
АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА
ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

551.24

ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Труды совещания

747



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1973



"Тектоника фундамента древних платформ".

М., "Наука", 1973 г.

С различных точек зрения рассмотрены вопросы формирования раннедокембрийских складчатых поясов, история их развития и превращения в консолидированный фундамент древних платформ. Существенное внимание уделено также процессам метаморфизма, эволюции метаморфических процессов и их роли в становлении структуры метаморфических поясов. В ряде статей приводится характеристика структур и вещественного состава протоплатформенных отложений. Обсуждается также наличие в раннем докембрии орогенных образований.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
М.В.МУРАТОВ

ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Утверждено к печати Тектоническим комитетом Отделения наук о Земле АН СССР

Редактор Л.Г.Китаенко Редактор издательства Н.А.Никитина Технический редактор С.М.Бякерев
Подписано к печати 30/III-1973 г. Формат 70x108 1/16 Бумага офсетная № 1 Усл. печ. л. 15,5
Уч.-изд. л. 17,94 Тираж 1000 Т-02794 Тип. зак. 185. Цена 1 р. 56 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва К-62, Подсосенский пер., д. 21

1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, д. 21

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

При тектоническом анализе наибольшее внимание обычно обращается на изучение осадочных, вулканогенных и плутонических формаций. Среди последних чаще всего рассматриваются магматические образования и значительно реже ультраметаморфогенные гранитоиды. В то же время при определении тектонического режима той или иной структуры земной коры в большинстве случаев совершенно не учитываются процессы метаморфизма. Между тем изучение их дает информацию о движениях в подвижном поясе и о его состоянии на протяжении ряда стадий развития. Это мы и попытаемся показать в настоящей статье, используя главным образом материалы по фундаменту древних платформ.

Проблема связи метаморфизма с тектоникой в разных аспектах рассматривалась многими исследователями. Среди них особая роль принадлежит Риду (Read, 1957), который впервые предположил классифицировать метаморфические процессы по тектоническому признаку, разделив их на орогенические и плутонические. Орогенический метаморфизм связывался с погружением супракрустальных комплексов, происходившем в собственно геосинклинальную стадию развития подвижной области. Плутонический метаморфизм относился к более поздней стадии и связывался с действием поднимающихся плутонических масс. В последнее время идея Рида развивалась многими исследователями. В нашей стране наиболее последовательной ее сторонницей является Б.Я. Хорева (1966).

Большую роль в разработке интересующей нас проблемы сыграла работа Мияширо (Miyashiro, 1961) об эволюции метаморфических поясов, в которой содержится попытка связать термодинамические условия изменения пород с типом структуры земной коры и с местом метаморфизма в геологической истории Земли. Опираясь на эмпирические закономерности, Мияширо пришел к выводу об одновременном возникновении так называемых парных поясов, резко различающихся характером метаморфизма. Этот метаморфизм проявился в условиях низких температур и высоких давлений в периферических частях талассократона на границе его с континентальным геоблоком (в эвгеосинклинальных зонах), а также в условиях высоких температур и низких давлений — в подвижных зонах, заложенных на участках коры континентального типа.

Однако с появлением нового фактического материала рассматриваемая концепция претерпела ряд изменений. В частности выяснилось, что условия, синхронности метаморфизма различных типов не соблюдаются, а метаморфизм в геосинклиналях при определенных условиях может сменяться во времени плутоническим метаморфизмом низкого давления (Добрецов, Курода, 1969). Несмотря на это, несомненным остается факт зависимости термодинамических условий изменения пород от типа структуры земной коры.

А.А. Маркушев (1965) обратил внимание на возможность типизации метаморфических процессов по геохимическому признаку и выделил два ряда метаморфических формаций: эклогит-спилитовый (А), характеризующийся натриевым метасоматозом, десиликацией, магниезиальным метасоматозом, выносом кальция и гнейсово-сланцевый (Б), для которого свойствен привнос калия, натрия, кремния в различных количественных соотношениях и который может быть подразделен на этом основании на подряды Б-I и Б-II. При этом оказалось, что в ходе развития подвижного пояса происходит закономерное наложение метаморфизма в последовательности А - Б-I - Б-II.

Таким образом, в эволюции подвижных областей намечаются закономерные тенденции в изменении как термодинамической обстановки, так и геохимического режима, причем эти закономерности повторяются в разновозрастных структурах, что позволило внести понятие — цикл метаморфизма (Глебовицкий, 1969).

В настоящей статье нет возможности привести полный обзор литературы по проблеме связи метаморфизма с тектоникой, однако уже из немногих упомянутых исследований видно, что процессы метаморфизма, а также термодинамические и геохимические условия

его проявления зависят от тектонического режима того или иного участка земной коры. Следовательно, эти процессы являются индикаторами тектоники подвижных областей. Особенно важно изучение метаморфизма для анализа структуры и эволюции раннедокембрийских складчатых систем, в пределах которых супракрустальные комплексы испытали глубокие и повсеместные изменения при высоких температурах и давлениях, а применение литолого-формационных методов исследования из-за этого в значительной мере затруднено.

Изучение метаморфизма имеет большое значение и для решения общетектонических проблем, в частности, вопросов тектоники глубинных зон подвижных поясов, для выявления стадий тектонического цикла с целью исследования вещественной дифференциации и формирования расслоенной коры континентального типа.

В статье мы рассмотрим следующие аспекты проблемы:

1) метаморфические пояса и циклы метаморфизма; 2) отражение необратимости тектонического развития раннедокембрийских подвижных областей в развитии метаморфических процессов, их роль в становлении структуры фундамента древних платформ и в формировании коры континентального типа; 3) процессы метаморфизма в различных зонах подвижного пояса.

Прежде, чем перейти к рассмотрению перечисленных выше вопросов, остановимся на характеристике принятой нами классификации метаморфических фаций.

ПРИНЦИП ФАЦИАЛЬНЫХ СЕРИЙ И ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

В качестве основы фациальной классификации метаморфических пород был взят предложенный впервые Мияширо (Miyashiro, 1961) принцип фациальных серий. В последние годы классификация метаморфических фаций была в значительной степени детализирована, а число критериев для распознавания пород, принадлежащих к разным сериям, возросло благодаря новым теоретическим и экспериментальным исследованиям, результаты которых учтены при составлении схематической диаграммы $P - T$ (рис. 1). На этой диаграмме отражены поля устойчивости парагенезисов, критических для фаций и субфаций, выделяемых на карте метаморфических поясов СССР. Успехи петрологии метаморфических пород по существу и определили возможность применения концепции фациальных серий для составления мелкомасштабных карт подобного рода.

В настоящей работе рассматриваются только две серии — андалузит-силлиманитовая и кианит-силлиманитовая, так как образования, относящиеся к жадеит-глаукофановой фациальной серии, практически не встречаются в раннем докембрии фундамента древних платформ.

Андалузит-силлиманитовая фациальная серия объединяет следующие фации и субфации. В области низких температур может быть выделена пумпеллиит-пренитовая фация, примерно сопоставимая с филлитовой (Хорева, 1966) или аспидно-сланцевой фациями. Фация зеленых сланцев делится на мусковит-хлоритовую и биотит-мусковитовую субфации, что характерно и для кианит-силлиманитовой фациальной серии. Однако при низких давлениях поле устойчивости парагенезисов мусковит-хлоритовой субфации сужается. Это не может быть пока строго обосновано парагенетическим анализом, но наблюдения над зональными комплексами, метаморфизованными в условиях малой глубинности, подтверждают правильность упомянутого предположения.

При температуре порядка 500° в биотит-мусковитовой субфации происходит дегидратация пиррофиллита в кварцсодержащих породах с образованием в данной фациальной серии анадалузита. Однако при давлении около 5 кбар, которое характерно для многих комплексов андалузит-силлиманитового типа, в условиях зеленосланцевой фации возможна кристаллизация кианита.

В температурном интервале примерно от 500 до 550° , соответствующем по нашей классификации эпидот-амфиболитовой фации, в метапелитах происходит ряд преобразований. В частности, возникает алмандиновый гранат, а хлоритоид в ассоциации с хлоритом, анадалузитом, мусковитом и кварцем подвергается дегидратации в процессе последовательно протекающих реакций (Кориковский, 1969). В конечном итоге возникают ставролит-мусковит-биотитовые сланцы (с гранатом), характерные для фации куммингтонитовых амфиболитов. Отличительной чертой парагенезисов

метапелитов фации эпидотовых амфиболитов андалузит-силлиманитовой фациальной серии (помимо наличия в них андалузита) является присутствие кордиерита высокой железистости, что совершенно не типично для той же фации кианит-силлиманитовой серии. В породах, богатых СаО, в интервале температур рассматриваемой фации являются устойчивыми ассоциации с участием альбита, эпидота и роговой обманки, относительно бедной алюминием.

Изучение парагенезисов пород, бедных кальцием (метапелитов) и возникших в температурном интервале 550-750° (фация куммингтонитовых амфиболитов), представляет интерес как для общей типизации метаморфических явлений, так и для точного определения Р-Т параметров метаморфизма. Фация куммингтонитовых амфиболитов делится на ставролит-андалузит-мусковитовую, гранат-силлиманит-биотит-мусковитовую и альмандин-кордиерит-ортоклазовую субфации, пограничными реакциями между которыми являются, соответственно, дегидратация ставролита в присутствии кварца в калийсодержащих породах и дегидратация мусковита.

Интересно отметить две особенности метаморфизма пелитов в интервале температур фации куммингтонитовых амфиболитов. Первая связана с тем, что поле устойчивости ставролита выклинивается в области низких давлений (Richardson, 1968; Кориковский, 1969). Поэтому при давлении около 4,5 кбар и меньше ставролит дегидратируется в поле устойчивости андалузита, благодаря чему может быть выделена еще одна, гранат-биотит-мусковит-андалузитовая (бесставролитовая) субфация. Пример метаморфизма при таких условиях известен в районе Удокана (Восточная Сибирь). Второй особенностью является то, что при давлении около 3,5 кбар и меньше при температуре 650-700° возможна кристаллизация парагенезиса андалузита, граната, кордиерита и калиевого полевого шпата. Такие породы известны в Северном Приладожье и в Присаянской зоне.

Как и в эпидот-амфиболитовой фации, во всем интервале температур и давлений фаций куммингтонитовых амфиболитов кордиерит является устойчивым. Согласно экспериментам Шрайера (Schreyer, 1965), поле устойчивости магнезиальной разновидности этого минерала лишь незначительно перекрывает поле устойчивости кианита. Действительно, кордиерит встречается в кианитовых сланцах крайне редко.

В породах, богатых СаО, в интервале температур 550-750° устойчив куммингтонит в ассоциации со средним и основным плагиоклазом вместо парагенезиса чермакит-гастингситового амфибола и существенно альмандинового граната. Этим и объясняются принятые нами названия фаций. Исходя из анализа природных парагенезисов, можно предполагать, что поле устойчивости ассоциации куммингтонита с плагиоклазом лишь незначительно перекрывает поле устойчивости кианита. Поэтому изучение пород, богатых кальцием, дает нам достаточно надежный критерий для общей петрологической типизации метаморфизма.

При температуре около 750° благодаря дегидратации сначала куммингтонита, затем жедрита с кварцем (этот процесс хорошо исследован экспериментально Винклером), роговой обманки в присутствии кварца и, наконец, биотита возникают различные парагенезисы ортопироксена, что знаменует собой переход к гранулитовой фации. То, что линии перечисленных равновесий (за исключением дегидратации роговой обманки) имеют на диаграмме Р-Т положительный наклон и с возрастанием давления парагенезис гиперстена с плагиоклазом постепенно вытесняется ассоциацией чермакит-гастингситовой роговой обманки, граната и кварца либо клинопироксена и граната объясняет тот факт, что переход к гранулитовой фации наблюдается в зональностях андалузит-силлиманитового типа и крайне редок при кианитовом метаморфизме.

Кианит-силлиманитовая серия объединяет следующие фации и субфации.

В области низких температур, как и в андалузит-силлиманитовой серии, выделяются пумпеллиит-пренитовая и зеленосланцевая фации. Последняя делится на мусковит-хлоритовую и биотит-мусковитовую субфации. Отличительной особенностью рассматриваемой фациальной серии является расширение поля устойчивости парагенезисов мусковит-хлоритовой субфации и появление исключительно только кианита при дегидратации пирофиллита.

Эпидот-амфиболитовая фация в кианит-силлиманитовой серии выделяется по тем же критериям, что и в андалузит-силлиманитовой серии, хотя парагенезисы метапелитов в этом интервале температур отличаются наличием в них кианита и отсутствием кордиерита.

фация альмандиновых амфиболитов делится на ставролит-кианит-мусковитовую, кианит-гранат-биотит-мусковитовую, кианит-ортоклазовую субфации, границы между которыми схематически намечены на диаграмме Р-Т (см. рис. 1). Следует обратить внимание на то, что дегидратация ставролита вблизи поля устойчивости силлиманита или внутри него (а это устанавливается во многих зональностях кианит-силлиманитового типа) происходит при давлении около 6 кбар. Появление парагенезиса кианита с калиевым полевым шпатом (что соответствует 7 кбар и выше) наблюдается достаточно редко (в СССР такие породы известны на юго-западном Памире и в Беломорско-Лапландской зоне на Балтийском щите). В связи с этим можно утверждать, что кианит-силлиманитовая фациальная серия укладывается в достаточно узкий интервал давлений от 6 до 7 кбар, который редко выходит за названные пределы.

Гранулитовая фация в силу своей геологической обособленности в большинстве случаев не может быть точно сопоставлена с одной из рассмотренных фациальных серий. Поэтому она разделена на субфации независимо от серийной классификации. При этом нами были использованы критерии глубинности, предложенные А.А. Марашуевым (1965), В.И. Кицулом (1971) и Б.Г. Лутцем (1970).

Заканчивая краткое рассмотрение двух важнейших для раннего докембрия фациальных серий и подразделения гранулитовой фации на субфации, необходимо прежде всего подчеркнуть, что существующая в настоящее время фациальная классификация, обоснованная многочисленными теоретическими и экспериментальными исследованиями и анализом природных парагенезисов, позволяет с большой точностью и надежностью оценивать термодинамические условия метаморфизма, особенно в случае глубоких изменений пород. Действительно, существует возможность оценивать давление в интервале от 3,5 до 7 кбар с ошибкой, не превышающей 0,5 кбар, хотя такая возможность реализуется не всегда. Температуру также можно оценить с высокой точностью, с ошибкой не более 50°. Если же учесть возможность применения геотермометров, то величина ошибки может быть снижена.

Из сказанного следует, что изучение метаморфизма представляет собой достаточно эффективный метод анализа теплового и динамического режима подвижных областей, амплитуд вертикальных движений на разных этапах эволюции структуры земной коры, а также фундамента древних платформ.

Для решения тектонических вопросов наибольший интерес представляет изучение неоднородно метаморфизованных зональных комплексов, возникающих, в частности, при плутоническом метаморфизме. Большинство из комплексов такого рода представляют все или почти все фации одной из фациальных серий. Зональности смешанного типа, где при разных температурах возникали бы парагенезисы субфаций различных фациальных серий, крайне редки. Обычно давление во всех зонах метаморфизма остается примерно постоянным, и прямой зависимости между температурой и давлением не существует. Поэтому проявление зонального метаморфизма в подвижном поясе означает наличие в нем термических аномалий.

При орогеническом метаморфизме (в понимании Рида) возникает в зависимости от общего геотермического градиента данной подвижной области и от глубины погружения несколько фаций, отвечающих разным фациальным сериям. Во время деструктивного периода тектонических движений толщи, метаморфизованные таким образом, эродированы до определенного уровня, и в областях заверченной складчатости они выглядят как монофациальные комплексы, в той или иной степени переработанные при наложенном плутоническом метаморфизме. Изучение таких комплексов важно для оценки суммарного теплового потока подвижной области.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЦИКЛЫ МЕТАМОРФИЗМА

В работе Мияширо (Miyashiro, 1961) определение понятия метаморфического пояса не сформулировано, хотя из содержания статьи можно понять, что ее автор под этим термином понимает структуру, в пределах которой формируется одна из фациальных серий. Каждый из синхронно развивающихся парных метаморфических поясов Тихоокеанского обрамления характеризуется, с точки зрения Мияширо, андалузит-силлиманитовым или жадеит-глаукофановым метаморфизмом.

Однако такое определение нельзя признать полным, так как связь между метаморфизмом и тектоникой более сложная. Выше уже отмечалось, что изменения эвгеосинклинальных образований внутренней части Тихоокеанского кольца предшествуют в каждом тектоническом цикле плутоническому метаморфизму андалузит-силлиманитового типа, проявленному в периферических частях континента. Н.Л. Добрецов и Й. Курода (1969) показали, что вместе с миграцией зон максимальной тектонической активности со временем в сторону Тихого океана происходит одновременное перемещение парных метаморфических поясов, так что в зонах позднемезозойской складчатости, например, можно наблюдать реликтовые раннемезозойские (или палеозойские) глаукофановые сланцы. Если взять отдельную тектоническую структуру, то в ее пределах можно наблюдать метаморфизм нескольких типов, закономерно сменяющих друг друга во времени.

Подтверждение циклического характера метаморфического процесса можно найти во многих складчатых областях фанерозоя. Сходные закономерности в смене петрологических типов метаморфизма наблюдаются в раннедокембрийских структурах, о чем более подробно будет сказано ниже. Все это должно учитываться в определении понятия метаморфического пояса.

Метаморфический пояс — это структура земной коры, характеризующаяся преобладанием метаморфизма определенного петрологического типа, который закономерно связан с предшествующими и последующими стадиями преобразования пород. Рассмотрим некоторые примеры.

Уральский метаморфический пояс в качестве обособленной структуры земной коры имеет четкие тектонические ограничения. На западе он отделен от байкальских и раннедокембрийских метаморфических поясов зоной Главного уральского разлома. На востоке его граница, по-видимому, совпадает с разломом, отделяющим варисциды Урала от байкалид Западно-Сибирской плиты. Характерным для данного пояса является неоднородный зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа, контролирующийся серией антиклинорий, в осевых частях которых формируются куполовидные структуры с гранитоидными ядрами (Кейльман, 1971). Возраст метаморфизма — средний девон. Ему предшествует однородный зеленосланцевый метаморфизм, а еще раньше, на рубеже ордовика и силура, проявлялся жадеит-глаукофановый метаморфизм в зоне Главного уральского разлома.

Интересно отметить, что главная для данного пояса стадия зонального плутонического метаморфизма знаменует собой заключительную стадию ранневарисцидского этапа тектонической эволюции. Это подтверждается не только изотопно-геохрологическими и палеонтологическими датировками (Кейльман, 1971), но и данными структурного анализа. С.В. Чеснокову (1966) удалось показать, что образованию куполовидных структур Восточно-Уральской зоны предшествовала изоклиальная складчатость, а, возможно, и формирование тектонических покровов. Осевые поверхности таких складок сминались в открытые куполовидные антиформы.

