской АССР. — В кн.: Труды 16 сессии МГК. Т. 2. М., 1939, с. 73—78.
438. Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья). Л. — М., ГОНТИ, 1939. 86 с.
439. Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладожской формации. — «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1954, вып. 4. 199 с.
440. Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта». — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1, с. 29—49.
441. Судовиков Н. Г. Вопросы связи оруденения с гранитами. — В кн.: Магматизм и связь с ним полез. ископаемых, М., 1960, с. 195—204.
442. Судовиков Н. Г. Тектонические движения и региональный метаморфизм. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Т. 2. Л., 1964, с. 235—246.
443. Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднерогенных интрузий. М. — Л., «Наука», 1967. 118 с.
444. Схематическая карта рельефа поверхности фундамента платформенных территорий Европейской части СССР. Гл. ред. Н. В. Неволин. — «Сов. геология», 1965, № 2, с. 82—90.
445. Сытин Ю. И. Комплексное геолого-геофизическое изучение глубинного геологического строения земной коры. — «Труды ВСЕГЕИ», 1971, т. 158, с. 297—392.
446. Тарасенко В. Е. Об эффузивной горной породе из Липовецкого уезда Киевской губернии. Киев, 1898. 12 с.

447. Тарков А. П., Чамо С. С., Надежка Л. И. Строение кристаллической коры и подкорового слоя Воронежского массива по материалам глубинного сейсмического зондирования. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 1, с. 182—185.
448. Гвалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., «Недра», 1966. 174 с.
449. Тектоническое строение Якутской АССР, М., «Наука». 1964. 289 с. Авт.: К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн, Г. С. Гусев и др.
450. Тектоника Евразии. Гл. ред. А. Л. Яншин, М., «Наука», 1966. 486 с.
451. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935. 256 с.
452. Тихомиров С. Н., Яновский А. С. Новые данные о докембрии Юго-Восточного Приладожья. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 3, с. 660—663.
453. Ткачук Л. Г. Гайворон-Завальевский комплекс чарнокит-норитовых пород и связанные с ними уролиты. Киев, Изд-во АН УССР, 1940. 93 с.
454. Ткачук Л. Г. Северо-западная часть Украинского кристаллического массива и ее геолого-петрографические особенности. — «Геол. журн. АН УССР», 1954, т. 14, № 3, с. 16—27.
455. Ткачук Л. Г., Сироштан Р. И. Бугские чарнокито-монцитонитовые массивы. В кн.: Геология СССР. Т. 5. М., 1958, с. 207—211.
456. Ткачук Л. Г. Осницкий интрузивный комплекс и сопряженные с ним мигматиты и клёсовиты. — В кн.: Геология СССР. Т. 5. Ч. 1. М., 1958, с. 183—185.
457. Точилин М. С., Горяинов П. М. Геология и генезис железных руд Примандровского района Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1964. 103 с.
458. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1966. 387 с.
459. Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Зыков С. И. Абсолютный возраст горных пород КМА. — «Геохимия», 1964, № 3, с. 988—994.
460. Тяпкин К. Ф. Интерпретация гравитационных аномалий, обусловленных конечными по простиранию геологическими объектами. Ч. 1. М. Госгеолтехиздат, 1961. 80 с. Ч. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962. 131 с.
461. Усенко И. С. Метабазиты Приднепровья. Киев, Изд-во Киев. ун-та, 1948. 190 с.
462. Усенко И. С. Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга. Киев, Изд-во АН УССР, 1958. 142 с.
463. Усенко И. С. Граниты Украинского кристаллического щита. — В кн.: Магматизм и связь с ним полез. ископаемых. М., 1960, с. 691—695.
464. Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР, 1960. 179 с.
465. Усенко И. С. Архейские вулканогенные породы Украинского щита. — В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962, с. 192—196.
466. Ушакова З. Г. О нижнепалеозойской трапповой формации Русской платформы. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 7, с. 19—24.
467. Ушакова З. Г. Палеозойский вулканизм Русской платформы. В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962, с. 196—197.
468. Ушакова З. Г. Магматические формации Русской платформы. В кн.: Петрология и формац. деление докембрия Рус. платформы. (Тезисы докладов). Киев, 1966, с. 114—116.
469. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939. 446 с.
470. Францессон Е. В. О сопряженности карбонатитов и кимберлитов Сибирской платформы. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 6, с. 1404—1405.
471. Фролова Н. В. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита. Алдан. Изд-во Алдан. экспед. треста Сибгеолнеруд, 1945. 112 с.
472. Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли (к проблеме происхождения гранитов). — «Природа», 1950, № 9, с. 15—21.
473. Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. — «Труды Иркут. ун-та. Сер. геол.», 1951, вып. 2, т. 5, с. 38—68.
474. Хазов Р. А. К вопросу о генезисе оловянно-полиметаллического оруденения Северного Приладожья. — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во, 1966, с. 329—338.
475. Хазов Р. А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л., «Наука», 1973. 87 с.
476. Хаин В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1963, № 3, с. 13—29.
477. Хаин В. Е. Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры. — В кн.: МГК. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. М., «Наука», 1964, с. 58—70.
478. Хаин В. Е. Тектоника континентов. М., «Наука», 1971. 286 с.

479. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966. 358 с.
480. Хатунцева А. Я., Ивантишин М. Н. Геологические формации северо-западной части Украинского щита. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, 1965, с. 134—141.
481. Хатунцева А. Я. Стратиграфия докембрия северо-западной (волынкой) части Украинского щита. — «Геол. журн. АН УССР», 1972, т. 32, вып. 1, с. 140—151.
482. Хатунцева А. Я. О формациях крайнего северо-запада Украинского щита. — «Геол. журн. АН УССР», 1972, т. 32, с. 59—66.
483. Хилли Дж. Х., Уоррен Д. Х. Сейсмическое зондирование в Северной Америке. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 162—174.
484. Царовский И. Д. Типы геологических структур щелочных пород УССР. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 4, с. 101—112.
485. Цибизов А. Н. Опыт классификации и систематизации гипергенных пород формации древней коры выветривания. — В кн.: Рудоносность докембрия. КМА. М., 1969, с. 116—142.
486. Цирульникова М. Я., Сокол Р. С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. — В кн.: Геология и глубин. строение вост. ч. Балт. щита. Л., 1968, с. 78—89.
487. Чайкин С. И. С генезисе богатых железных руд КМА. — «Разв. и охрана недр», 1958, № 3, с. 1—13.
488. Частичное плавление перидотитов в присутствии воды и в безводных условиях при высоких давлениях и генезис магм. — В кн.: Междунар. геохим. конгресс. Тезисы докл. М., 1971, с. 6—7.
489. Чекунов А. В. Некоторые вопросы внутреннего строения земной коры. — «Геофиз. сб. АН УССР», 1970, вып. 34, с. 7—18.
490. Чекунов А. В. Кризисные явления в ГСЗ. — «Геофиз. сб. АН УССР», 1972, вып. 48, с. 10—16.
491. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев. «Наукова думка», 1972. 176 с.
492. Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.—Л., «Наука», 1964. 104 с.
493. Чернов В. М., Инина К. А. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. — «Труды Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР», 1970, вып. 5. 234 с.
494. Чернышев Н. М. Сульфидные медно-никелевые месторождения Юго-Востока ВКМ. Воронеж, Изд-во ВГУ, 1971. 118 с.
495. Чернышев Н. М. Докембрийские базит-гипербазитовые комплексы Воронежского кристаллического массива и их минерализация. — В кн.: Магматизм, формации кристал. пород и глубины Земли. М., 1972, с. 194—196.
496. Черняховский А. Б., Парибок В. И. Основные черты тектонического строения Микашевско-Житковичского выступа. — В кн.: Мат-лы 3 науч. конф. молодых геологов БССР. Минск, 1969, с. 18—21.
497. Шапошников Г. Н., Бурков Ю. К. Характеристика синийских отложений Давангра-Хугдинской полосы (Южная Якутия) — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 22, с. 3—11.
498. Шапошников Г. Н., Бурков Ю. К. Образование антраксолитов синийских отложений Южной Якутии. — «Зап. Всесоюзн. минер. о-ва», 1960, ч. 89, вып. 3, с. 338—341.
499. Шапошников Г. Н., Титов В. К., Бурков Ю. К. Синийские отложения южной части Алданского щита и связанные с ними железорудные проявления. — «Труды ВСЕГЕИ», нов. сер., т. 59, 1961, с. 133—139.
500. Шатский Н. С. О структурных связях платформ с геосинклинальными складчатыми областями. Сравнительная тектоника древних платформ. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 5, с. 86—87.
501. Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 5. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1955, т. 30, вып. 5, с. 5—26.
502. Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 5, с. 3—23.
503. Шатский Н. С. Движения земной коры и их происхождение. — Избр. труды, т. IV, М., «Наука», 1965, с. 68—75.
504. Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — «Геология м-ний редк. элементов», 1961, вып. 12—13. 178 с.
505. Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968. 231 с.
506. Шендерова А. Г. О кератофино-спилитовой формации докембрия Приднепровья. — «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. сер., вып. 21. Петрограф. сб. № 2, 1957, с. 48—55.
507. Шинкарев Н. Ф., Анищенкова О. Н. Новые данные о составе и строении Салминского массива рапакиви. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 2, с. 140—144.