Таким образом, Уральский метаморфический пояс обнаруживает четкую специализацию на определенный, а именно кианит-силлиманитовый тип метаморфизма и в этом смысле может быть принят за эталон одной из разновидностей метаморфических поясов фанерозоя. В его пределах реализуется достаточно широко распространенный путь эволюции геосинклинального плутонизма, и можно выделить ряд характерных метаморфических событий, объединяющихся в метаморфический цикл. Все эти события укладываются в ранневарисцидский этап тектонической эволюции, который не завершается переходом к орогенной стадии развития. Ранневарисцидские структуры вовлекались в новые геосинклинальные движения, которые закончились в перми.

Метаморфические пояса уральского типа выделяются в разновозрастных складчатых областях. В альпидях Средиземноморья один из поясов такого рода детально исследован в Швейцарских Альпах, где наблюдается зональный плутонический метаморфизм кианит-силлиманитового типа в области деформированных в открытые складчатые структуры тектонических покровов (Chatteryce, 1961; F. Niggli, C. Niggli, 1966; и др.). Ему предшествует образование альпинотипных эклогитов и жадеитовых пород, а также однородный зеленосланцевый (или пумпеллит-пренитовый) метаморфизм.

Отличительной чертой альпийских метаморфических поясов, близких к уральскому типу, является более или менее широкое проявление метаморфизма

андалузит-силлиманитового типа на поздних стадиях эволюции (Глебовицкий, 1969). Наиболее ярким примером подобного метаморфического пояса является Музкольский (Южный Памир), где с равной интенсивностью проявляются изменения в условиях и кианит-силлиманитового, и андалузит-силлиманитового типов метаморфизма. В этом случае мы имеем дело с переходом к другому типу метаморфических поясов.

Резко отличаются от Уральского метаморфические пояса Западной и Центральной Европы (Zwart, 1967). Для них характерно постоянное проявление плутонического метаморфизма андалузит-силлиманитового типа в раннем карбоне, в момент перехода от собственной геосинклинальной стадии к орогенной. Зоны наиболее высокотемпературных преобразований контролируются антиклинорными структурами, возникающими во время инверсии интрагеосинклиналей. Характерными структурами осевых частей этих антиклинорий являются диапиroidные купола с гранитоидными ядрами.

В настоящее время мы не располагаем достаточным материалом для сравнительной оценки роли крупных тектонических покровов в структуре поясов уральского и европейского типов. Однако можно констатировать, что области, где существование таких покровов надежно доказано (Аппалачи, Швейцарские Альпы, каледониды Норвегии и т. д.), отличаются преобладающим проявлением метаморфизма кианит-силлиманитового типа.

Выше уже отмечалось, что в пределах Тихоокеанского обрамления в поясах, закладываемых на коре континентального типа, проявляется зональный плутонический метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, причем при минимально возможных для него давлениях (например, комплекс плато Абакума в Японии). В этом смысле эти пояса идентичны европейским. Специфика же их состоит в том, что ранние стадии метаморфического цикла могут ознаменоваться формированием комплекса глаукофан-лавсонитовых сланцев, жадеитовых пород или альпинотипных эклогитов.

Таким образом, в фанерозое можно выделить два главных (уральский и европейский) и ряд промежуточных типов метаморфических поясов, характеризующихся преобладанием определенного типа метаморфизма и определенной последовательностью метаморфических событий и эпизодов. Каждый из типов метаморфических поясов обладает тектонической спецификой.

Раннедокембрийские метаморфические пояса во многих отношениях отличны от рассмотренных выше фанерозойских структур, хотя намечаются и определенные черты сходства. Обратимся к некоторым примерам.

Северная часть Джугджуро-Становой складчатой области в Восточной Сибири представляет собой достаточно характерный раннедокембрийский метаморфический пояс, ограниченный на севере Южно-Алданским, а на юге Южно-Туруингрским разломами. Преобладающим для данного пояса является метаморфизм кианит-силлиманитового типа, достаточно однородный и соответствующий условиям высокотемпературной субфации фации альмандиновых амфиболитов. Степень метаморфизма несколько снижается (до ставролит-кианит-мусковитовой субфации) вблизи крупных глыб древнеархейского фундамента. Ранним этапом развития этого пояса отвечает формирование гранулитов высоких давлений. В периферических частях структуры наблюдается наложение позднего метаморфизма андалузит-силлиманитового типа.

Другим примером является Беломорско-Лапландский метаморфический пояс, обособившийся как самостоятельная структура в конце раннего протерозоя. Преобладающий метаморфизм здесь относится к кианит-силлиманитовому типу. Он однороден на большей части рассматриваемой территории и соответствует высокотемпературным субфациям фации альмандиновых амфиболитов. В периферических частях пояса наблюдается зональность, и степень метаморфизма на сравнительно коротком расстоянии снижается до зеленосланцевой фации. Ранним этапом метаморфизма в данном поясе соответствует формирование гранулитов высоких давлений и эклогитов в зоне глубинного разлома на северной окраине пояса.

Другая разновидность раннедокембрийских метаморфических поясов близка к фанерозою европейского типа. В этих поясах преобладает зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, проявляющейся во время складчатости, которая завершает развитие подвижной области и знаменует переход к периоду кратонизации. Формирование таких метаморфических поясов наиболее характерно для областей ранне- и среднепротерозойской завершённой складчатости, откуда, однако, отнюдь не следует, что для этих периодов развития свойствен только андалузит-силлиманитовый

метаморфизм. Типичным примером таких метаморфических поясов является Свеко-фенский в фундаменте Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, в фундаменте древних платформ можно выделить метаморфические пояса двух типов, обнаруживающих явные черты сходства с такими поясами фанерозоя, как уральский и европейские. Однако раннедокембрийские метаморфические пояса значительно отличаются от фанерозойских и от древних поясов фундамента молодых платформ, о чем более подробно будет сказано ниже.

ОТРАЖЕНИЕ НЕОБРАТИМОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

В фундаменте Восточно-Европейской и Сибирской платформ наиболее широко распространены архейские комплексы, повсеместно метаморфизованные в условиях гранулитовой фации умеренного давления (от 6 до 10 кбар). В Европейской части СССР выделяются три крупных региона, почти целиком сложенные такими образованиями. Это — Прибалтика, западная часть Украинского щита и прилегающие к ней территории и Волго-Уральская область. В Сибири к таким регионам относится Витимо-Алданский щит и прилегающие к нему с севера площади.

Однородность метаморфизма заставляет предполагать слабую тектоническую дифференциацию земной коры в период его проявления. Значительная величина давления, несомненно, связана с глубоким погружением. Поэтому можно утверждать, что на упомянутых территориях мы имеем дело с глубоко эродированными складчатými областями раннего докембрия. Намечающаяся прямая зависимость температуры преобразования пород от глубинности метаморфизма (Кицул, 1971) свидетельствует об однородности теплового потока в пределах всей сформированной к тому времени коры континентального типа.

На основании материалов по фундаменту Сибирской платформы можно наметить два пути эволюции метаморфических процессов в пределах архейских подвижных поясов.

Первый путь эволюции может быть рассмотрен на примере Алданского щита (рис. 2). Упомянутая выше однородная гранулитовая фация умеренной глубинности, типичная для восточной части территории, сменяется на западе гранулитовой же фацией относительно малого давления (5 кбар и меньше; Кицул, 1971). Вопрос возрастных соотношений между процессами метаморфизма разной глубинности может решаться, на основании анализа последовательности деформаций, в бассейнах левых притоков р. Тимптона. Здесь было выделено два мегацикла движений, а в рамках второго из них установлено два цикла, каждый из которых начинается складчатостью общего смятия и завершается формированием разрывов разной морфологии. В течение всего второго мегацикла деформации происходили на фоне воздымания в центральной части так называемого Верхнеалданского купола, который, наряду с подобными, развитыми на западе Алданского щита структурами, контролирует проявление метаморфизма гранулитовой фации относительно малой глубинности. Исследование метаморфизма толщ, в которых сохранились деформации первого мегацикла, показало неоднократность изменения пород в условиях гранулитовой фации. При этом глубинность метаморфизма убывает от ранней стадии к поздней, что выявляется, например, при исследовании парагенезисов пород, бедных кальцием.

Если учесть при этом, что минералы парагенезисов малой глубинности подчеркивают плоскостные и линейные элементы структур, возникших при поздних этапах деформаций второго мегацикла, то становится понятной общая тенденция к снижению давления минералообразования в процессе восходящих движений.

Развитие метаморфизма в западной части Алданского щита завершилось проявлением диафтореза фации куммингтонитовых амфиболитов андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

Области с рассмотренной направленностью в эволюции метаморфических процессов в конечном итоге преобразовывались в древнейшие кратоны, к которым и относится площадь Алданского щита и примыкающие к нему с севера районы (см. рис. 2).

Здесь необходимо отметить, что в пределах древнейших кратонов мы улавливаем лишь следы наиболее поздних этапов становления структур данного типа, когда в этих местах была уже сформирована дифференцированная кора континентального типа с хорошо выработанным гранитным слоем. С этим связана специфика супракратальных формаций западной части Алданского щита (преобладание глубоко дифференцированных толщ существенно кислого состава, реже карбонатных толщ) и широкое распространение гранитоидов (в частности гранито-гнейсов и аляскитов).

Существенно иной путь развития плутонических явлений намечается в архейских и раннепротерозойских подвижных поясах, обрамляющих древнейшие кратоны. Примером таких поясов может служить Джугджуро-Становая область. На ранних этапах ее эволюции происходил метаморфизм древнего архея в условиях гранулитовой фации высокого давления (около 10 кбар, сутаамский тип гранулитов) и формировались джугджурский и каларский габбро-анортозитовые комплексы. Обращает на себя внимание тот факт, что изменения такого рода локализируются в полосе, прилегающей к зоне сочленения Алданского кратона с Джугджуро-Становой подвижной областью, и накладываются на все без исключения раннеархейские серии. При этом данный метаморфический пояс занимает явно секущее положение по отношению к складчатым структурам Алданского щита. Такая пространственная приуроченность метаморфизма гранулитовой фации высокого давления может свидетельствовать о более позднем его проявлении по отношению к метаморфизму гранулитовой фации умеренной глубинности. А это значит, что уже в архее намечается существенная тектоническая дифференциация земной коры и расчленение ее на структуры первого порядка, отличающиеся динамическим режимом.

Проявление метаморфизма сутаамского типа знаменует, таким образом, ранний этап развития рассматриваемых подвижных поясов, но эти процессы предшествовали, по-видимому, моменту становления Алданского кратона как относительно стабильной структуры, фиксируя лишь начальную стадию тектонической дифференциации коры.

Следующий этап метаморфизма в Джугджуро-Становой подвижной области датируется поздним археем и проявляется в условиях высокотемпературной субфации фации альмандиновых амфиболитов (кианит-силлиманитовая фациальная серия). Он сопровождается повсеместным интенсивным ультраметаморфизмом, выразившимся в развитии обширных полей мигматитов и гранито-гнейсов. Некоторое снижение степени метаморфизма наблюдается возле крупных глыб нижнеархейского фундамента (Неелов и др., 1971). Давление при метаморфизме меняется от 6 до 7 кбар. Проявление позднеархейского высокотемпературного метаморфизма полностью ограничивается Джугджуро-Становой складчатой областью и совершенно не наблюдается на южной окраине Алданского щита (Неелов и др., 1971).

Заключительный этап метаморфизма проявлялся как на южной окраине Алданского кратона, так и в пределах Джугджуро-Становой складчатой области. В это время формировались зональные метаморфические комплексы андалузит-силлиманитового типа с вариациями давления от 4 до 5 кбар. Все это указывает на значительную тектоническую дифференцированность земной коры в этот период развития, следствием чего явились заметные изменения плотности теплового потока в латеральном направлении. Максимальная его интенсивность мало отличается от плотности однородного теплового потока в раннем архее, хотя общее количество энергии, поступающей с глубин в архее было большим.

Становой путь развития типичен для многих архейско-раннепротерозойских складчатых областей. По крайней мере отдельные стадии такой эволюции улавливаются на Анабарском щите, где в последние годы были детально исследованы процессы наложенного метаморфизма фации альмандиновых амфиболитов (кианит-силлиманитовая фациальная серия), проявленного в пределах широких и протяженных зон (Рабкин, Вишневский, 1971). Более ранний архейский метаморфизм вблизи таких зон несет отчетливые признаки высоких давлений и сопровождается формированием крупных габбро-анортозитовых тел, в чем проявляется сходство с сутаамским комплексом в южном обрамлении Алданского кратона.

Примеры аналогичной направленности в развитии процессов метаморфизма можно найти в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Эта направленность отчетливо проявляется в Центрально-Кольском блоке Кольско-Норвежской зоны, где гранулиты

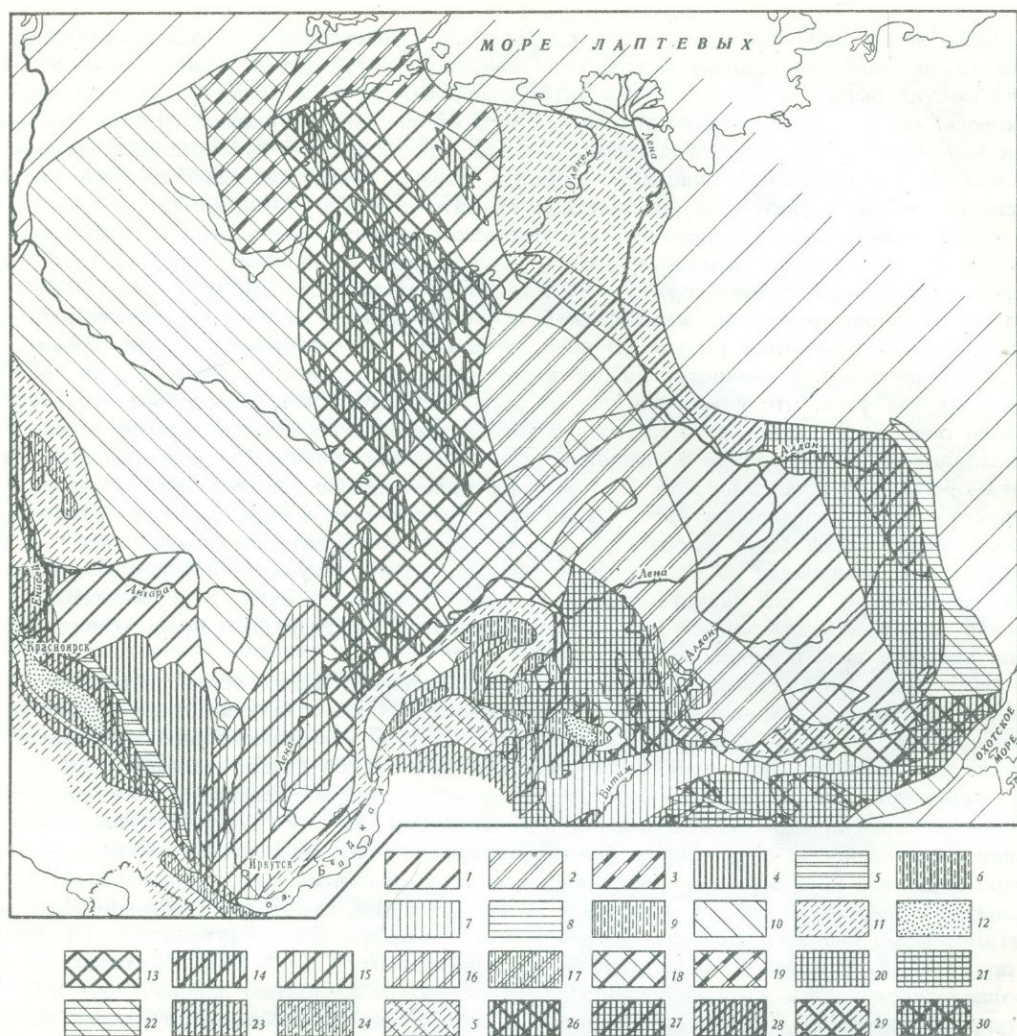


Рис. 2. Схематическая карта метаморфических фаций фундамента Сибирской платформы.

Гранулитовая фация: 1 – умеренных давлений; 2 – низких давлений; 3 – нерасчлененная по давлению. Кианит–силлиманитовая фациальная серия: 4 – кианит–альмандин–биотит–мусковитовая, кианит–альмандин–ортоклазовая, силлиманит–альмандин–ортоклазовая субфации, нерасчлененные; 5 – ставролит–кианит–мусковитовая субфация; 6 – фация зеленых сланцев и ставролит–кианит–мусковитовая субфация, связанные постепенными переходами в метаморфической зональности. Андалузит–силлиманитовая фациальная серия: 7 – силлиманит–альмандин–биотит–мусковитовая, силлиманит–биотит–ортоклазовая и кордиерит–альмандин–ортоклазовая субфации, нерасчлененные; 8 – ставролит–андалузит–мусковитовая субфация; 9 – фация зеленых сланцев и ставролит–андалузит–мусковитовая субфация, связанная постепенными переходами в метаморфической зональности. Фации неопределенного давления: 10 – амфиболитовая; 11 – зеленосланцевая; 12 – пумпеллиит–пренитовая и цеолитовая. Наложение: 13 – гранулитовой фации высоких давлений на гранулитовую фацию умеренных давлений; 14 – нерасчлененных кианит–альмандин–биотит–мусковитовой, кианит–альмандин–ортоклазовой, силлиманит–альмандин–ортоклазовой субфаций фации альмандиновых амфиболитов на гранулитовую фацию умеренных давлений; 15 – нерасчлененных силлиманит–альмандин–биотит–мусковитовой, силлиманит–биотит–ортоклазовой и кордиерит–альмандин–ортоклазовой субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов на гранулитовую фацию умеренных

кольской серии (архей) подвергаются региональному диафторезу фации альмандино-вых амфиболитов, после чего следует диафторез фации куммингтонитовых амфиболитов, связанный с прогрессивным метаморфизмом нижнего протерозоя.

Сходные преобразования сначала в условиях умеренных, а затем низких давлений испытывают и архейские гранулитовые комплексы Прибалтики, Центральной Карелии, района КМА и Украинского щита. Характерно, что раннепротерозойский метаморфизм, завершающий развитие докембрийских структур указанных регионов во всех случаях проявляется в условиях низких давлений (андалузит-силлиманитовая фациальная серия).

Таким образом, закономерная тенденция в изменении петрологических типов метаморфизма во времени хорошо выдерживается на значительных территориях и в разбросанных районах. Можно говорить в связи с этим о закономерном изменении теплового режима земной коры в раннем докембрии в направлении снижения общей интенсивности теплового потока и увеличения степени его неоднородности по мере увеличения тектонической дифференцированности коры и усложнения строения подвижных областей раннего докембрия. Тенденции изменения теплового режима этих областей близки к той направленности в метаморфической эволюции, которая свойственна подвижным зонам позднего докембрия и фанерозоя. Однако есть между ними и существенные различия как в характере метаморфизма отдельных стадий тектонического цикла (или мегацикла), так и во временных интервалах, разделяющих отдельные, выделяемые нами этапы эволюции.

Молодые подвижные зоны отличаются большей контрастностью тектонического и в связи с этим термодинамического режима смежных структурно-формационных зон и следующих друг за другом этапов (или стадий) развития. Поэтому в них наблюдается более пестрая картина в смысле распределения и разнообразия метаморфических комплексов различных петрологических типов. В частности, для молодых складчатых областей (начиная со среднего рифея, по крайней мере) характерно возникновение глаукофан-сланцевых поясов на ранних этапах развития геосинклинали,

давлений; 16 - тех же субфаций на гранулитовую фацию низких давлений; 17 - зеленосланцевой фации и ставролит-андалузит-мусковитовой субфации, связанных постепенными переходами, на гранулитовую фацию низких давлений; 18 - амфиболитовой фации неопределенного давления на гранулитовую фацию умеренного давления; 19 - той же фации на гранулитовую фацию неопределенного давления; 20 - ставролит-андалузит-мусковитовой субфации на кианит-альмандин-биотит-мусковитовую, кианит-альмандин-ортоклазовую и силлиманит-альмандин-ортоклазовую субфации, нерасчлененные; 21 - ставролит-кианит-мусковитовой субфации на силлиманит-альмандин-биотит-мусковитовую, кордиерит-ортоклазовую субфации, нерасчлененные; 22 - ставролит-андалузит-мусковитовой субфации на амфиболитовую фацию неопределенного давления; 23 - зеленосланцевой фации на кианит-альмандин-биотит-мусковитовую, кианит-альмандин-ортоклазовую и силлиманит-альмандин-ортоклазовую субфации, нерасчлененные; 24 - зеленосланцевой фации на зеленосланцевую и ставролит-андалузит-мусковитовую субфацию, связанные постепенным переходом; 25 - зеленосланцевой фации на амфиболитовую фацию неопределенного давления; 26 - гранулитовой фации высоких давлений, а затем кианит-альмандин-биотит-мусковитовой, кианит-альмандин-ортоклазовой и силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфаций, нерасчлененных, на гранулитовую фацию умеренных давлений; 27 - кианит-альмандин-биотит-мусковитовой, кианит-альмандин-ортоклазовой и силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфаций, а затем ставролит-андалузит-мусковитовой субфации на гранулитовую фацию умеренного давления; 28 - нерасчлененных кианит-альмандин-биотит-мусковитовой, кианит-альмандин-ортоклазовой и силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфаций, а также зеленосланцевой фации на гранулитовую фацию умеренных давлений; 29 - гранулитовой фации высоких давлений, а затем зеленосланцевой фации на гранулитовую фацию умеренных давлений; 30 - кианит-альмандин-биотит-мусковитовой, кианит-альмандин-ортоклазовой и силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфаций, а затем ставролит-андалузит-мусковитовой субфации на гранулитовую фацию высоких и умеренных давлений.

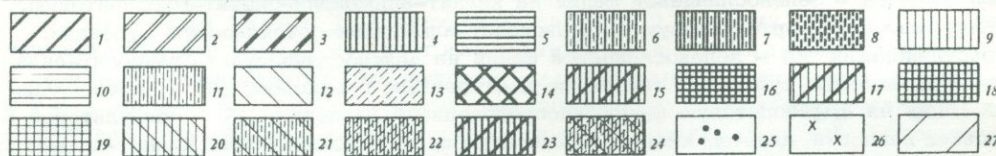
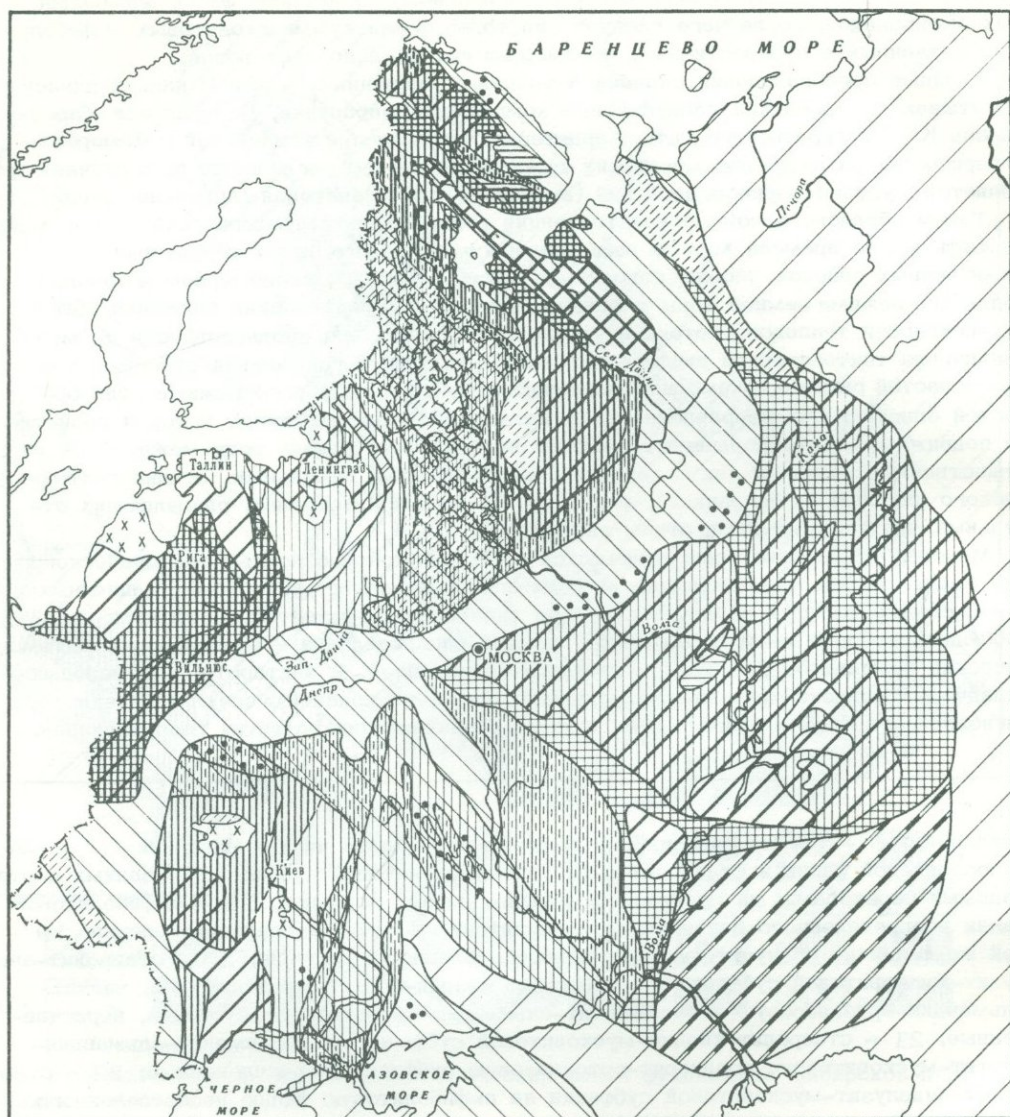


Рис. 3. Схематическая карта метаморфических фаций фундамента Восточно-Европейской платформы.

Гранулитовая фация: 1 – умеренных давлений; 2 – низких давлений; 3 – нерасчлененная по давлениям. Кианит-силлиманитовая фаціальная серия: 4 – кианит-альмандин-биотит-мусковитовая, кианит-альмандин-ортоклазовая и силлиманит-альмандин-ортоклазовая субфации, нерасчлененные (высокотемпературные субфации альмандиновых амфиболитов); 5 – ставролит-кианит-мусковитовая субфация фации альмандиновых амфиболитов; 6 – фация зеленых сланцев и ставролит-кианит-мусковитовая субфация, связанные постепенными переходами в метаморфической зональности; 7 – высокотемпературные субфации фации альмандиновых амфиболитов (более ранний метаморфизм) и зеленосланцевая фация, связанная со ставролит-кианит-мусковитовой субфацией постепенными переходами (более поздний мета-

что совершенно не типично для раннего докембрия, где фиксируется лишь появление гранулитов высоких давлений.

Метаморфизм собственно геосинклинальной стадии развития (орогенический, по Риду) проявляется в условиях фации зеленых сланцев или пумпеллитит-пренитовой фации, что связано со сравнительно низкой плотностью теплового потока и относительно малой амплитудой вертикальных движений. Плутонический метаморфизм начальных стадий инверсии интрагеосинклинальных структур приводит к формированию высокоградиентной зональности, свидетельствующей о значительной неоднородности тепловых потоков, которая несвойственна раннему докембрию.

Рассматриваемые нами метаморфические пояса раннего докембрия и фанерозоя существенно различаются также и длительностью интервалов, разделяющих отдельные этапы или стадии эволюции. В подвижных поясах, обрамляющих древнейшие кратоны, охарактеризованная нами история метаморфизма охватывает огромный интервал времени (около 1000 млн лет). Действительно, если время раннего метаморфизма в Джугджур-Становой складчатой области датируется по крайней мере 3300 млн. лет, то завершилась эволюция пояса раннего протерозоя 2500 млн лет назад.

Следует также подчеркнуть, что раннедокембрийские метаморфические пояса фундамента древних платформ отличны и от синхронных с ними структур фундамента молодых платформ. Это отличие заключается в том, что метаморфизм раннего и среднего протерозоя в рифейских и более поздних поясах проявлялся в условиях сверхвысоких давлений и умеренных температур. Это привело к формированию эклогито-гнейсовых и эклогито-сланцевых комплексов, известных в Уфалейском районе на Урале, в районе Кокчетавы в Казахстане, на Тянь-Шане и в других местах.

На ранне- и среднепротерозойском этапе развития структуры фундамента древних платформ значительная тектоническая дифференциация земной коры выразилась не только в увеличении степени неоднородности тепловых потоков, следствием чего явилось образование метаморфических комплексов с изобарической зональностью (разновидность раннедокембрийского плутонического метаморфизма), но и в формиро-

морфизм); 8 - фация зеленых сланцев. Андалузит-силлиманитовая фаціальная серия; 9 - силлиманит-альмандин-биотит-мусковитовая, силлиманит-альмандин-ортоклазовая и кордиерит-альмандин-ортоклазовая субфации, нерасчлененные (высокотемпературные субфации фации куммингтонитовых амфиболитов); 10 - ставролит-андалузит-мусковитовая субфация фации куммингтонитовых амфиболитов; 11 - фация зеленых сланцев и ставролит-андалузит-мусковитовая субфация, связанные постепенными переходами в метаморфической зональности. Фации неопределенного давления: 12 - амфиболитовая; 13 - зеленосланцевая.

Наложение: 14 - гранулитовой фации высоких давлений на гранулитовую фацию умеренных давлений; 15 - высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов на гранулитовую фацию умеренных давлений; 16 - ставролит-кианит-мусковитовой субфации на высокотемпературные субфации фации альмандиновых амфиболитов; 17 - высокотемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов на гранулитовую фацию умеренных давлений; 18 - ставролит-андалузит-мусковитовой субфации на высокотемпературную субфацию фации альмандиновых амфиболитов; 19 - ставролит-андалузит-мусковитовой субфации на высокотемпературные субфации фации куммингтонитовых амфиболитов; 20 - высокотемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов на амфиболитовую фацию неопределенного давления; 21 - зеленосланцевой фации и ставролит-андалузит-мусковитовой субфации, связанных постепенными переходами, на амфиболитовую фацию неопределенного давления; 22 - зеленосланцевой фации на зеленосланцевую фацию и ставролит-андалузит-мусковитовую субфацию, связанные постепенными переходами; 23 - высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов, а затем ставролит-андалузит-мусковитовой субфации на гранулитовую фацию умеренных давлений; 24 - зеленосланцевой фации и ставролит-андалузит-мусковитовой субфации, связанных постепенными переходами, и затем зеленосланцевой фации на амфиболитовую фацию неопределенного давления; 25 - реликты гранулитовой фации; 26 - граниты репакиви; 27 - послераннедокембрийские складчатые области

вании парных, синхронно развивающихся метаморфических поясов. Пример таких структур мы находим в северной части Восточно-Европейской платформы. Имеются в виду Свекофенский и Беломорско-Лапландский метаморфические пояса (рис. 3). В пределах первого из них повсеместно проявлен зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа. Возраст его, по геологическим данным, определяется как совпадающий с селецкой фазой складчатости, проявленной на рубеже раннего и среднего протерозоя. Если же учитывать данные финских исследователей (Вяюрюнен, 1959; и др.), то можно допускать и среднепротерозойский возраст формирования этой зональности.

На основании изотопно-геохронологических данных метаморфизм может быть определенно датирован интервалом времени 1900-1850 млн лет. Степень метаморфизма возрастает от высокотемпературной субфации фации зеленых сланцев на северо-восточной окраине подвижной зоны до высокотемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов, а иногда до гранулитовой фации в осевой части структуры.

Свекофенская зона исследована достаточно детально в структурно-геологическом отношении, что позволило прийти к заключению о становлении метаморфической зональности во время частной инверсии интрагеосинклиналей (Судовиков и др., 1970). Такая связь повышенного метаморфизма с обращенными структурами по-видимому, типична для зональных комплексов в парных поясах раннего и среднего протерозоя.

По направлению к структурам типа внутренних геоантиклиналей, к которым относится Центральнo-Финляндский массив, происходит спад метаморфизма до ставролит-андалузит-мусковит-кварцевой субфации и реже до эпидот-амфиболитовой фации, что наблюдается в зоне Тампере и в северной Ботнии (Финляндия).

Беломорско-Лапландский метаморфический пояс прослеживается из Лапландии в юго-восточном направлении вдоль побережья Белого моря. Далее в фундаменте Русской плиты он меняет свое простираие на юго-западное, проходит, по-видимому, севернее Москвы в восточную часть Белоруссии и располагается, таким образом, между двумя крупнейшими в Европейской части СССР геоблоками, сложенными преимущественно архейскими образованиями гранулитовой фации метаморфизма и в меньшей степени - толщами нижнего протерозоя (кириворожская, курская серия и их аналоги).

Не рассматривая всей сложной истории Беломорско-Лапландской зоны, обратим внимание только на завершающие этапы ее развития, когда происходило формирование метаморфической зональности кианит-силлиманитового типа, особенно отчетливо проявленной в периферических частях интересующей нас структуры. На основании геологических наблюдений можно утверждать, что зональность эта возникла не раньше селецкой фазы складчатости, так как изменения накладываются на толщи тунгусско-надвоицкой серии и ее аналоги.

Правомочно также предположение о среднепротерозойском времени проявления последнего метаморфизма в Беломорско-Лапландской зоне. Данные изотопной геохронологии свидетельствуют о том, что становление зональности произошло 1900-1800 млн лет назад.

Высокая степень изученности метаморфизма в Беломорско-Лапландской зоне позволяет достаточно точно определить условия давления во всех зонах фации альмандиновых амфиболитов, которое колеблется в узком пределе от 6,5 до 7,5 кбар. Значительное отклонение от этой величины имело место на ранней стадии рассматриваемого метаморфического цикла, когда в зонах глубинных разломов формировались гранулиты высокого давления (10-13 кбар). Спад давления наблюдается в заключительную стадию, что нашло отражение в развитии кордиерита и силлиманита в глиноземистых гнейсах осевой части зоны.

Парные метаморфические пояса раннепротерозойского возраста выявлены в фундаменте Сибирской платформы, в южном и в юго-западном обрамлении Алданского кратона. В областях, к нему примыкающих, в это время проявлялся зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, который был уже рассмотрен выше. В Байкальской горной области и в Восточном Забайкалье в то же время формировалась кианит-силлиманитовая фациальная серия.

ПРОЦЕССЫ МЕТАМОРФИЗМА В РАЗЛИЧНЫХ ЗОНАХ ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Рассмотрим некоторые закономерности локализации метаморфических процессов в различных зонах подвижного пояса.

В литературе приводились данные, свидетельствующие о том, что жадеит-глаукофан-лавсонитовые сланцы и коровые эклогиты часто локализируются в зонах глубоинных разломов на границе континентальных и океанических геоблоков (Добрецов и др., 1966). Объяснялась такая локализация возникновением длительных дополнительных нагрузок, заметно повышающих общее давление, значительные величины которого (от 8 до 15 кбар), по мнению многих исследователей, необходимы для формирования упомянутых пород. Нашими исследованиями подтверждается отмеченная закономерность. Больше того, на основании анализа материалов по структуре и петрологии комплекса фундамента древних платформ удается показать, что в период заложения позднеархейских и ранне-среднепротерозойских подвижных поясов формировались зоны глубоинных разломов, в пределах которых проявлялся метаморфизм повышенных давлений. Примером может служить формирование лапландского граулитового комплекса (Глебовицкий и др., 1971).

447
Если в настоящее время можно уверенно говорить о проявлении метаморфизма сверхвысоких давлений в зонах глубоинных разломов на границе крупнейших геоблоков земной коры как в фанерозое, так и в раннем докембрии, то дать строгое обоснование гипотезе тектонических сверхдавлений нет возможности. Эрнст и его коллеги (Ernst a.o., 1970) провели специальное исследование пород францисканской формации, метаморфизованных в условиях фации глаукофановых сланцев, и показали, что максимально допустимой величиной превышения общего давления над литостатическим является 1000 бар, тогда как для формирования глаукофансланцевого комплекса в данной геологической ситуации требовалось, по крайней мере, 4000 бар. Учитывая затруднения такого рода, Эрнст предлагает ряд альтернативных решений проблемы. Согласно одной из гипотез, породы францисканской формации в процессе движений по сверхглубинному разлому затягивались под континент, чем и объясняется необходимое давление. Примерно аналогичное решение вопроса о генезисе некоторых глаукофансланцевых поясов СССР предложил Н.Л. Добрецов (1970). Вместе с тем приводились и другие объяснения сверхдавления в земной коре. Одно из них базируется на представлении В.В. Хлестова (цитируется по Добрецову, 1970) о реализации автоклавного эффекта в некоторых структурах земной коры и о возникновении флюидного сверхдавления.