508. Шмидт Н. Г. Опыт применения геофизических методов для целей геологического картирования кристаллического фундамента Курской магнитной аномалии (КМА). — «Сов. геология», 1957, сб. 58, с. 138—149.
509. Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности (по мат-лам исследований Зап. Беломорья). — «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1957, вып. 7, с. 74—108.
510. Шуркин К. А. Геологическая история Западного Беломорья. — «Труды Ленингр. о-ва естествоиспыт.», 1959, т. 70, вып. 1, с. 31—32.
511. Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья. — «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1960, вып. 9, с. 75—93.
512. Шуркин К. А. Магматизм архея Северной Карелии. — В кн.: Петрогр. провинции, извержен. и метаморф. породы. М., 1960, с. 194—202.
513. Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глуб. строение вост. ч. Балт. щита. Л., 1968, с. 5—59.
514. Шуркин К. А. Беломориды (геология, петрология, история развития). — Автореф. дис. М., 1969. 43 с.
515. Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Главные типы магматогенных и ультраметаморфогенных формаций раннего докембрия СССР и принципы их выделения. — В кн.: Геологические формации. (Мат-лы к совещ. ВСЕГЕИ). Л., 1968, с. 94—97.
516. Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Кратц К. О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., «Наука», 1973. 66 с.
517. Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации. — В кн.: Закономерности размещения полез. ископаемых. Т. 8. М., 1967, с. 95—138.
518. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968. 178 с.
519. Щербак Н. П. Гнейсо-мигматитовые формации и граниты междуречья Терев-Южный Буг. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, 1965, с. 56—64.
520. Щербак Н. П. Геохронология докембрия и петрология гранитов Украинского щита. — Автореф. дис. Киев, 1970. 49 с.
521. Энтин А. Р. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в Центрально-Алданской флогопитоносной и железорудной провинции. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алдан. щита. М., 1966, с. 85—92.
522. Эскола П. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 154—261.
523. Этингоф И. М. О тектонике докембрия в Ингуло-Ингулецком районе. — «Геол. журн. АН УССР», 1969, т. 29, вып. 1, с. 30—38.
524. Юго-западная граница и возраст Алданского щита. — «Геология и геофизика», 1962, № 11, с. 52—59. Авт.: А. Н. Неелов, В. А. Глебовицкий, А. Г. Кац и др.
525. Юрк Ю. Ю. Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1956. 123 с.
526. Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. — «Бюл. МОИП», 1965, т. 70. Отд. геол., т. 40, вып. 5, с. 8—39.
527. Ярмолюк В. А. Схема стратиграфии докембрия и кембрия Учуро-Майского района. — В кн.: Совещание по разработке унифицир. стратигр. схем Д. Востока. Тезисы докладов и выступлений. Хабаровск, 1956, с. 9—13.
528. Ярмолюк В. А. Стратиграфия синия и кембрия бассейнов рек Маи и Учюра. — «Мат-лы по геологии и полез. ископаемым Якут. АССР», 1969, вып. 13, с. 96—103.
529. Ярошук Э. А. Докембрий нижнего Побужья. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, 1965, с. 69—83.
530. Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., «Наука», 1973. 174 с. Авт.: М. М. Стенарь, Ю. А. Лазарев, В. А. Соколов и др.
531. Эволюция вулканизма в истории Земли (Мат-лы I Всесоюз. палеовулкан. симпозиума). М., 1973, с. 109—117. Авт.: А. И. Голубев, В. И. Ребонен, С. И. Рыбаков и др.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Т. В. Билибина)	3
Глава I. Принципы и методы сравнительного изучения щитов древних платформ и областей их активизации (Т. В. Билибина, В. К. Титов)	5
Глава II. Очерк стратиграфии щитов и массивов древних платформ (Т. В. Билибина, Б. А. Ермолаев, Г. И. Каляев, Г. Б. Кочкин, И. С. Ожинский, М. Г. Павлов, В. Т. Свириденко)	10
Глава III. Основные черты тектоники щитов древних платформ	29
О понятиях «щит» и «массив» (Т. В. Билибина, Б. А. Ермолаев)	—
Украинский щит (Г. И. Каляев, А. К. Прусс)	33
Воронежский массив (Р. С. Красовицкая, В. И. Павловский)	42
Восточная часть Балтийского щита (И. С. Ожинский)	51
Алданский щит (Т. В. Билибина, Б. А. Ермолаев)	59
Енисейский выступ (Г. Б. Кочкин)	67
Основные черты тектоники щитов и массивов (Б. А. Ермолаев, Т. В. Билибина)	70
Глава IV. Геофизическая характеристика и глубинное строение щитов древних платформ	74
Значение геофизических данных для расшифровки глубинного строения щитов (Ю. П. Тафеев)	—
Характеристика геофизических полей Украинского щита (Э. А. Кожина, В. А. Крюченко, Б. В. Половинкин, Ю. П. Тафеев, А. О. Шмидт)	78
Принципы интерпретации геофизических полей (В. А. Крюченко, Ю. П. Тафеев, А. О. Шмидт)	80
Блоковое и глубинное строение Украинского щита (А. О. Шмидт)	84
Некоторые данные к характеристике геофизических полей и глубинного строения других щитов и массивов (Е. В. Леманов, В. Г. Микушин, А. О. Шмидт)	99
Основные черты глубинного строения щитов (А. О. Шмидт)	103
Глава V. Геологические формации щитов и массивов древних платформ и областей их активизации	107
Общая характеристика геологических формаций (Т. В. Билибина)	—
Украинский щит	116
Прогеосинклинальные формации	—
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Ультраметаморфические и интрузивные формации (А. Д. Дашкова, Г. Х. Дмитров, В. Г. Жуков, А. П. Никольский, М. Г. Павлов, А. Н. Сухинин, В. К. Титов)	120
Протогеосинклинальные формации	124
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Ультраметаморфические и интрузивные формации (А. Д. Дашкова, Л. Р. Казаков, Г. И. Каляев, М. Г. Павлов, П. М. Рудницкий, А. М. Снежко, А. Н. Сухинин, В. К. Титов)	136
Протоорогенные формации	142
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Интрузивные формации (В. Н. Вербицкий, З. М. Гречишникова, Л. Р. Казаков, В. Н. Кобзарь)	143