Надвиговая (или лучше сказать подвиговая) модель сверхдавления хотя и кажется привлекательной, но все же находится в противоречии с некоторыми геологическими данными. В частности, она не объясняет зональности вблизи разломов, свидетельствующей о наличии горизонтального градиента давления. Нереальной представляется для многих комплексов и модель флюидного сверхдавления, так как для своей реализации в природе она требует соблюдения замкнутости системы по отношению к летучим.

Не отрицая категорически возможности объяснения сверхдавления одним из перечисленных способов, хотелось бы все-таки подчеркнуть, что ни одна из существующих гипотез не может быть признана обоснованной, хотя сам факт существования в земной коре давлений, превышающих литостатическое, не вызывает сомнения.

Таким образом, зоны глубоинных разломов, разделяющих крупные геоблоки, являются одним из примеров структур земной коры, которые предопределяют особые термодинамические условия и маркируются не только специфическими магматическими телами, складчатыми и разрывными структурами, но и метаморфическими образованиями, обладающими отличительными петрологическими чертами. Как сами глубоинные разломы, так и сопряженные с ними метаморфические процессы развиваются во внутренних, эвгеосинклинальных зонах фанерозойских подвижных поясов, чем и определяется одна из особенностей метаморфизма в этих зонах. Что же касается раннедокембрийских подвижных областей, то для них не характерна столь четкая внутренняя тектоническая дифференциация, как в фанерозое. Это затрудняет типизацию тектонических зон раннего докембрия, где на ранних стадиях развития проявлен мета-



морфизм повышенных давлений. Можно лишь отметить, что тенденция к снижению давления по направлению к периферическим частям подвижного пояса, к областям относительно ранней консолидации, наблюдается и в древних структурах. Об этом, в частности, свидетельствуют отмеченные выше закономерности в расположении парных метаморфических поясов.

Выше уже отмечалось, что формирование зональных комплексов отражает определенную, относительно позднюю стадию метаморфического цикла. Зоны наиболее высокотемпературного метаморфизма располагаются в осевой части интрагеосинклинали, испытывающей частную инверсию, или в более общем случае — в зонах устойчивых поднятий на завершающих стадиях развития подвижной зоны. В то же время относительно стабильные внутренние структуры подвижного пояса, близкие по своим характеристикам к срединным массивам, обычно контролируют размещение зон относительно низкотемпературного метаморфизма. Таким образом, зональный метаморфизм является отражением тектонического режима внутри подвижной области и может быть использован в качестве критерия для выделения крупных структур интрагеосинклинального и интрагеоантиклинального характера, а особенно в глубоко эродированных складчатых областях раннего докембрия.

Зоны повышенного метаморфизма (высокотемпературная субфация фации куммингтонитовых амфиболитов) в свекофенском метаморфическом поясе являются одним из примеров внутренних геосинклиналей, испытавших инверсию на заключительных стадиях развития подвижного пояса, что документируется не только распределением пород, метаморфизованных в различной степени, но и анализом структуры этих регионов (Судовиков и др., 1970). Центрально-Финляндский массив, контролирующий распределение зон относительно низкотемпературного метаморфизма, может рассматриваться как структура, близкая к глубоко эродированным срединным массивам. По-видимому, подобными по своему характеру являются некоторые поднятия раннеархейского фундамента в Джугджуро-Становой складчатой области. В то же время Беломорско-Лапландская зона в период формирования парных метаморфических поясов не может рассматриваться как срединный массив, так как в это время она контролирует размещение зон повышенного метаморфизма.

Синтез имеющегося в нашем распоряжении материала по строению и эволюции метаморфических поясов позволяет сделать следующие выводы.

1. Существуют закономерные временные и пространственные связи между разнообразными метаморфическими процессами в пределах как фанерозойских, так и докембрийских подвижных областей, что позволяет ввести понятия метаморфического пояса и цикла метаморфизма.
2. Можно выделить ограниченное количество типов метаморфических поясов, общие особенности которых сохраняются в течение всей истории развития коры континентального типа.
3. Раннедокембрийские метаморфические пояса во многом отличны от фанерозойских. Последние характеризуются большим разнообразием типов метаморфизма и большей контрастностью в проявлении этих процессов. В этом нашла отражение общая тенденция к тектонической дифференциации земной коры.
4. В общей истории метаморфизма устанавливаются закономерности, хорошо выдерживающиеся в различных регионах. Выявлено два пути эволюции метаморфических процессов в раннем докембрии — алданский и становой.
5. Позднеархейский и ранне-среднепротерозойский этапы развития земной коры знаменуют собой заметную дифференциацию тектонического и, как следствие этого, теплового и динамического режима земной коры. Это находит свое выражение в проявлении метаморфических процессов при специфических сочетаниях термодинамических параметров, например при давлении, превышающем литостатическое в зонах глубоких разломов.
6. Намечается определенная закономерность в пространственном и временном распределении различных фациальных серий. Эта закономерность заключается в снижении давления, при котором осуществляется одинаковый по температурным условиям метаморфизм, по направлению к периферическим частям подвижных поясов, или участкам относительно древней консолидации, с одной стороны, а с другой стороны,

от ранних этапов развития конкретных структур к поздним как в течение тектонических циклов, так и в течение более длительных мегациклов.

7. Метаморфизм обнаруживает тесную связь с выделяющимися внутри подвижного пояса крупными структурами, такими как глубинные разломы на границе крупнейших геоблоков земной коры, внутренними геосинклиналями, испытывающими инверсию, а также интрагеоантиклиналями. Очевидно поэтому, что существуют возможности использования метаморфизма в качестве критерия тектонического районирования.

8. Изучение фациальных серий регионального метаморфизма на тектонической основе позволяет подойти к проблеме генетической и исторической связи типов метаморфизма со структурно-тектоническим развитием земной коры. В то же время анализ фациальных серий ставит, и в определенной мере решает вопросы, связанные с термодинамическими условиями развития тектонических структур, и, как следствие, выделяет проблему о тектоно-метаморфических типах строения и развития земной коры, их пространственной и временной эволюции в качестве нового направления в изучении строения и развития земной коры.

Литература

- Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ, 1959.
- Глебовицкий В.А. Процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и некоторые вопросы геологии глубинных сечений складчатых поясов. - Сов. геол., 1969, № 2.
- Глебовицкий В.А. Принцип фациальных серий и эволюция метаморфических поясов. В сб.: Метаморфические пояса СССР. Л., "Наука", 1971.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Москвоченко Н.И., Прияткина Л.А., Пушкарёв Ю.Д. Метаморфические комплексы и пояса Балтийского щита. В сб.: Метаморфические пояса СССР. "Наука", 1971.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Прияткина Л.А., Дук В.Л., Байкова В.С. Геология гранулитовых комплексов. В кн.: Гранулитовая фация (вопросы геологии и петрологии). Л., "Наука", 1971.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболева Н.В., Ушакова Е.Н., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма. Новосибирск, 1966.
- Добрецов Н.Л., Курода Й. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления. - Геол. и геофиз., 1969, № 12.
- Кейльман Г.А. Гнейсовые комплексы Урала. В сб.: Метаморфические пояса СССР. Л. "Наука", 1971.
- Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. В сб.: Метаморфические пояса СССР. Л., "Наука", 1971.
- Кориковский С.П. Влияние глубинности на соотношение метаморфических зон в насыщенных K_2O метапелитовых сланцах и роговиках. В сб.: Очерки физико-химической петрологии. М., "Наука", 1969.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М., "Наука", 1965.
- Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Карсаков Л.П., Дук Г.Г., Милькевич Р.И., Седова И.С., Турченко С.И., Байкова В.С. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири. В сб.: Метаморфические пояса СССР. М., "Наука", 1971.
- Рабкин М.И., Вишневский А.Н. Метаморфизм архейских пород Анабарского щита. В сб.: Метаморфические пояса СССР. Л., "Наука", 1971.
- Соболев В.С. Роль высоких давлений при метаморфизме. МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема "Гранито-гнейсы". М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов. Л., "Наука", 1970.
- Хорев Б.Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. - Геотектоника, 1966, № 6.

- Чесноков С.В. К структурной эволюции гнейсовых куполов. – Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 4.
- Ernst W.G., Brace W.F., Kallberg R.W. An experimental study of tectonic overpressure in Franciscan rocks. – Bull. Geol. Soc. America, 1970, 81.
- Chatterjee N.D. The alpine metamorphism in the Simplon area, Switzerland and Italy. – Z. Geol. Rund., 1961, Bd. 51, N 1.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. – J. Petrol., 1961, v. 2, N 3.
- Niggli F., Niggli C.G. Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chioritoid, Staurolith, Disten, Sillimanit). – Eclogae Geol. Helv., 1966, 58, N 1.
- Read H.H. The Granite controversy. London, Thomas Murby Co., 1957.
- Richardson S.W. Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. – J. Petrol., 1968, v. 9, N 3.
- Schreyer W. Synthetische und naturalische Cordierit. – Neues Jahrb. Mineral., Abhandl., 1965, Bd. 103, N 3.
- Zwart H.J. Orogenesis and metamorphic facies series in Europe. – Medd. Dansk. Geol. for., 1967, Bd. 17, H. 4.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ И ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

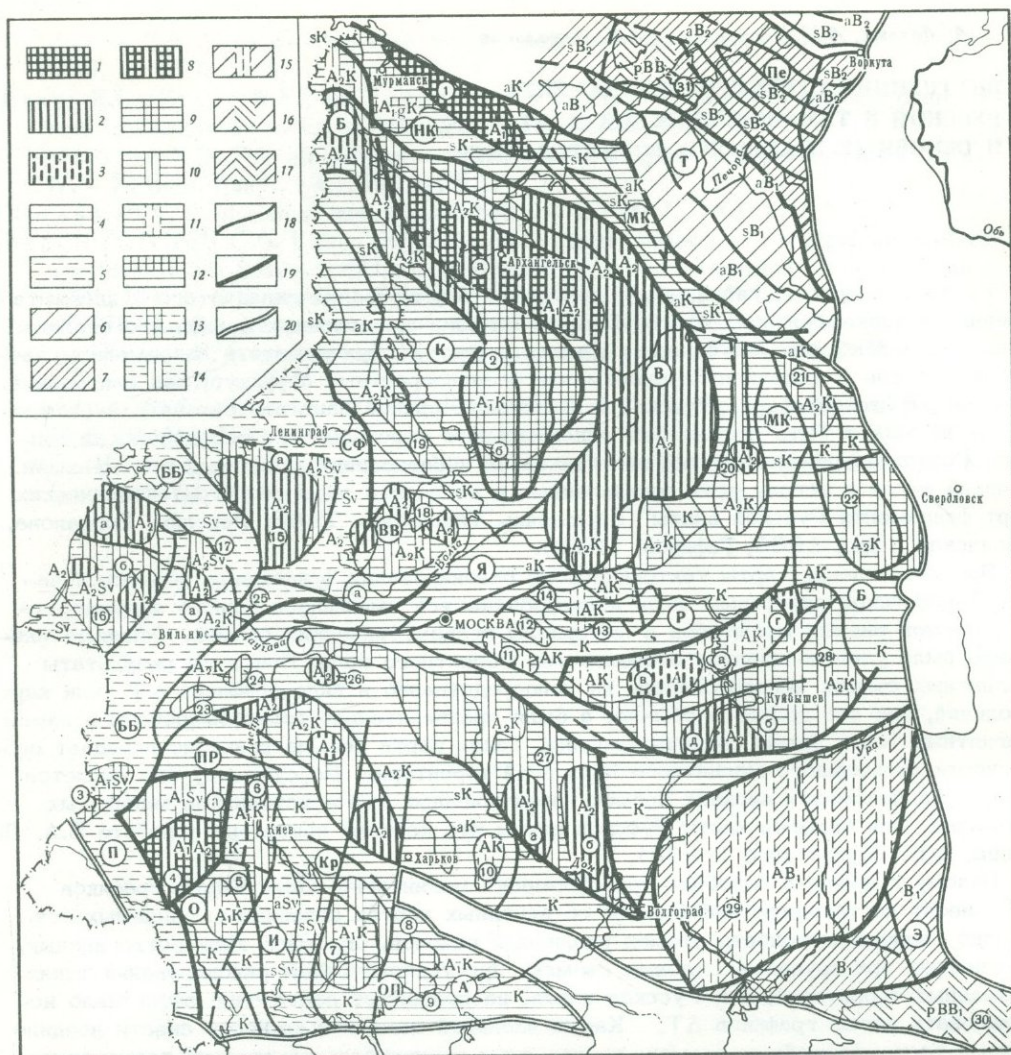
Решение вопросов, связанных с проблемой формирования складчатого фундамента древних эпидокембрийских платформ и характеристика основных этапов его становления, возможно лишь на основе изучения структуры фундамента в современном эрозионном срезе и выделения в фундаменте разновозрастных структур, зон или блоков. Для закрытых территорий Русской и Тимано-Печорской плит эта задача в настоящее время не может быть решена без максимального использования геофизических данных. Результаты региональных геофизических исследований в большей или меньшей степени легли в основу всех составленных в последние годы геолого-тектонических карт фундамента Русской плиты (Варданянц, Тихомиров, 1968; Неволин, Богданова, Лапинская и др., 1968, Гафаров, 1970).

При составлении карты тектонического районирования фундамента советской части Европейской платформы были использованы все имеющиеся данные аэромагнитных съемок разных масштабов и материалы гравиметрических съемок. Основное внимание было уделено анализу особенностей магнитного поля. При этом результаты магнитных съемок использовались не непосредственно в виде графиков ΔT или карт изолиний, как это делается обычно, а были предварительно трансформированы в карты магнитных тел и затем сведены воедино. Такая карта весьма рельефно передает особенность аномального магнитного поля всей территории. По существу она является планом расположения верхних кромок намагниченных тел — источников магнитных аномалий. Для большей части Русской плиты эта картина приведена в работе В.А. Делеева, А.Н. Берковского (1969).

Почему применена подобная трансформация магнитного поля? Карты графиков ΔT несут недостаточную информацию об основных чертах строения выделяемых зон. Однако разномасштабность съемок различных районов, огромное количество данных, полученных при крупномасштабных съемках при тектоническом районировании таких громадных территорий, как Русская плита, не позволяют достаточно эффективно использовать карты графиков ΔT . Карты изолиний дают возможность свести воедино данные разномасштабных съемок, но при этом в значительной степени теряется качественное (структурное) отображение особенностей строения фундамента. На первый план выдвигается передача усредненной количественной характеристики аномального магнитного поля. При таком усреднении затушевываются геометрические, а тем самым и возрастные взаимоотношения структур различных блоков земной коры. Мы, как правило, перестаем видеть явления обтекания, срезания и торцового сочленения структур. Происходит естественная потеря информации, вызванная сглаживанием изолиний и большой величиной сечения изолиний. При этом порою может изменяться морфологический облик поля. Так, резкое изменение намагниченности пород по простиранию пластов на карте изолиний может вызвать впечатление мозаичного характера поля.

Наконец, весьма существенным, хотя и субъективным недостатком изображения наблюдаемого магнитного поля в изолиниях является эффект раскраски (одна тональность цветов для значений ниже условного нуля, другая — для значений выше). Приходится признать, что эффект раскраски нередко навязывает интерпретатору необъективный, спорный вывод о геологическом строении территории.

Именно поэтому приходится прибегать к построению промежуточных карт, отражающих в одном масштабе все особенности источников наблюдаемого магнитного поля и тем самым основные черты строения фундамента платформы. Такой картой, по нашему мнению, и является использованная в настоящей работе карта магнитных тел. Являясь по существу моделью, на основании которой может быть построено наблюдаемое магнитное поле, карта магнитных тел может рассматриваться в качестве одного из возможных способов изображения результатов аэромагнитной съемки.



Схематическая карта тектонического районирования фундамента Европейской платформы

1 - раннеархейские срединные массивы (A_1); 2 - позднеархейские складчатые системы, срединные массивы и блоки фундамента (A_2); 3 - нерасчлененные архейские срединные массивы и блоки фундамента (A); 4 - карельские (раннепротерозойские) складчатые системы (K - нерасчлененные, sK - синклинии, мегасинклинии и синклиновые зоны, aK - антиклинии, мегантиклинии и антиклиновые зоны); 5 - свекофенские (среднепротерозойские) складчатые системы (Sv - нерасчлененные, sSv - синклинии, мегасинклинии, aSv - антиклинии, мегантиклинии); 6 - раннебайкальские (довендские) складчатые системы (B_1 - нерасчлененные, sB_1 - синклинии, мегасинклинии, aB_1 - антиклинии, мегантиклинии); 7 - позднебайкальские (доордовикские) складчатые системы (sB_2 - синклинии, мегасинклинии, aB_2 - антиклинии, мегантиклинии).

Переработанные срединные массивы: 8 - раннеархейские в позднеархейских складчатых системах (A_1A_2); 9-11 - массивы в карельских складчатых системах: 9 - раннеархейские (A_1K), 10 - позднеархейские (A_2K), 11 - нерасчлененные архейские (AK); 12 - глубоко эродированный раннеархейский комплекс основания (ложе геосинклинали) в карельских складчатых системах (A_1gK); 13, 14 - массивы в свекофенских складчатых системах: 13 - раннеархейские (A_1Sv), 14 - позднеархейские (A_2Sv); 15, 16 - массивы, в раннебайкальских складчатых системах: 15 - нерасчлененные архейские (AB_1), 16 - нерасчлененные добайкальские (rBB1); 17 - нерасчлененные добайкальские массивы в позднебайкальских складчатых

Совместный анализ карты магнитных тел и гравиметрических съемок позволил выделить ряд разновозрастных складчатых систем и обтекаемых ими массивов и блоков в структуре фундамента Европейской платформы. Имеющиеся геологические данные, особенно данные по хорошо (геологически и геофизически) изученным районам современных щитов, а также результаты многочисленных определений абсолютного возраста позволяют датировать выделяемые тектонические структуры.

Как видно из приводимой таблицы, архейские складчатые системы и массивы характеризуются в целом пониженными магнитными и гравитационными полями мозаичного характера. Сходные геофизические характеристики структур раннеархейских и позднеархейских не позволяют в настоящее время выделить в пределах фундамента Русской плиты заведомо раннеархейские структуры. Последние выделяются по геологическим (радиологическим) данным в пределах современных Балтийского и Украинского щитов и гораздо менее уверенно по структурным взаимоотношениям наиболее древних зон консолидации в фундаменте плиты. На территории Балтийского щита к раннеархейским структурам относится Мурманский массив. Выступы раннеархейского фундамента в центральной части Кольского полуострова, которые испытали интенсивную переработку в раннем протерозое, должны рассматриваться как выходы глубоко метаморфизованного и глубоко эродированного комплекса основания Норвего-Кольской раннепротерозойской складчатой системы. На территории Украинского щита к раннеархейским зонам консолидации могут быть отнесены Житомирский, Волынский, Киевский, Немировский, Приднепровский и ряд более мелких срединных массивов, которые затем были существенно переработаны в последующие позднеархейский (Житомирский массив) и главным образом раннепротерозойский этапы тектогенеза.

В пределах фундамента Русской плиты выделяется только Онего-Двинский раннеархейский массив, который впоследствии был полностью тектонически переработан в позднем архее (Архангельская зона) и раннем протерозое (Коношская зона). По-видимому, преимущественно раннеархейской является северная часть архейского Волго-Уральского срединного массива.

К позднеархейским зонам консолидации в фундаменте платформы отнесены Беломорская и Вычегодская складчатые системы, а также Новгородский, Западно-Литовский, Вышневолоцкий, Олонецкий, Камский, Пермский, Вятский, Воронежский и другие более мелкие срединные массивы и блоки фундамента. Многие из них в дальнейшем испытали тектоническую переработку более молодыми складчатостями.

тых системах; 18 - региональные глубинные разломы; 19 - краевые швы; 20 - современная граница варисцидской складчатости (на древнем основании).

Складчатые системы. Позднеархейские: Б - Беломорская, В - Вычегодская; карельские: К - Карельская, НК - Норвего-Кольская, МК - Мезенско-Камская, С - Смоленская, Я - Ярославская, Р - Рязано-Саратовская, ВК - Владимиро-Казанская, Б - Башкирская, Пр - Припятская, О - Одесская, Кр - Криворожская, ОП - Орехово-Павлоградская, А - Азовская; свекофенские: СФ - Свекофенская, ББ - Белорусско-Балтийская, П - Подольская, И - Ингулецкая; раннебайкальские: Т - Тиманская, Э - Эмбинская; позднебайкальские: Пе - Печорская.

Срединные массивы (цифры на карте). Раннеархейские: 1 - Мурманский, 2 - Онего-Двинский (а - Архангельская, б - Коношская зоны переработки), 3 - Волынский, 4 - Житомирский (а - Овручская зона переработки), 5 - Немировский, 6 - Киевский, 7 - Приднепровский, 8 - Приазовский, 9 - Бердянский, 10 - Алексеевский, 11 - Мещерский, 12 - Солотковский, 13 - Муромский, 14 - Горьковский; позднеархейские: 15 - Новгородский (а - Нарвская зона переработки), 16 - Западно-Литовский (а - Курземский, б - Паневежский блоки), 17 - Любанский (а - Даугавпилсский блок), 18 - Вышневолоцкий (а - Ржевский блок), 19 - Олонецкий, 20 - Вятский, 12 - Камский, 22 - Пермский, 23 - Слуцкий, 24 - Борисовский, 25 - Полоцкий, 26 - Монастырский, 27 - Воронежский (а - Битюгский, б - Хоперский блоки); 28 - Волго-Уральский (а - Средневожская, б - Жигулевская зоны переработки, в - Саранский, г - Альметьевский, д - Пугачевский блоки); нерасчлененные архейские и добайкальские: 29 - Прикаспийский, 30 - Устюртский, 31 - Малоземельский

Типичные геофизические характеристики разновозрастных складчатых структур

Тип структур	Индекс на карте	Поле силы тяжести		Магнитное поле	
		интенсивность	характер	интенсивность	характер
Раннеархейские срединные массивы	A ₁	В целом пониженное	Мозаичный	В целом пониженное	Мозаичный
Позднеархейские складчатые системы и срединные массивы	A ₂				
Архейские нерасчлененные срединные массивы	A				
Раннепротерозойские складчатые системы и срединные массивы	K	Знакопеременное	Преимущественно линейный	Знакопеременное	Преимущественно линейный
Среднепротерозойские складчатые системы	Sv				
Ранне- и среднепротерозойские синклинии, мегасинклинии и синклиниорные зоны	sK sSv	В целом пониженное	То же	В целом повышенное	То же
Ранне- и среднепротерозойские антиклинии, мегатиклинии и антиклиниорные зоны	aK aSv	В целом повышенное	То же	В целом пониженное	То же
Переработанные срединные массивы, глыбы (блоки фундамента) в позднеархейских, раннепротерозойских и среднепротерозойских складчатых системах	A ₁ A ₂ A ₁ K A ₂ K AK A ₁ Sv A ₂ Sv	Знакопеременное	Линейно-мозаичный	Знакопеременное	Линейно-мозаичный

фундамента Европейской платформы

Характеристика по карте магнитных тел				Глубина распространения магнитных пород, км	Структура
насыщенность телами	преобладающая намагниченность, 10 ⁻⁶ СГС	очертания тел	взаиморасположение тел		
Очень слабая, слабая	Менее 1000	Извилистые, изометричные	Хаотическое	20-30	Мурманский массив
Разная	500-2500	Простые, извилистые	Выдержанное по простиранию	15-25	Беломорская, Вычегодская системы; Новгородский, Пугачевский, Ржевский и другие массивы и блоки фундамента
					Саранский, Альметьевский блоки фундамента
Сильная	Более 1500	Простые, извилистые	То же	15-25	Синклинии Карельской, Норвего-Кольской, Мезенско-Камской, Ярославской, Ингулецкой и других систем
Слабая, средняя	Менее 1000	Простые	Выдержанное	15-25	Антиклинии Карельской, Мезенско-Камской, Ярославской, Курской, Ингулецкой и других систем
Разная, более сильная в синклиниорных зонах переработки	1000 и более	Извилистые и изометричные, более сложные в синклиниорных зонах переработки	Обычно невыдержанное до хаотического	20-30	

Ранне- и среднепротерозойские складчатые системы в магнитных и гравитационных полях отображаются преимущественно линейными аномалиями. Анализ магнитного поля и поля силы тяжести в пределах шитов показывает, что антиклинорные и синклинорные участки раннепротерозойских складчатых систем (карелид) различаются и по геофизическим характеристикам. Это дает возможность выделения преимущественно антиклинорных и преимущественно синклинорных зон карелид в фундаменте Русской плиты. При этом синклинориям на карте магнитных тел отвечают участки с большей насыщенностью интенсивно намагниченных тел. Антиклинориям, как областям интенсивной гранитизации, соответствуют участки с меньшей насыщенностью магнитными телами и меньшими значениями намагниченности магнитных тел.

Складчатые системы нижнепротерозойского возраста занимают обширные площади в фундаменте платформы. На тектонической карте выделены основные складчатые системы этого возраста, в первую очередь – Карельская. Выделяемые здесь по геологическим данным основные антиклинории и синклинории хорошо выражены и в геофизических полях и уверенно прослеживаются по склону Балтийского шита на юго-восток, в район Рыбинского водохранилища. Эти структуры приняты как бы за эталоны при выделении антиклинорных и синклинорных зон карельского этапа тектогенеза в фундаменте закрытых районов Русской плиты.

Другая складчатая система карелид Балтийского шита, Норвего-Кольская, охватывает центральную часть Кольского полуострова и прослеживается далее на восток за пределы Кольского полуострова, где замещается структурами Мезенско-Камской системы карелид. Северо-восточная граница распространения структур этой складчатой системы на карте показана в современном эрозионном срезе. В настоящее время можно считать установленным, что складчатая система раннебайкальских тиманид (территория современных Тимана и Печорской низменности до Печоро-Кожвинского мегавала) развивалась на раннедокембрийском (карельском) ложе. Реликты антиклинорных и синклинорных зон карелид имеют достаточно четкое отображение в магнитном поле южных районов Тимана.

В центральных районах Русской плиты прослеживаются складчатые системы карелид, ориентированные в целом в субширотном направлении (Смоленская, Ярославская, Владимиро-Казанская системы). В районе Москва – Смоленск как бы сходятся вместе системы карелид южных районов Русской плиты (Курская, Рязано-Саратовская системы).

Для всех раннепротерозойских складчатых систем, как это видно из тектонической карты, характерно широкое развитие протяженных зон и поясов глубинных разломов, согласующихся с общим простираем складчатых систем карелид и генетически с ними связанных. В зонах же архейской консолидации глубинные разломы, как правило, отсутствуют, а если и наблюдаются, то в связи с наложенной протерозойской тектонической переработкой.

Среднепротерозойские области консолидации в настоящее время выделяются только в западных и юго-западных районах Русской плиты. В своем развитии они генетически тесно связаны с раннепротерозойскими геосинклиналями и по существу являются наиболее молодыми, среднепротерозойскими, зонами консолидации их. Самостоятельных складчатых систем, в своем становлении не связанных с карельскими, они, видимо, не образуют. Многочисленные геохронологические данные, полученные в последние годы различными методами, свидетельствуют о более молодом возрасте свекофенских образований (1870–2300 млн лет с максимумом значений в интервале 1870–1950 млн лет) по сравнению с карельскими (2100–2500 млн лет). Верхний предел возраста складчатости свекофенид определяется возрастом позднеорогенных гранитов рапакиви – 1700 ± 50 млн лет. В последнее время многие исследователи (как финские, так и советские) пришли к выводу, что карелиды и свекофениды развиваются в пределах одной геосинклинальной области, но в различных ее структурно-формационных зонах, консолидировавшихся неодновременно.

Свекофенская складчатая система прослеживается из южной Финляндии через Карельский перешеек далее на юг. Она характеризуется четкими линейными, преимущественно положительными магнитными и гравитационными аномалиями. Для свекофенид характерна насыщенность магнитными телами, строго выдержанными по простираению – согласно общему простираению всей структуры.

К югу от Свекофенской складчатой системы выделяются Белорусско-Балтийская, Подольская и Ингулецкая складчатые системы того же возраста. В ряде случаев в их пределах удается выделить антиклинорные и синклинорные зоны, как, например, в Эстонии - в северной части Балтийской системы (в Палдиски-Псковской зоне, по В.А. Пуура), на территории Белоруссии (по Б.В. Бондаренко), Украинского щита (по Г.И. Каляеву). Синклинорным зонам свекофенид, как и карелид, свойственны более четкие линейные положительные магнитные аномалии, а на карте магнитных тел - большая насыщенность магнитными телами.

Позднепротерозойские (байкальские) складчатые системы выделяются в северо-восточном и юго-восточном углах Европейской платформы (Журавлев, 1964). Лучше изучены байкальские структуры северо-восточного угла: на Тимане, в Печорской низменности и в южной половине Баренцева моря. Западная часть этой территории, до Печоро-Кожвинского мегавала, охватывается региональным минимумом магнитного поля. Это область развития ранних байкалид, завершивших геосинклинальный цикл развития до венда. Восточнее физические поля резко дифференцированы, здесь развиты интенсивные полосовые магнитные аномалии северо-западного простирания, позволяющие наметить антиклинорные и синклинорные зоны (Запольнов, 1971). Геосинклинальное развитие Печорской системы байкалид закончилось, по-видимому, лишь в кембрии (поздние байкалиды).

Комплексы геофизических характеристик для выделяемых в фундаменте платформы разновозрастных структур архея и протерозоя не всегда бывают столь просты и определены, как это было показано на приведенных примерах. Во многих случаях не только геофизические характеристики, но и характер сочленения структур различных блоков фундамента, а также имеющиеся данные по абсолютному возрасту, магматизму и метаморфизму заставляют предполагать, что эти районы после стабилизации тектонического режима были вновь в той или иной форме вовлечены в процессы геосинклинальной, магматической и структурно-тектонической переработки.

Очень нечетко в структурном отношении выражена позднеархейская тектоническая переработка раннеархейских массивов.

Более уверенно выделяются зоны тектонической переработки раннепротерозойскими (карельскими) складчатыми движениями. Расположение магнитных тел в этих зонах постоянно: то остается хаотическим, то приобретает явные черты упорядоченности и при этом хорошо согласуется с основными простираниями соседних раннепротерозойских структур. Часто наблюдается линейное группирование тел высокой намагниченности вдоль определенных направлений, видимо, отвечающих зонам глубинных разломов. Вдоль этих зон, как правило, и происходила наиболее интенсивная переработка. Это можно проследить в Коношской зоне Онего-Двинского массива. Здесь тела высокой намагниченности группируются в меридиональные полосы, которые разделяют Коношскую зону на ряд субпараллельных блоков.

Другие примеры раннепротерозойской тектонической переработки раннеархейских массивов имеются на Украинском щите (Приднепровский, Киевский и другие массивы) и, по-видимому, в Волго-Уральском регионе.

В центральном районе Русской плиты широко развиты позднеархейские массивы, тектонически переработанные в раннем протерозое. Все они в плане имеют овальные формы, согласующиеся с простиранием вмещающих их карельских складчатых систем (Вышневолоцкий, Вятский, Камский, Пермский, Воронежский и другие массивы).

Районы тектонической переработки, связанные со свекофенскими складчатыми системами, обладают в целом тем же набором геофизических характеристик, что и области карельской переработки. Можно только отметить, что свекофенская переработка, по-видимому, не была очень интенсивной. Во всяком случае на тектонической карте не выделяется ни одного полностью переработанного массива. Даже в сравнительно небольшом Любанском массиве можно выделить непереработанный позднеархейский Даугавпилский блок.

Данных о тектонической переработке, связанной с байкальскими складчатыми движениями, очень мало. Как уже указывалось, можно предполагать, что карельские структуры, слагающие ложе Тиманской складчатой системы, подверглись в различной степени геосинклинальной переработке. Предполагаемый по геофизическим данным добайкальский Малоземельский массив, несомненно, также испытал воздействие байкальского тектогенеза (образование Печорской складчатой системы). Доста-

точно интенсивное воздействие байкальского тектогенеза на древнее основание следует ожидать и на юго-востоке Русской плиты — в пределах ранее выделяемого архейского Прикаспийского массива.

Проведенное тектоническое районирование фундамента Европейской платформы и выделение крупных тектонических комплексов позволяют наметить пять крупных тектонических рубежей в истории формирования складчатой структуры фундамента (Дедев, 1969).

Раннеархейский этап (древнее 3300 ± 200 млн лет) завершился созданием трех крупных зон консолидации, которые, за неимением подходящего термина, условно именуется срединными массивами, или глыбами. Это Балтийская глыба, обнимающая современный Балтийский щит и его восточный склон, Украинская и Волго-Уральская глыбы.

Позднеархейский этап (древнее 2600 ± 100 млн лет) завершился консолидацией прафундамента Европейского палеократона. В современном структурно-тектоническом плане в фундаменте платформы можно выделить позднеархейские складчатые системы, обтекающие или частично накладывающиеся на более ранние зоны консолидации, а также части ("обломки") позднеархейских складчатых систем в областях более поздних складчатостей.

Раннепротерозойский (карельский) этап (древнее 2000 ± 100 млн лет) завершился созданием эпикарельской Европейской палеоплатформы (кратона). Раннепротерозойские протогеосинклинальные системы, по терминологии К.А. Шуркина, Ф.П. Митрофанова (1969), и складчатые пояса заложились вдоль гигантских расколов земной коры, раздробивших эпикарельскую проплатформу на более или менее изометричные блоки и глыбы.

В областях развития карельских складчатых систем архейские структуры ложа геосинклиналей были, как правило, полностью переработаны. В других зонах переработка не была столь глубокой и происходила главным образом вдоль зон глубоких разломов. В современном структурно-тектоническом плане складчатые системы карелид занимают обширные области в структуре фундамента.

Среднепротерозойский (свекофенский) этап (древнее 1700 ± 100 млн лет) отчетливо проявился лишь в западных и юго-западных районах Русской плиты. Все известные протогеосинклинальные системы этого возраста не являются вполне самостоятельными, а унаследованно продолжали развитие карельских протогеосинклиналей. Окончательное замыкание карельско-свекофенских геосинклинальных систем завершило создание фундамента эпираннедокембрийской части Европейской платформы, хотя все основные черты его строения были сформированы еще в предыдущий этап.

Позднепротерозойский (байкальский) этап развития сыграл громадную роль в становлении фундамента современных материков. Однако промежуточное временное положение позднего протерозоя между ранним докембрием и фанерозоем сказалось и в двойственной роли байкальского тектогенеза в формировании складчатого фундамента материков. С одной стороны, тектонические движения байкальского этапа завершили создание фундамента эпидокембрийской платформы, а с другой — положили начало образованию молодых, качественно отличных от прежних, фанерозойских геосинклиналей. Для геосинклинальных систем позднепротерозойского, байкальского, этапа, как и для всех последующих геосинклинальных систем фанерозоя, характерна резкая дифференциация на структурно-формационные зоны; особенно четко различаются зоны миогеосинклинального и эвгеосинклинального типа развития.

Байкальский тектогенез нарастил внешние углы эпираннедокембрийской платформы, превратив ее из изометричного образования в целом в гигантский треугольник. Эти внешние углы, входя в состав эпидокембрийской, т.е. древней, платформы, характеризуются полным набором отличительных черт, свойственных молодым платформам. Особенно хорошо это видно на примере Тимано-Печорской плиты (Запольнов, 1971). Данное обстоятельство заставляет нас либо сузить понятие "древняя платформа" и понимать его как синоним "эпираннедокембрийской платформы" (в нашем случае это — эпикарельская часть Европейской платформы), либо пересмотреть характеристику древних (эпидокембрийских) платформ, учесть, что отдельные их части, развиваясь на байкальском фундаменте, могут приобретать специфические черты, сближающие древние и молодые платформы.

Литература

- Варданянц Л.А., Тихомиров С.Н. Геологическая карта поверхности кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах СССР. МГК. XXIII сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 4. Геология докембрия. Л., "Наука", 1968.
- Гафаров Р.А. Глубинная тектоника и типы магнитных полей древних платформ северных материков Земли. - Геотектоника, 1970, № 4.
- Дедеев В.А. История развития фундамента. В сб.: Тектоника севера Русской платформы. Л., "Наука", 1969.
- Дедеев В.А., Берковский А.Н. Методика и принципы тектонического районирования фундамента. В сб.: "Тектоника севера Русской плиты". Л., "Наука", 1969.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы. МГК. XXII сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. М., "Наука", 1964.
- Запольнов А.К. Тектоника Большеземельской тундры. Л., "Наука", 1971.
- Неволин Н.П., Богданова С.В., Лапинская Т.А. Основные черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы. МГК. XXIII сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 5. Геологические результаты прикладной геофизики. М., "Наука", 1968.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия. В сб.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука", 1969.

ТЕКТОНИКА НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

К нижнему докембрию на западе Алданского щита относятся: архейское (частично катархейское?) кристаллическое основание, нижнепротерозойские складчатые зоны, линейные грабены, наложенные прогибы и грабенобразные впадины. Эти структуры перекрываются платформенным чехлом, низы которого средне-, верхнепротерозойского возраста.

Архейские образования на западе Алданского щита слагают ряд блоков (рис. 1). Они подразделяются на два структурных этажа – ниже- и верхнеархейский.