Формации платформенные и областей активизации	147
Осадочные и осадочно-вулканогенные формации	—
Интрузивные формации (М. А. Афанасьева, А. Д. Дашкова, Г. Х. Димитров, А. Н. Сухинин)	150
Формации областей тектоно-магматической активизации	152
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Интрузивные и вулканогенные формации (А. Д. Дашкова, А. П. Никольский)	157
Воронежский массив	162
Прогеосинклинальные формации	163
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Ультраметаморфические и интрузивные формации (М. Н. Воскресенская)	164
Протогеосинклинальные формации	165
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Ультраметаморфические и интрузивные формации (М. Н. Воскресенская, В. Т. Свириденко)	169
Протоорогенные формации	171
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Интрузивные формации (В. Т. Свириденко)	172
Формации платформенные и областей активизации	173
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Интрузивные формации (В. Т. Свириденко)	—
Белорусский массив	176
Прогеосинклинальные формации	—
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Ультраметаморфические и интрузивные формации (М. Н. Воскресенская, А. М. Пан)	—
Протогеосинклинальные формации	—
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Ультраметаморфические и интрузивные формации (М. Н. Воскресенская, А. М. Пан)	177
Протоорогенные формации	—
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Интрузивные формации (М. Н. Воскресенская, А. М. Пан)	—
Формации платформенные и областей активизации	178
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Интрузивные формации (М. Н. Воскресенская, А. М. Пан)	—
Восточная часть Балтийского щита	179
Прогеосинклинальные формации	—
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	180
Ультраметаморфические и интрузивные формации (Л. В. Григорьева)	183
Протогеосинклинальные формации	186
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Ультраметаморфические и интрузивные формации (Л. В. Григорьева)	190
Протоорогенные формации	193
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	194
Интрузивные формации (Л. В. Григорьева)	196
Формации платформенные	199
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Интрузивные формации (Л. В. Григорьева)	200
Формации областей активизации	201
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Интрузивные формации (Л. В. Григорьева)	202
Алданский щит	203
Прогеосинклинальные формации	—
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Ультраметаморфические и интрузивные формации (Т. В. Библина, А. Д. Дашкова)	208
Протогеосинклинальные формации	210
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Ультраметаморфические и интрузивные формации (Т. В. Библина, А. Д. Дашкова)	212
Протоорогенные формации	214
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Интрузивные формации (Т. В. Библина, А. Д. Дашкова, В. Т. Свириденко, В. М. Терентьев)	218
Формации платформенные и областей активизации	220
Осадочные формации	—