К нижеархейскому структурному этажу относятся курультино-гонамский (Ветлужских и др., 1966) и иенгрский (Фрумкин, 1971) комплексы.

В основании первого из указанных комплексов залегают глубокометаморфизированные базиты и ультрабазиты. Обнажения этих пород могут рассматриваться (разумеется с определенной долей гипотетичности) в качестве выходов катархейской симатической коры¹. Базитовый состав толщ, подстилающих архейскую сиалическую кору Алданского щита, подтверждается также ксенолитами амфиболитов, которые вынесены с глубин мезозойскими интрузиями (Угрюмов, 1970). Из-за недостаточной изученности катархейские и нижеархейские образования не разделены (см. рис. 1).

Выше, в курультино-гонамском комплексе, залегают мощная толща основных кристаллических сланцев (продукты переотложения базитов и ультрабазитов?), которым подчинены пачки пород более высокой степени осадочной дифференциации – глиноземистые гнейсы и кварциты. В иенгрском комплексе они играют уже существенную роль, появляются первые карбонатные породы. Эти особенности комплексов частично объясняются более высоким стратиграфическим положением верхней половины разреза иенгрского комплекса по отношению к культурно-гонамскому (Кудрявцев, 1971а), а частично – фаціальными изменениями.

Нижеархейские образования характеризуются полиметоморфизмом и неоднократной гранитизацией. Древнейшим был метаморфизм гранулитовой фации, причем в курультино-гонамском комплексе более глубокий, чем в иенгрском.

Курультино-гонамский комплекс образует линейные складки северо-западного и субмеридионального простирания. Местами сквозь эту систему "просвечивают" более древние, по-видимому, катархейские структуры, например, Тангракский "амебообразный" купол. В иенгрском комплексе линейность структур выражена слабее, здесь наблюдается виргация и ундуляция складок, кольцевые и овальные их формы (Кулиш, 1964). Явно наложенный характер по отношению к складчатым структурам обоих комплексов имеют гранито-гнейсовые купола.

Различия в фациях материнских пород, метаморфизме и складчатых формах нижеархейских комплексов положены в основу выделения древнейших структурно-фаціальных зон: протомио-, протомезо- и протозвгеосинклинальной (Фрумкин, 1971). Первые две зоны соответствуют области распространения иенгрского комплекса, третья – курультино-гонамского. По нашему мнению, специфика нижеархейских зон не учитывается в полной мере при их описании в приведенной системе понятий. Область развития иенгрского комплекса представляет зародыш будущего Алданского щита или Алданское ядро первичной консолидации, а область курультино-гонамского комплекса – облекающий его Курультино-Гонамский подвижный пояс. Причины различной степени совершенства первичной нижеархейской сиалической коры, по-видимому, объясняются неоднородностью еще более древнего катархейского симатического основания.

¹ В Становом хребте, к востоку от описываемой территории, базиты и ультрабазиты нижней части курультино-гонамского комплекса выделены в кабактинскую серию (Ветлужских и др., 1966).

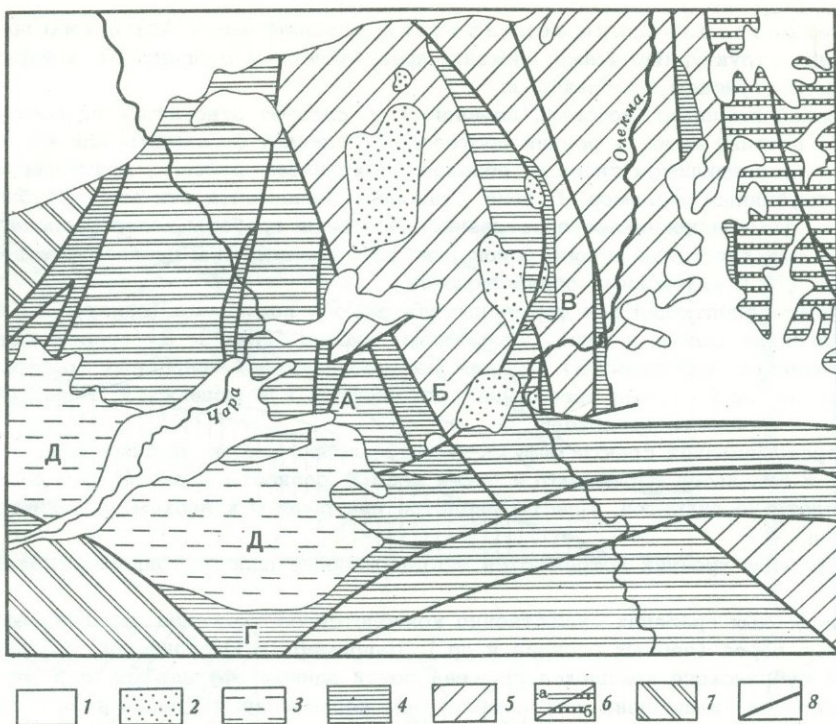


Рис. 1. Тектоническая схема нижнего докембрия западной части Алданского щита

1 – платформенный чехол. Нижнепротерозойские складчатые сооружения и наложенные впадины; 2,3 – верхний структурный этаж: 2 – угуйский субплатформенный комплекс, 3 – удоканский парагеосинклиальный комплекс; 4 – нижний структурный этаж (субганский геосинклиальный комплекс). Архейские складчатые сооружения: 5 – верхний структурный этаж; 6 – нижний структурный этаж (а – курультино-гонамский комплекс, б – иенгрский комплекс); 7 – кристаллическое основание нерасчлененное; 8 – важнейшие разломы.

Структуры: А – Олондинский грабен; Б – Бырылахский грабен; В – Таас-Миелинская складчатая зона; Г – Бурпалинский грабен; Д – Кодаро-Удоканский прогиб

Верхнеархейский структурный этаж кристаллического основания западной части Алданского щита слагают толщи олекмо-станового комплекса. Они образуют серию блоков, прослеживающихся на юго-восток из района Чаро-Олекминского междуречья. Комплекс представлен чередованием мощных пачек биотитовых, амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев, регионально метаморфизованных в амфиболитовой фации. Значительные площади занимают гранито-гнейсы.

Олекмо-становой комплекс образует крупные синклинали северо-западного простирания, наложенные на нижнеархейское основание. Блоки этого основания, то есть курультино-гонамского комплекса, контролируют структурный план и формы складчатости верхнего архея. Для последнего характерны открытые, часто брахиформные складки и флексуры. Широко развиты гранито-гнейсовые купола.

Линейность Олекмо-становой складчатой зоны в плане, ее синклиальная структура, ритмичное строение толщ, их метаморфизм и большие мощности, интенсивный гранитный магматизм – все это сближает рассматриваемый комплекс с геосинклинальными образованиями. Вместе с тем недифференцированность прогиба, отсутствие характерного для геосинклиналей формационного ряда указывают на своеобразие зоны. По-видимому, к ней может быть применен термин "зогеосинклиналь". Эта зона сформировалась на сиалической коре нижнеархейского подвижного пояса и значительно нарастила его по вертикали (Фрумкин, 1970). Это, очевидно, повысило степень консолидации сиалической коры региона и предопределило характер нижнепротерозойской тектоники.

Нижнепротерозойские образования западной части Алданского шита делятся на два структурных этажа: нижний, представленный субганским, и верхний, — удоканским и угуйским комплексами.

Субганский комплекс, который, по-видимому, следует относить к возрастному интервалу "поздний архей — ранний протерозой", слагает фрагменты или корни складчатых зон, сохранившиеся главным образом в линейных грабенах, контролируемых системой глубинных разломов. В зоне Станового лениамента они имеют субширотное, севернее — субмеридиональное простирание. Линейные грабены часто располагаются между блоками кристаллического основания, которые сложены разновозрастными катархейскими (?) и архейскими образованиями.

Намечается следующий ряд формаций субганского комплекса (снизу): 1) осадочно-вулканогенная (здесь и ниже метаморфизм условно "снят"); 2) черных сланцев и песчано-глинисто-сланцевая; 3) верхняя молассоидная; 4) кварцевых порфиров.

Породы первой формации преобладают по площади и в мощностях. Характерны следующие особенности этих толщ.

1. Петрохимический спектр эффузивов чрезвычайно широк: помимо преобладающих андезитов и базальтов наблюдаются более кислые разности — риолиты, и более основные вплоть до пикритов. Пласты риолитов приурочены к верхам, а пикритов — к низам толщ.

2. На разных уровнях встречаются невыверженные пласты тонкополосчатых джеспилитов.

3. В линейных грабенах существенно колеблется соотношение первично-эффузивных и осадочных пород (черных сланцев и др.). Например, в Олондинском грабене нижняя толща субганского комплекса сложена почти одними эффузивами, а в Бурпалинском грабене она выполнена ими меньше, чем наполовину. В целом роль осадочных пород возрастает снизу вверх.

4. Количество и состав комагматических интрузий непостоянны (от плагиогранитов до пироксенитов).

Черные сланцы и метаморфизованные песчано-глинистые породы второй формации характеризуются сочетанием железистых кварцитов и металютитов с повышенным содержанием глинозема (геохимическая триада Si-Al-Fe).

Метаморфизованные конгломераты, песчаники и кварцевые порфиры третьей и четвертой формаций выполняют изолированные синклинальные структуры и местами с размывом налегают на нижние толщи.

Породы субганского комплекса метаморфизованы от зеленосланцевой фации до фации куммингтонитовых амфиболитов, причем метаморфическая зональность наблюдается в пределах отдельных структур (Березкин, 1971). Толщи субганского комплекса смяты в линейные складки; местами наблюдается изоклиная и опрокинутая складчатость. Разломы, ограничивающие линейные грабены, как правило, срезают складчатые структуры, хотя иногда осевые линии складок параллельны границам грабенов.

Итак, глубинные разломы, пространственно преобладающие архейские блоки и зажатые между ними клинья эффузивно-осадочных пород субганского комплекса, на западе Алданского шита образуют обширную тектоническую систему, которую мы называем тафрогеосинклинальной. От геосинклиналей неогея эта система отличается не только глубиной эрозионного среза, но и особенностями формационного состава толщ, а также относительно меньшей степенью регенерации основания.

Верхний структурный этаж нижнего протерозоя на западе Алданского шита слагают удоканский и угуйский комплексы. Первый выполняет обширный Кодаро-Удоканский прогиб, второй — серию грабенообразных впадин, расположенных к северо-востоку от него. Фрагменты разрезов этих комплексов установлены также в линейных грабенах. По данным В.С. Федоровского и А.М. Лейтеса (1968), погребенные линейные грабены влияют на распределение фаций, мощностей и структуру Кодаро-Удоканского прогиба.

Соотношения удоканского и угуйского комплексов с субганским рассмотрены нами на примере Олондинского и Барылахского грабенов, а также Таас-Миелинской складчатой зоны (рис. 2).

В Олондинском грабене метаэффузивы и глинистые сланцы субганского комплекса наблюдаются к северу от оз. Читканда. Они смяты в полные, иногда изоклиальные

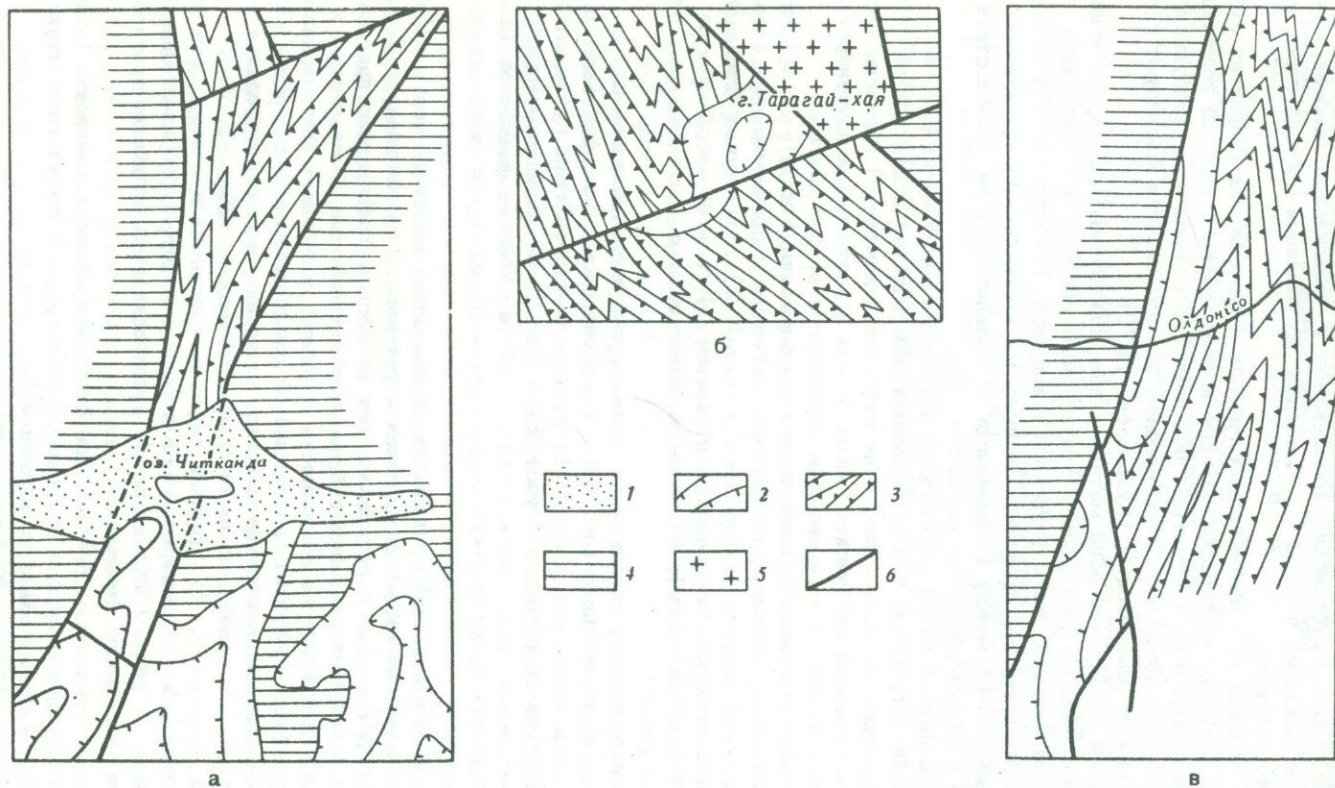


Рис. 2. Тектонические схемы участков Олондинского (а), Бырлахского (б) грабенов и Таас-Миелинской складчатой зоны (в)

1 - платформенный чехол; 2 - структуры удоканского и угуйского комплексов; 3 - структуры субганского комплекса; 4 - архейское кристаллическое основание; 5 - гранитоиды удоканского комплекса; 6 - важнейшие разломы

складки, шарниры которых погружаются в южном направлении. Складки срезаются разломами, ограничивающими грабен. К югу от озера толщи нижней части удоканского комплекса слагают открытую синклинальную складку, контролируемую бортами грабена и погружающуюся в южном направлении. Здесь обнажаются кварциты, глиноземистые сланцы и метаморфизованные граувакки с пластинами основных и средних эффузивов. Эти толщи, относимые нами к камниканской свите (Кудрявцев, 1971б), прослеживаются в смежные участки Кодаро-Удоканского прогиба, где в их составе почти исчезают метаэффузивы, граувакки и появляются редкие прослои мраморов. Контакт между удоканским и субганским комплексами в Олондинском грабене, по видимому, скрыт под наносами и водой оз. Читканда, но различия состава пород и складчатых структур очевидны.

В Бырлахском грабене на глиноземистых гнейсах и железистых кварцитах субганского комплекса залегают метаморфизованные конгломераты с галькой подстилающих пород, а также граувакки, кварциты, глиноземистые сланцы и метаэффузивы нижней части удоканского комплекса. Метаморфизм и мигматизация маскируют структурное несогласие между комплексами (Кудрявцев, 1973в).

В Таас-Миелинской складчатой зоне метаэффузивы, глиноземистые сланцы и кварциты субганского комплекса с разрывом и структурным несогласием перекрываются конгломератами чародаканской свиты угуйского комплекса. В конгломератах наблюдаются гальки подстилающих пород, причем степень метаморфизма их существенно выше. Таким образом, здесь между комплексами устанавливается не только структурное несогласие, но и метаморфическое несоответствие.

Образование толщ нижней части удоканского комплекса генетически связано с формированием линейных грабенов или палеоавлакогенов (Лейтес и др., 1970). Толщи удоканского комплекса (и только они, а не субганский комплекс) согласно перекрываются темными сланцами икабийской свиты. Из-за недостаточной изученности в некоторых грабенах на рис. 1 описываемые образования не расчленены.

Удоканский комплекс мы подразделяем на четыре формации (снизу): 1) эффузивно-терригенную в линейных грабенах, кварцево-терригенную и глиноземистых сланцев в Кодаро-Удоканском прогибе (камниканская свита); 2) терригенных флишоидов (икабийская, аянская, иньрская, читкандинская свиты); 3) сланцево-карбонатную (александровская, бутунская свиты); 4) верхнюю молассоидную (талаканская, сакуканская, намингская свиты).

В Олекминском районе нами описан более полный, чем представлялось раньше, стратиграфический разрез угуйского комплекса. Согласно этому описанию выделяются следующие формации комплекса (снизу): 1) кремнисто-карбонатная (олонгитская свита); 2) красноцветная терригенная (туостайская свита); 3) кварцево-терригенно-карбонатная (чародаканская, намсалинская свиты); 4) терригенных флишоидов (ханинская, станнахская свиты); 5) верхняя малассоидная (сиваканская, хохлинская, кебектинская свиты).

Сравнение удоканского и угуйского комплексов позволило наметить черты сходства между ними, а изучение смежных разрезов — установить постепенные и направленные изменения в их составе. К северо-востоку от Кодаро-Удоканского прогиба породы удоканского комплекса становятся более грубозернистыми, уменьшаются мощности толщ, появляются частые поверхности размыва, ослабевает метоморфизм.

В том же направлении затухает гранитный магматизм и складчатость. По периферии Кодаро-Удоканского прогиба широко проявлены раннепротерозойские гранитизация и реоморфизм архейского основания (Глуховский, 1968). В области развития угуйского комплекса, по крайней мере в северной ее части, эти явления неизвестны; здесь нижнепротерозойские толщи слагают субгоризонтальные покровы, залегающие с резким структурным несогласием на глубоко эродированной поверхности архейских гнейсов.

Итак, описываемые комплексы образуют две структурно-фациальные зоны: Кодаро-Удоканскую, парагеосинклинальную, и Угуйскую, субплатформенную. Соответствующей зональности в субганском комплексе не наблюдается.

Изложенное позволяет наметить следующие этапы формирования земной коры западной части Алданского щита в раннем докембрии.

1. Катархейский (?) этап – становление симатической коры.
 2. Раннеархейский этап – возникновение Алданского ядра первичной консолидации и Курультино–Гонамского подвижного пояса.
 3. Позднеархейский этап – заложение и развитие в Курультино–Гонамском подвижном поясе Олекмо–Становой зогеосинклинали.
 4. Первый раннепротерозойский, или позднеархейский–раннепротерозойский, этап – образование Субганской тафрогеосинклинальной системы. Выделяются стадии: а) воздымание и разрыв архейского кристаллического основания, заложение системы глубинных разломов и контролируемых ими прогибов; б) накопление терригенно–эффузивных толщ субганского комплекса; в) их складчатость и метаморфизм.
 5. Второй раннепротерозойский этап – образование Кодаро–Удоканской парагеосинклинальной и Угуйской субплатформенной структурно–фациальных зон. Выделяются стадии: а) воздымание региона, оживление глубинных разломов, формирование системы линейных грабенов, заключивших фрагменты складчатых зон субганского комплекса; б) накопление в линейных грабенах (палеоавлакогенах) продуктов размыва пород субганского комплекса и кристаллического основания смежных участков; в) разрастание прогибов, накопление удоканского и угуйского комплексов в двух фациально–структурных зонах; г) развитие в Кодаро–Удоканской складчатой зоне складчатости, метаморфизма и гранитизации удоканского комплекса, пластическая перестройка архейского основания (в Угуйской зоне – блоковые движения, затухающий в северном направлении метаморфизм угуйского комплекса).
- На рубеже раннего и среднего протерозоя произошел разрыв нижнепротерозойских толщ и архейского основания, предшествовавший отложению платформенного чехла.

Литература

- Березкин В.И. Метаморфическая зональность в нижнепротерозойских толщах Субганского грабена. В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971.
- Ветлужских В.Г., Кудрявцев В.А., Соколов Н.А. Стратиграфия архея района верхнего течения реки Тимптон. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского шита. М., "Наука", 1966.
- Глуховский М.З. Структурно–стратиграфические взаимоотношения архея и нижнего протерозоя в Удоканском хребте. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР, вып. 18. Якутск, 1968.
- Кудрявцев В.А., Гурова Е.П. Тектоника западной части Станового хребта. – Геотектоника, 1967, № 3.
- Кудрявцев В.А. О характере развития земной коры Алданского шита в раннем докембрии и проблема золотоносности докембрийских конгломератов. В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971а.
- Кудрявцев В.А. Стратиграфия нижней части удоканской серии докембрия Восточной Сибири. В кн.: Новости геологии Якутии. вып. 1. Якутск, 1971б.
- Кудрявцев В. А. Эволюция зон несогласных стратиграфических контактов между древними толщами в условиях метаморфизма и гранитизации. В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск. 1971в.
- Кулиш Е.А. К стратиграфии и тектонике архея южной части Алданского шита. В кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М., "Наука", 1964.
- Лейтес А.М., Муратов М.В., Федоровский В.С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.– Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6.
- Угрюмов А.Н. О составе глубинных зон земной коры Алданского шита. В кн.: Тектоника Сибири, т. 3. М., "Наука", 1970.
- Федоровский В.С., Лейтес А.М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо–Витимской горной области страны. – Геотектоника, 1968, № 4.
- Фрумкин И.М. Направленность геологического развития земной коры Алданского шита в архейское время. В кн.: Тектоника Сибири, т. 3. М., "Наука", 1970.
- Фрумкин И.М. Объем и структурно–стратиграфическое расчленение иенгурского комплекса архея Алданского шита. В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Анализ геологической и геофизической информации по глубинному строению земной коры Балтийского щита приводит к выводу о разделении ее на блоки разного порядка (Литвиненко, 1968; Цирульников и др., 1968). На первом этапе работы мы попытались объемно выделить только самые крупные, первого порядка, блоки земной коры, отчетливо ограниченные зонами разломов глубокого заложения и различимые по совокупности геолого-геофизических признаков.

В нашем распоряжении были обширные и разносторонние геологические и геофизические данные по восточной части Балтийского щита и значительно более скудные, преимущественно литературные, по зарубежной его части (Харитонов, 1962; Кратц и др., 1964; Шуркин, 1968). С учетом всего фактического материала вначале была подобрана физическая модель земной коры. В основу такой модели были положены результаты пока наиболее надежного сейсмического метода исследования земной коры.

Сейсмические исследования на территории Балтийского щита проводятся достаточно широко. Распределение сейсмических профилей по площади в первом приближении является равномерным. Общая протяженность профилей глубинных сейсмических исследований составляет примерно 6000 км. В таблице сведены данные о глубинном строении Балтийского щита. Под номерами 1-4 даются результаты наиболее точного метода ГСЗ; с номера 5 по 20 - данные, полученные в результате регистрации упругих волн вдоль профилей от единичных взрывов на переносных и постоянных станциях, расположенных по линии, проходящей через пункт взрыва.

Средняя мощность земной коры Балтийского щита по всем этим данным равна 38 км. Всюду на щите было установлено, что земная кора состоит из двух основных слоев - "гранитного" и "базальтового" и что наиболее резкой сейсмической границей с наибольшим скачком скорости является поверхность Мохоровичича ("М") - полошва земной коры. Кроме того, наиболее точными данными ГСЗ (Литвиненко, 1968) установлена резкая сейсмическая граница на глубине 3-8 км внутри "гранитного" слоя. По сравнению с этой границей на других нижележащих границах скорость упругих волн изменяется более или менее монотонно вплоть до границы "М".

По скоростным характеристикам верхний подслой "гранитного" слоя неоднороден. Плотностная неоднородность пород этого слоя, наблюдаемая на дневной поверхности щита, варьирует от 2,6 до 3 г/см³ и более. Природу первой резкой границы в "гранитном" слое (на примере фундамента Русской плиты) впервые объяснил Э.Э. Фотиади. Он определил нижнюю границу распространения значительных плотностных неоднородностей, установленных по гравитационным данным в консолидированной коре (Фотиади, 1958).

Состав нижнего подслоя "гранитного" слоя на основании скоростной характеристики и данных лабораторных исследований является, скорее всего, средним с плотностью 2,80-2,85 г/см³. Для "базальтового" и подкорового слоев соответственно принята плотность 2,9 и 3,3 г/см³.

Естественно, что данные лишь одного геофизического метода, хотя и самого точного, не могут дать полной картины глубинного строения земной коры. Поэтому были привлечены результаты комплексных исследований гравиметрического и магнитометрического методов.

Аномальные значения силы тяжести в соответствии с принятой моделью обусловлены в основном неоднородностью верхнего слоя, его толщиной, рельефом поверхности "М" и в меньшей степени - неоднородностями "базальтового" и подкорового слоев.

Высокий коэффициент корреляции (0,78) между значениями силы тяжести и величинами плотности пород, измеренными на дневной поверхности щита, свидетельствует о том, что главной составляющей гравитационного поля является влияние верхнего неоднородного слоя (Клушин, Шустова, 1965).

Глубинное строение Балтийского щита

Район	h, глубина до поверх- ности Конрада	H, глубина до поверх- ности Мохоро- вичича	V_h , км/сек	V_H , км/сек	Источники
Северная Карелия, Кемь-Ухта	10-15	35-38	6,6	8,1	Литвиненко, 1960 г.
Северо-запад Кольского п-ова, Печенга-Падас- тундра	4-8	36-42	6,3-7,0	8,1-8,3	Литвиненко, 1968 г.
Кольский п-ов, Имандра- Варзуга	~11	36-39	-	-	То же
Кольский п-ов, Кейвы	3-4 8-10	31	6,5- 6,65 6,8-6,9	-	То же
Северный берег Финского залива, Поркала-Котка	21	29	6,37	8,3	Penttilä, 1965 г. Penttilä et al., 1960 г.
Северный берег Финского залива, Котка	21	38	6,65	8,23	Penttilä, 1933 г. Penttilä et al., 1967 г.
Финляндия, Хельсинки - Хайлуото	18	36	6,37	8,89	То же
Финляндия, Катапняя	21	38	6,85	8,2	Penttilä, 1966 г.
Финляндия, Катапняя - Луумяки	15	41	6,6	8,0	Porkka, 1960 г. Luosto, 1967 г.
Финляндия, Пихёранта, Порвоо	12 18	42 42	6,51 6,64	8,03 8,03	То же
Финляндия, Ахлаинен - Тампере	18	42	6,60	7,90	Пенттила, 1969 г.
Финляндия, Сийпюю	18	42	6,75	8,00	То же
Тромо - Соданкюля	14	33	6,70	8,18	Hirschleber et al., 1966 г.
Тромо - Йоенсуу	24	40	6,72	8,23	Penttilä, 1966 г.
Средняя Швеция	16	33	-	-	Dahlman, 1967 г. Sellevoll, 1968 г.
Южная Норвегия, Осло- Фьорд	-	30	-	8,15	Kanestim, 1970

На построенной обычным методом осреднения карте региональных аномалий силы тяжести размеры аномалий превышают 200×200 км. Это свидетельствует о том, что аномалообразующая причина связана с низами земной коры (Андреев, Клушин, 1962). Поскольку же наиболее резкой границей смены физических свойств там является поверхность "М", то можно рассматривать региональные аномалии как причинно связанные с рельефом поверхности "М". В пользу этого говорит и высокий

коэффициент корреляции (0,8) между региональными значениями силы тяжести и глубинами до поверхности "М", установленными сейсмическими методами. Следует отметить, что ранее нами была установлена корреляция этих величин для небольшого числа точек (Шустова, 1966). В настоящей работе использованы все имеющиеся сейсмические данные по преломленным и отраженным волнам, а также значения глубин до "М".

В первом приближении зависимость между региональными значениями силы тяжести и глубинами до "М", по сейсмическим данным, можно считать линейной. Тогда уравнение регрессии имеет вид $y = 38,42 - 0,25x$, откуда видно, что нулевым значениям регионального гравитационного поля соответствует мощность коры, равная 38 км, а изменению значений поля на 4 мгл соответствует изменение мощности коры на 1 км¹. На основании этой зависимости и карты региональных аномалий силы тяжести была построена карта мощности земной коры Балтийского щита (рис. 1). Мощность коры меняется от 30 км на востоке и юго-западе до 45 км в центре щита. Под каледонидами, если земная кора в целом и ее отдельные слои имеют те же геофизические характеристики, что и щит, можно ожидать увеличение мощности коры до 50 км и более.

Итак, вся территория Балтийского щита разделилась на большие участки с уменьшенной и увеличенной (по сравнению со средним значением 38 км) мощностью земной коры. Можно думать, что этим участкам соответствуют блоки земной коры. Для подтверждения этого вывода рассмотрим геолого-геофизические критерии выделения зон глубинных разломов, которые должны разграничивать эти блоки. В поле региональных аномалий силы тяжести зоны разломов различаются гравитационной ступенью. Естественно, что эта ступень не может быть резкой, и изменение мощности от одного блока к другому происходит постепенно, а не изменяется скачком в зоне сочленения. Общим признаком для зон сочленения блоков является и различие характера физических полей по обе стороны разлома. Это связано с различными условиями развития блоков в разное время, что обусловило различие состава и строения блоков. По расчетам гравитационных аномалий и по сейсмическим данным зоны глубинных разломов рассекают всю толщу коры и уходят в мантию. Эти разломы, безусловно, влияют на развитие верхних частей коры, но не обязательно отмечаются как тектонические нарушения на дневной поверхности. Отражение их на поверхности может быть косвенным. Если по разлому внедрились интрузивные магнитные породы, то они отмечаются в магнитном поле интенсивными полосовыми аномалиями или цепочками изометричных аномалий. Иногда, наоборот, полосовые отрицательные магнитные аномалии отмечают сильную раздробленность и размагниченность пород под действием тектонических движений. На карте локальных аномалий силы тяжести зоны разломов характеризуются повышенными значениями, если к этим зонам приурочены структуры повышенной плотности и мощности. Что касается движений блоков вдоль разломов, то они отражаются на неотектонических картах и намечаются по сгущениям эпицентров землетрясений. Геофизические критерии выделения зон глубинных разломов не являются универсальными и зависят от конкретной геологической обстановки. На схеме блокового строения земной коры Балтийского щита (рис. 2) выделены четыре огромных блока: Саамо-Карельский на востоке, Свекофенский в центре, Свеко-Норвежский на юго-западе Балтийского щита и Каледонский блок (названия заимствованы у авторов геолого-геохронологической карты Балтийского щита, о которой речь пойдет ниже).

Зоны сочленения блоков намечены по зонам гравитационных ступеней регионального поля силы тяжести и представляют собой полосы, ширина которых достигает нескольких сотен километров. Наиболее протяженной является зона сочленения Саамо-Карельского и Свекофенского блоков. На севере она охватывает по ширине всю восточную часть структуры гранулитов. Наиболее отчетливо в этой зоне проявляются разломы, глубина которых установлена по всем геофизическим (сейсмика, электро-разведка, гравиметрия) и геологическим данным в районе Печенгской структуры и

¹Такой же градиент установлен и для Канадского щита (Garland, 1960; Kanasevich, 1966).

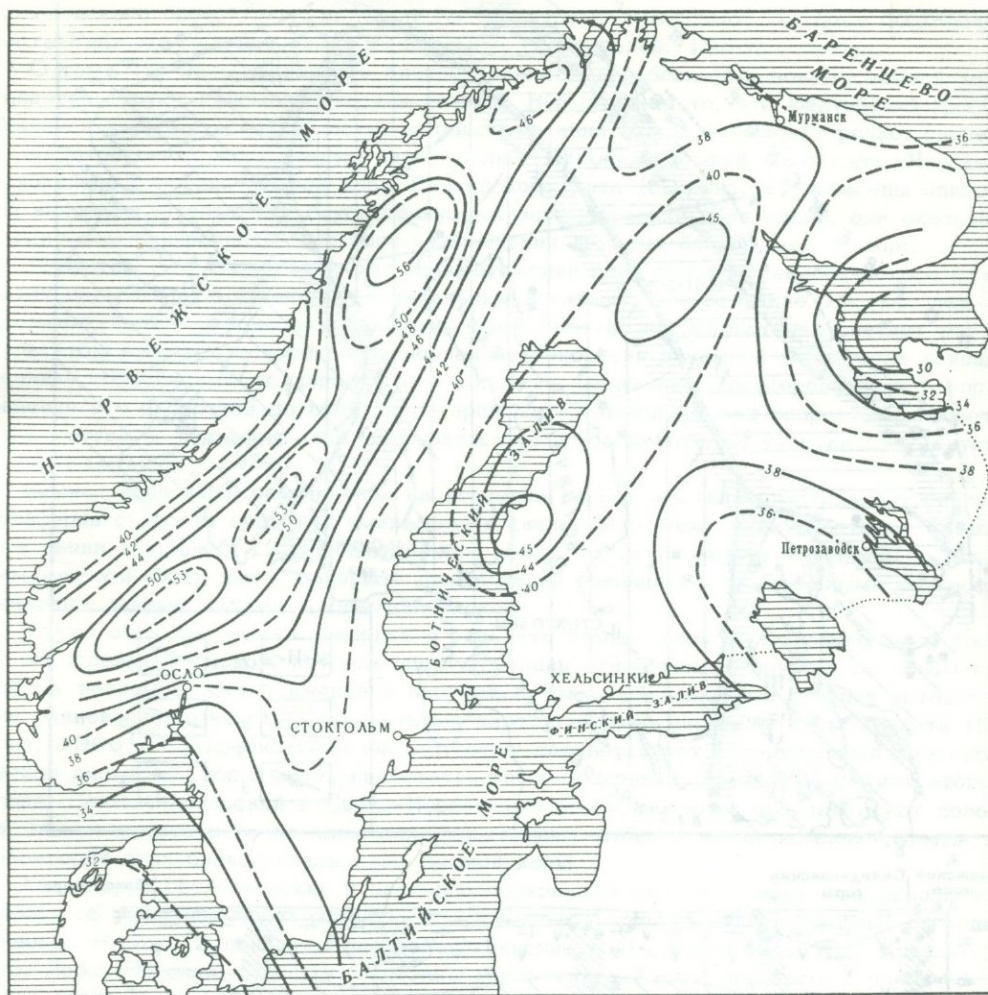


Рис. 1. Карта мощности земной коры Балтийского щита (км) (точками дана граница Балтийского щита)

на южной границе развития гранулитов. Далее на юго-востоке зона сочленения проходит вдоль габбровой интрузии Мончетундры и Волчьей тундры и Мончегорского плутона. Глубинность этих разломов доказана геологическими, геохронологическими и всеми геофизическими исследованиями. Еще дальше рассматриваемые разломы разделяют блоки коры по Северо-Карельской и Восточно-Финляндской зоне карелид. О наличии здесь разломов свидетельствуют геофизические данные — положительные локальные аномалии силы тяжести и магнитные аномалии, сопоставленные с трещинными интрузиями.