Интрузивные формации (А. Д. Дашкова, Б. А. Ермолаев, В. М. Терентьев, В. К. Титов, В. Т. Свириденко)	222
Формации областей тектоно-магматической активизации	225
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Интрузивные формации (Т. В. Билибина, Б. А. Ермолаев, В. Т. Свириденко)	226
Енисейский выступ	229
Протогеосинклинальные формации	231
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Ультраметаморфические и интрузивные формации (Г. Б. Кочкин)	232
Протогеосинклинальные формации	233
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Ультраметаморфические и интрузивные формации (Г. Б. Кочкин)	234
Протоорогенные формации	235
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	236
Интрузивные формации (Г. Б. Кочкин)	—
Формации платформенные и областей активизации	237
Осадочно-вулканогенные и осадочные формации	—
Интрузивные формации (Г. Б. Кочкин)	—
Сравнительная характеристика геологических формаций щитов и областей их активизации (Т. В. Билибина)	238
Глава VI. Основные черты металлогении щитов и массивов древних платформ и областей их активизации	248
Рудные формации щитов и областей их активизации (Т. В. Билибина)	—
Украинский щит (А. И. Стрыгин, В. Я. Бернасовский, Л. С. Галецкий)	250
Воронежский массив (М. Н. Воскресенская, В. Т. Свириденко)	257
Белорусский массив (М. Н. Воскресенская, А. М. Пап)	261
Восточная часть Балтийского щита (И. В. Барканов)	263
Алданский щит (Т. В. Билибина, А. Д. Дашкова, Б. А. Ермолаев, В. К. Титов)	275
Енисейский выступ (Г. Б. Кочкин)	288
Глава VII. Периодичность развития процессов рудообразования (металлогенические эпохи) (Т. В. Билибина)	293
Архейская металлогеническая эпоха	—
Раннепротерозойская металлогеническая эпоха	298
Среднепротерозойская металлогеническая эпоха	299
Позднепротерозойско-палеозойская металлогеническая эпоха	301
Мезозойско-кайнозойская металлогеническая эпоха	302
Глава VIII. Принципы геохимического районирования щитов (В. К. Титов, А. А. Смыслов)	305
Заключение (Т. В. Билибина)	313
Список литературы	318

**ГЕОЛОГИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ЩИТОВ
ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ
СССР**

Редактор издательства М. И. Федотова
Переплет художника Ю. И. Прошлецова
Техн. редактор Н. П. Старостина
Корректор Л. Н. Пажильцева

Сдано в набор 9/1 1976 г. Подписано в печать 13/VIII 1976 г.
М-30423, Формат 70×108¹/₁₆. Бумага тип. № 2+офс. № 2.
Печ. л. 21¹/₄+1 вкл. Усл. л. 32,20. Уч.-изд. л. 33,36.
Тираж 1000 экз. Заказ № 120/1090. Цена 3 р. 66 к.
Издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171,
Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэро-
геология».

2207

3a. 36a

LIBRARY

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ)

КАРТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ УКРАИНСКОГО ШИТА

Масштаб 1:1500 000

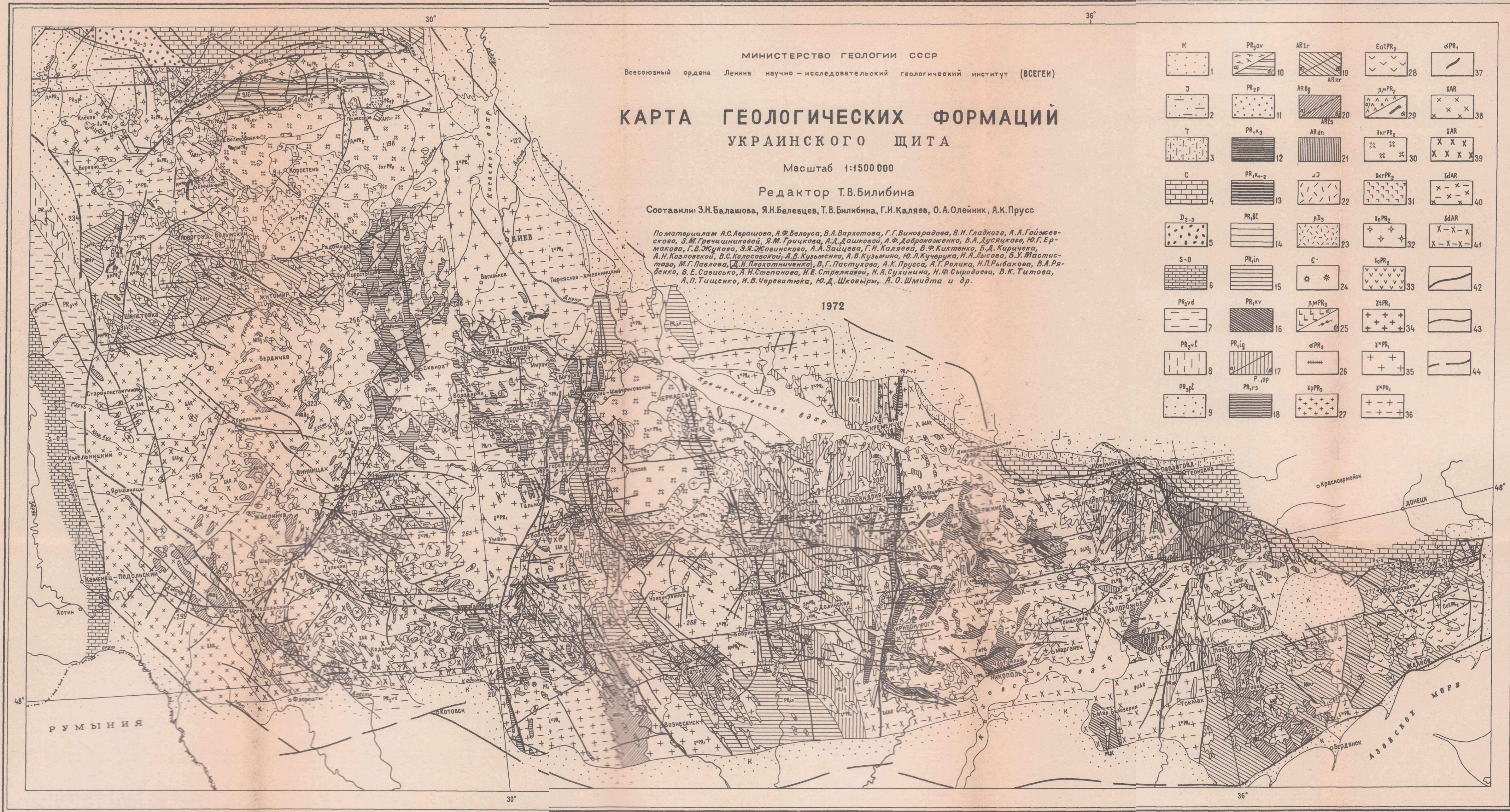
Редактор Т.В.Билибина

Составили: З.Н.Балашова, Я.Н.Белевцев, Т.В.Билибина, Г.И.Каляев, О.А.Олейник, А.К.Прусс

По материалам А.С.Авершова, А.Ф.Белуоса, В.А.Вархотова, Г.Г.Виноградова, В.Н.Гладкого, А.А.Гайжеевского, З.М.Гричишиной, Я.М.Грицкова, А.Д.Дашковой, А.Ф.Добролюбова, В.А.Дусяцкого, Ю.Г.Ермакова, Г.В.Жукова, Э.Я.Жовановского, А.А.Зайцева, Г.И.Каляева, В.Ф.Киктенко, Б.Д.Киричка, А.Н.Козловской, В.С.Коловской, А.В.Кузьменко, А.В.Кузьмина, Ю.Л.Кучерика, И.А.Лысова, Б.У.Мастистова, М.Г.Павлова, Д.И.Плахотниченко, В.Г.Пастухова, А.К.Прусса, А.Г.Ралика, Н.П.Рыбакова, В.А.Рябенко, В.Е.Савицкого, А.Н.Степанова, Н.Е.Стрелковой, Н.А.Сухина, Н.Ф.Сыродова, В.К.Тимова, А.П.Тищенко, И.В.Череватюка, Ю.Д.Шковыри, А.О.Шмидта и др.

1972

К	PR ₂ ov	AR ₁ tr	ЄotPR ₂	ЄPR ₁
1	10	19	28	37
Ж	PR ₂ p	AR ₂ g	βM ₁ PR ₂	γAR
2	11	20	29	38
Т	PR ₁ k ₃	AR ₁ dn	γk ₁ PR ₂	γAR
3	12	21	30	39
С	PR ₁ k ₁₋₂	ΔJ	γk ₂ PR ₂	γdAR
4	13	22	31	40
D ₂₋₃	PR ₁ BE	βD ₂	γoPR ₂	γdAR
5	14	23	32	41
S-O	PR ₁ in	С*	γoPR ₂	42
6	15	24	33	43
PR ₂ vd	PR ₁ kv	βM ₁ PR ₃	γPR ₁	44
7	16	25	34	43
PR ₂ vL	PR ₁ ig	ЄPR ₂	γ*PR ₁	44
8	17	26	35	44
PR ₂ pl	PR ₁ rs	γoPR ₂	γ*PR ₁	36
9	18	27	36	



Осадочные и осадочно-вулканические формации: I 1-долмит-песчаниковая; 2-песчанико-аргиллитовая; 3-аргиллит-песчаниковая; 4-известняковая; 5-туфо-песчаниковая; 6-известняковая; 7-аргиллит-песчаниковая (валдайская серия); 8-туфо-базальтовая (волынская серия); 9-глинисто-алевролит-песчаниковая (полесская серия); II 10-кварцит-песчаниковая, частью порфир-трахиандезитовая (обручская серия: а-збручская, б-толкачевская свиты); 11-песчанико-конгломератовая (пугачевская серия); III 12-кварцит-песчаниковая (криворожская серия, верхняя свита); 13-джемсшитовая кварцит-сланцевая; 14-джемсшитовая сланцево-диабазовая; 15-аргиллит-песчаниковая (имгульская серия); 16-кератофир-спилит-диабазовая (конская-вердубовская серия); 17-аргиллит-песчаниковая (а-имгульская, б-орзаво-лабораторская серия); 18-андезит-порфиритовая (росинско-тихичевская серия); 19-аргиллит-песчаниковая (а-тетеревская серия, б-карась-шарогайская свита); 20-офиолитовая (а-буеко-днепровская серия, б-лазовская свита); 21-диабаз-терригенная (днестровская серия); 22-гранит-песчаниковая (а-тетеревская серия, б-карась-шарогайская свита); 23-трахиандезитовая (валдайский комплекс); 24-аргиллитовая (валдайский комплекс); 25-диабазовая (долинский комплекс); 26-габбро-перидотитовая (дебальдовский комплекс); III 27-сиенит-гранитовая (пержвинский комплекс); 28-сиенит-гранитовая (а-валдайский комплекс); 29-габбро-диабазовая (звиздаль-залесский комплекс); 30,31-габбро-анортозитов-гранитов-реликты; III 32-граниты; 33-габбро-анортозиты (коростенский комплекс); 32,33-габбро-диабаз-гранитовая; 32-граниты; 33-габбро-диабаз-гранитовый комплекс; III 34-гранитовая (днепровско-токовская серия); 35,36-ниметит-гранитовая; 35-граниты; 36-ниметиты (пержвинско-ниметитовый комплекс); IV 37-39-плагиогранит-варикитовая; 38-аплит-пегматитовые, граниты; 40-плагиогранитовая (саксаганский комплекс); 41-плагиогранит-ниметитовая (днепровский комплекс); 42-межблоковые разломы; 43-прочие разрывные нарушения; 44-разломы, контролирующей артезианский комплекс).

I. Формации платформ и областей активизации; II. Формации протоорогенных сооружений; III. Формации протогевсинклинальных сооружений; IV. Формации протогевсинклинальных областей.

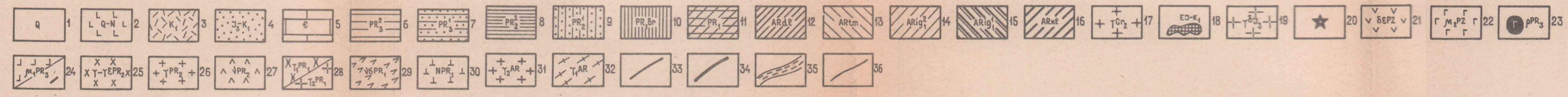
*) 37 - габбро-перидотитовая (валдайский комплекс).



Министерство геологии СССР
 Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт (ВСГЕИ)
**КАРТА
 ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ
 АЛДАНСКОГО ЩИТА**
 Масштаб 1:1500000
 Редактор Т. В. Билибина
 Составили: З. Н. Балашова, Т. В. Билибина, Б. А. Ермолаев

По материалам: Ш. А. Абрамовича, В. В. Александровской, Г. Н. Баненовой, А. Е. Брайде, Ю. В. Бурцева, А. Г. Васютиной, В. С. Ветлюжских, А. А. Вишневецкого, В. И. Виноградова, И. А. Воронина, Ю. Н. Гамалеи, Г. В. Гиммельшарфа, М. З. Гилзовского, В. К. Головенки, В. И. Гольденберга, И. Г. Губкина, В. Я. Гурова, Ю. К. Дзевановского, Т. С. Долгих, М. Я. Дудинкина, Н. Д. Зленко, А. П. Ильинича, Ю. В. Касина, С. Я. Карпова, А. Каша, В. П. Козлова, Ф. М. Коваленкова, В. П. Корсакина, В. А. Крайнова, Г. И. Лагутина, В. Е. Леоновой, В. А. Луконой, В. Э. Лухицкого, А. И. Майкова, Б. А. Михайлова, Л. М. Минкина, Е. Л. Миронюка, В. А. Мокроусова, Г. А. Немы, В. В. Овченко, А. Ф. Петрова, Л. М. Раутова, А. И. Салова, В. А. Савицкая, Б. А. Сидякина, В. К. Соколовой, И. В. Фролина, И. С. Талова, В. М. Терехина, А. В. Травина, Л. В. Трещина, А. И. Урманова, С. Е. Фабрица, В. С. Фабрицкого, К. И. Фрумина, К. Ф. Лащкова, Л. И. Хайми, Д. Л. Шапошникова, Н. Г. Ширинкина, Н. С. Шпака, В. С. Шульгина, Р. А. Зитина, А. И. Ямаловского и др.

1969 г.



Осадочные и осадочно-вулканогенные формации. 1-рыхлые аллювиально-делювиальные и коралловые образования; 2-трахибазальтовая; 3-порфир-андезитовая; 4-угленосная аргиллит-песчаная; 5-известняк-доломитовая (алданский и ленский ярусы, юдомская свита); 6-доломит-известняковая, частью конгломерат-песчаная (папомская и майская серии); 7-доломит-конгломерат-песчаная (учурская серия, кебектинская свита); 8-сланцево-гравелист-песчаная, частью порфир-диабазовая (субганская и чунская серии); 9-медноносная аргиллит-песчаная (удюкская серия, ланская и др. свиты); 10-днеспелитовая (боралинская серия); 11-аргиллит-сланцевитовая, глинист-диабазовая, известняк-мергель-песчаная (олеми-сланцевый комплекс на карте нерасчлененный); 12-диабаз-известняк-сланцевый (днеландская серия); 13-габбро-диабазовая (тамитинская серия); 14-известняк-сланцево-диабазовая (рейдровская и юденская свиты, внутренняя серия); 15-сланцево-карбонатная (восточноалданская свита, внутренняя серия); 16-арцилластая (мурманская серия), интрузивные и ультраметаморфические формации. 17-гранитовая; 18-граноидит-трахит-сиенитовая и лампрофит-сиенитовая; 19-гранодиорит-гранитовая; 20-пикритовая; 21-абсидиит-сиенитовая; 22-трапповая; 23-целинный-ультраосновных пород с карбонатитами; 24-габбро-диабазовая. 25-гранит-щелочогранитовая; 26-гранитовая; 27-габбро-габбро-норитовая; 28-мигматит-лаггигранитовая; 29-габбро-анортзитовая; 30-габбро-диорит-диабазовая; 31-мигматит-гранитовая; 32-мигматит-лаггигранитовая (чароитовая); 33-внутренние швы; 34-межблоковые разломы; 35-зоны рассланцевания и диастрофа; 36-прочие разрывные нарушения.

I-формации областей активации; II-формации платформы; III-формации протозогенных сооружений; IV-формации протогесинклиналиных сооружений; V-формации прогесинклиналиных областей.