Другая крупная зона глубинных разломов отделяет Свекофенский блок земной коры от Свеко-Норвежского. Большая часть этой зоны проходит по разлому, разделяющему готские гнейсы и граниты Смоланд. Н. Магнуссон выделил этот разлом как зону дробления и расщепления, пронизанную многочисленными телами гипербазитов. К этой зоне приурочены вытянутые вдоль разлома отрицательные локальные аномалии, интенсивность которых достигает 70 мгл. Такая большая интенсивность аномалий может быть объяснена очень большим разуплотнением пород в зоне разлома до глубин 10–15 км. Столь же интенсивные отрицательные аномалии (до 100 мгл) наблюдаются в Гренвиллском разломе, разделяющем крупные блоки земной коры Канадского щита. Зона сочленения блоков собственно Балтийского щита и надвинутого на него

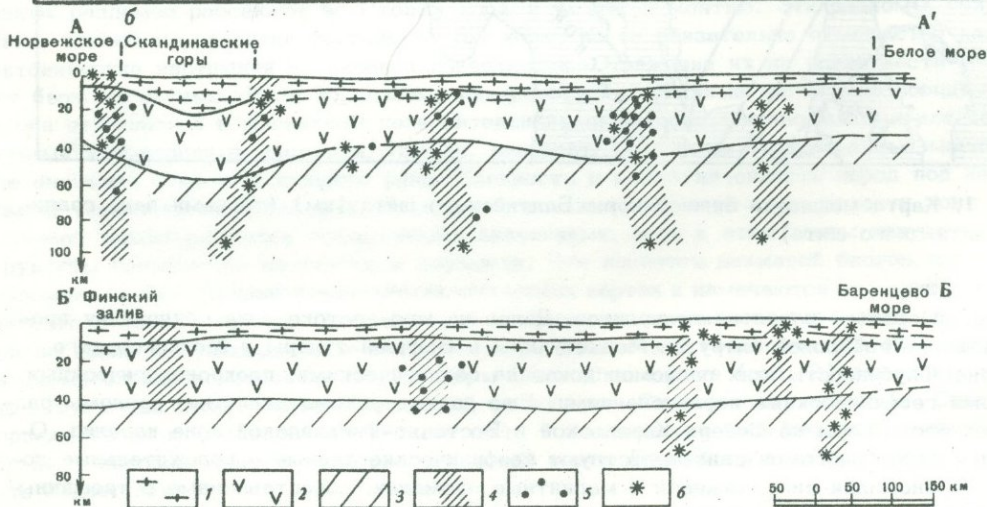
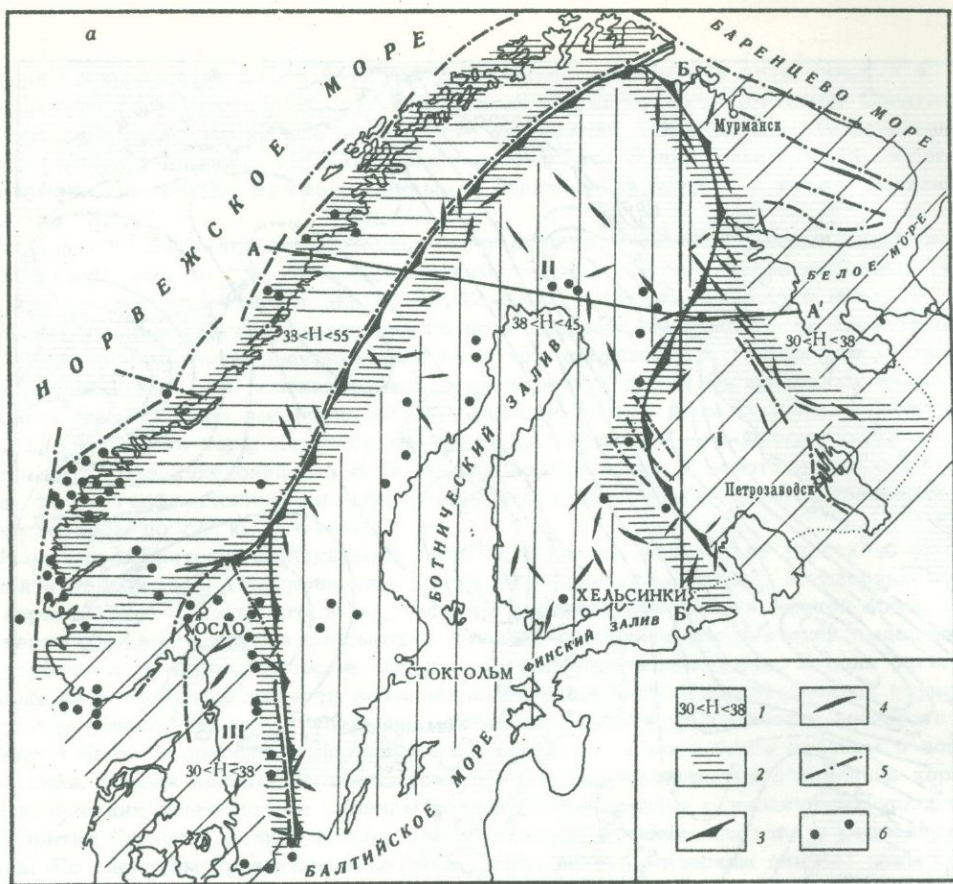


Рис. 2. Схема блокового строения земной коры Балтийского щита

Схема: 1 - пределы (в км) изменения мощности блоков земной коры; 2 - предполагаемые зоны глубинных разломов; 3 - границы геолого-геохронологических зон: Саамо-Карельской (I), Свектофенской (II), Свекто-Норвежской (III); 4 - оси интенсивных магнитных аномалий; 5 - тектонические нарушения по геологическим данным; 6 - эпицентры землетрясений; А - А₁ и Б₁ - Б - профили, по которым рассчитаны глубинные разрезы.

Глубинные разрезы: 1 - породы "гранитного" слоя; 2 - породы "базальтового" слоя; 3 - породы подкорового слоя; 4 - предполагаемые зоны глубинных разломов; 5 - гипоцентры землетрясений; 6 - максимальные значения полного нормированного градиента силы тяжести

Каледонского блока также является зоной глубинных разломов, которые составляют часть Рейнско-Скандинавского линеамента (Беляевский, 1963).

О том, что зоны сочленения блоков являются ослабленными зонами земной коры свидетельствуют сейсмологические данные. Несмотря на то, что Балтийский щит является асейсмической областью и землетрясения здесь происходят редко, сведения о землетрясениях дают ценную информацию о строении земной коры щита. На схеме глубинного строения земной коры Балтийского щита (см. рис. 2) нанесены эпицентры наиболее интенсивных глубокофокусных землетрясений. Как видно, они оказались в основном приуроченными к зонам сочленения крупных блоков земной коры.

Известно, что Балтийский щит на протяжении всей истории геологического развития испытывает медленные вертикальные движения. За последние 10 тыс. лет движения имеют тенденцию к поднятию. Большинство исследователей считает это результатом изостатического восстановления равновесия в земной коре после таяния ледника. Независимо от причин этого поднятия наблюдается дифференциация распределения его скоростей по всей территории щита. Максимальная скорость отмечается в центре, к периферии она уменьшается, и здесь некоторые участки даже опускаются (Kaariainen, 1953).

Земная кора щита реагировала на поднятие не как жесткая пластина. От центра к периферии скорость поднятия уменьшалась скачками, о чем свидетельствуют флексурные линии (Sauramo, 1939). Внутренняя линия, огибающая максимально поднимающуюся часть щита, в первом приближении совпадает с выделенными по геофизическим данным зонами сочленения блоков.

Таким образом, можно говорить о том, что земная кора Балтийского щита состоит из отдельных блоков, которые движутся один относительно другого по зонам глубинных разломов. Это движение в настоящее время направлено в сторону установления равновесия, о чем свидетельствуют изостатические аномалии силы тяжести (Шустова, 1966). Свекофенский блок, которому соответствует отрицательная изостатическая аномалия, испытывает недостаток масс, компенсирующийся поднятием этого блока. Саамо-Карельский и Свеко-Норвежский блоки, которым соответствуют положительные изостатические аномалии, испытывают избыток масс, компенсируемый по территории этих блоков опусканием земной коры.

Анализируя геологические и особенно геохронологические данные, мы пришли к выводу об унаследованном развитии современных блоков Балтийского щита от более древних. На рис. 2 показаны геохронологические зоны, выделенные К.О. Кратцем и С.Б. Лобач-Жученко (1970). Эти зоны удивительно точно совпадают с одноименными блоками земной коры, выделенными по геофизическим данным. Границы (зона глубинных разломов) между блоками совпадают с линиями изохрон. Геологическая граница между Саамо-Карельским и Свекофенским блоками проходит по изохроне 2300 млн лет, означающей, что для Саамо-Карельского блока характерны цифры 2300 млн лет, а для Свекофенского такие цифры неизвестны. Период 1800-1700 млн лет является временем окончательного формирования Саамо-Карельской и Свекофенской геохронологических зон. К этому времени, по-видимому, одноименные блоки развивались самостоятельно, что определило их различное глубинное строение. В свете изложенного возраст зон сочленения этих блоков следует, очевидно, считать не моложе среднего протерозоя. Граница между Свекофенским и Свеко-Норвежским блоками совпадает с изохроной 1000 млн лет. Время обособления Свеко-Норвежского блока определить сложнее. Ясно, однако, что этап интенсивного развития, датируемый в 1000 млн лет, сказался только на этом блоке. Следовательно, разлом, отделяющий Свеко-Норвежский блок, вероятно, не моложе 1000 млн лет, так как к этому времени Свеко-Норвежская и Свекофенская зоны развивались самостоятельно, что, по-видимому, и определило их различное строение по всей толще земной коры.

Другими словами, древние докембрийские блоки земной коры, имеющие различную мощность, согласуются с современным строением земной коры Балтийского щита. Тем самым можно утверждать в первом приближении, что современная структура земной коры Балтийского щита определяется в основном расположением зон древних докембрийских разломов.

При расчленении земной коры Балтийского щита на отдельные блоки дополнительно был использован метод аналитического продолжения в нижнее полупространство полного нормированного вертикального градиента силы тяжести (Березкин, 1968).

Расчеты проводились по программе, составленной во ВНИИгеофизики И.С. Елисейевой и Т.О. Беломазовой для БЭСМ-4. При этом формальном методе расчеты производятся независимо от физических свойств пород, слагающих изучаемый регион. Поскольку все предыдущие расчеты и построения проводились исходя из реальных значений физических свойств, сравнение тех и других результатов представляет большой интерес.

С помощью математического метода аналитического продолжения потенциальной функции в нижнее полупространство определяются особые точки (центры тяжести и боковые грани) аномалеобразующих масс. На рис. 3 показаны изолинии полного нормированного градиента силы тяжести, пересчитанного вниз на различные уровни по профилю $A - A_1$. Поле изолиний можно сопоставить с геологическим, или, точнее, с физическим строением земной коры. Наибольшее количество особых точек сосредоточено в верхней части разреза, что соответствует максимальной неоднородности верхнего слоя земной коры. В нижней части разреза количество особых точек уменьшается, что соответствует более однородному составу нижних слоев земной коры.

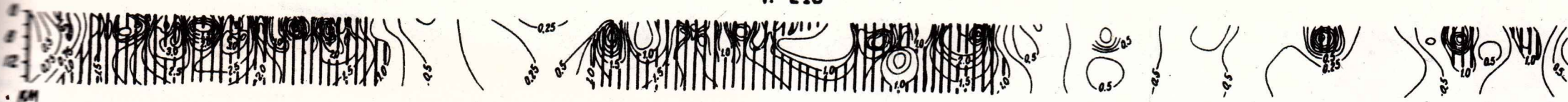
Особые точки, рассчитанные вдоль профилей $A - A_1 - B_1 - B$, были совмещены с глубинными разрезами земной коры, построенными в результате обработки геологических и геофизических данных с учетом реальных физических свойств пород, слагающих изучаемый регион. На рис. 2 видна приуроченность максимальных значений градиентов к ранее выделенным зонам глубинных разломов, что дает возможность более однозначно интерпретировать их здесь как особые точки, принадлежащие к контактам блоков земной коры различного строения и мощности. С другой стороны, такая интерпретация облегчает продолжение самих зон разломов до максимальной глубины распространения особых точек.

Мощность земной коры вдоль разреза $A - A_1$ меняется от 50 км под каледонидами до 30 км у берегов Белого моря. По геологическим и геофизическим данным здесь отчетливо намечаются зоны глубинных разломов, расчленяющие всю земную кору. По глубинам очагов землетрясений и максимальным значениям полного нормированного градиента силы тяжести, которые совпадают между собой, эти зоны разломов рассекают всю земную кору и верхнюю часть мантии до глубин 80–100 км. Мощность земной коры вдоль разреза $B - B_1$ меняется незначительно. Наиболее интересным, на наш взгляд, здесь является увеличение мощности "гранитного" слоя под выборгскими гранитами – рапакиви. По глубинам гипоцентров землетрясений и по максимальным градиентам силы тяжести зоны глубинных разломов и здесь рассекают земную кору и верхнюю мантию на глубину до 80 км. Следует отметить, что эти зоны глубинных разломов не всегда выходят на дневную поверхность, чем, по-видимому, и объясняется отсутствие в ряде случаев геологических признаков глубинных разломов.

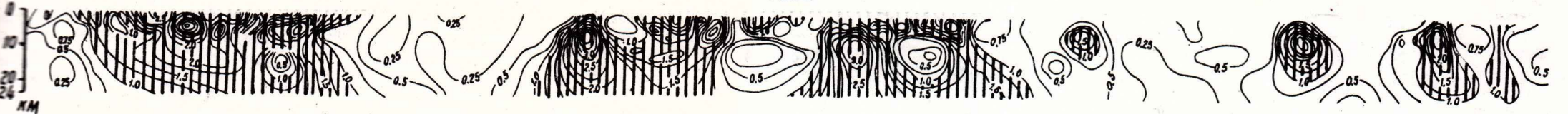
Таким образом, по геофизическим данным земная кора и часть верхней мантии отчетливо расчленяются на глыбы, которые различаются своим внутренним строением и вещественным составом. Это различие распространяется, согласно приведенным расчетам, до глубин 80–100 км. На этой глубине возможно появление астеносферы. Поэтому выделенные глыбы мы называем "геоблоками", рассматривая геоблоки как глыбы тектоносферы, разграниченные зонами глубинных разломов. На больших глубинах тектоносферы трудно представить разломы как разрывные нарушения. Поскольку в верхней мантии эти разломы все же выделяются по гипоцентрам землетрясений и максимальным градиентам силы тяжести, то эти точки можно интерпретировать как центры областей, где происходят физико-химические превращения веществ. В свою очередь, эти центры образуют в мантии и низах земной коры своеобразные каналы, по-видимому, зоны повышенной проницаемости или пониженной вязкости, которые вполне могут являться причиной разрывных нарушений в верхней части коры.

Полученные результаты показывают, что даже в пределах древних шитов, самых стабильных участков земной коры, по геофизическим данным уверенно выделяются геоблоки до глубин 100 км. В связи с этим, видимо, уже следует ставить вопросы об объемах земной коры. Не пора ли при изучении земной коры переходить от ее двухслойной модели мощностью 35–50 км к трехслойной или даже четырехслойной в 100–120 км и более, при этом понимая под земной корой всю тектоносферу, по В.В. Белоусову. Это, по нашему мнению, избавит исследователей от многих слож-

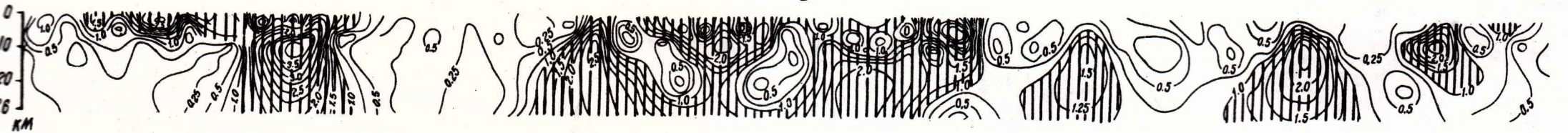
N-210



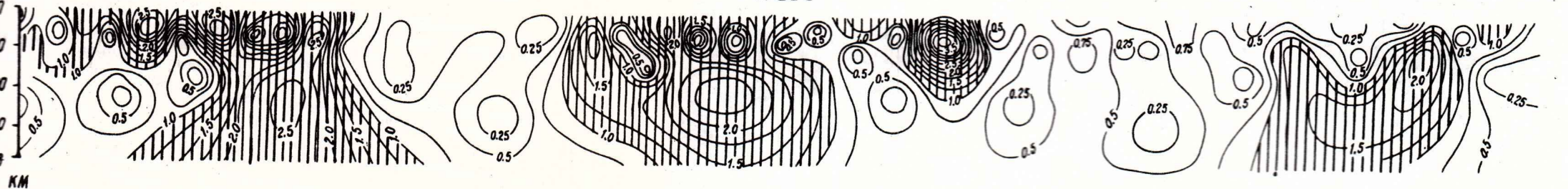
N-180



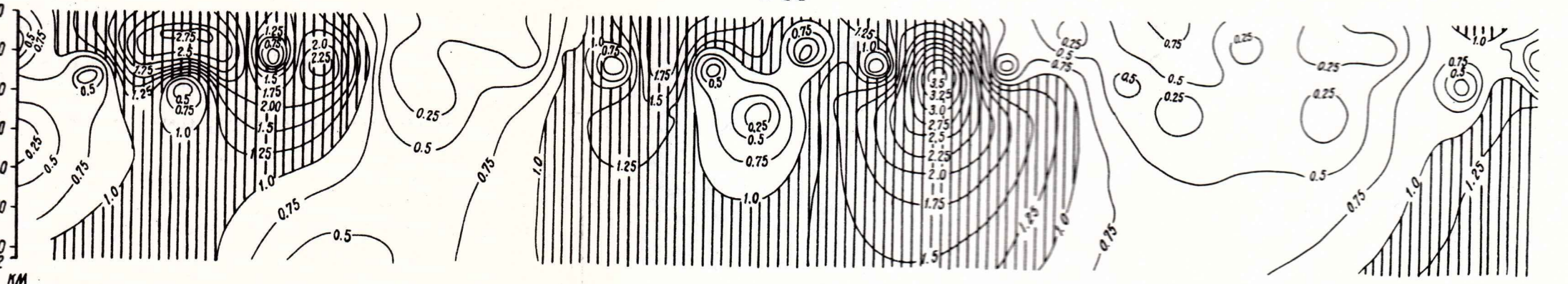
N-140



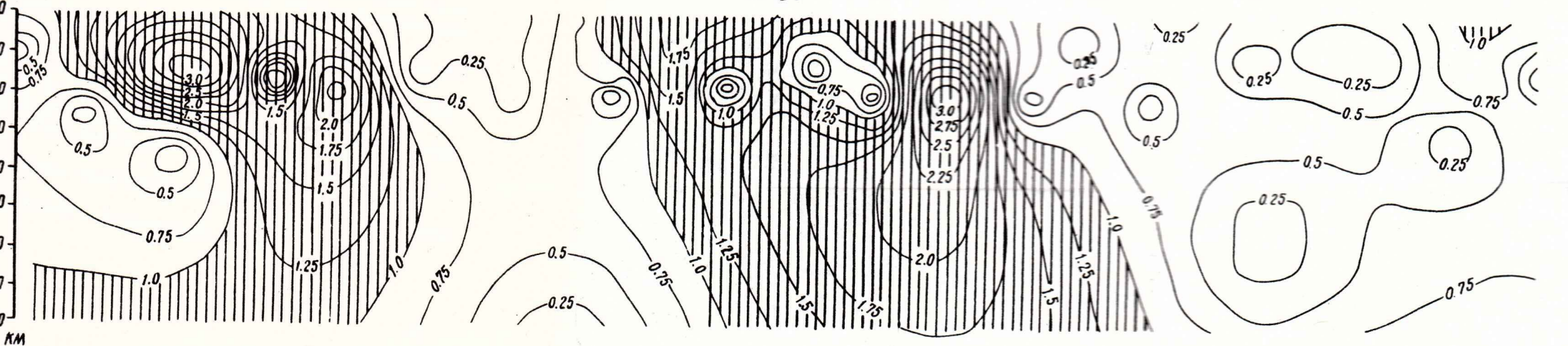
N=100



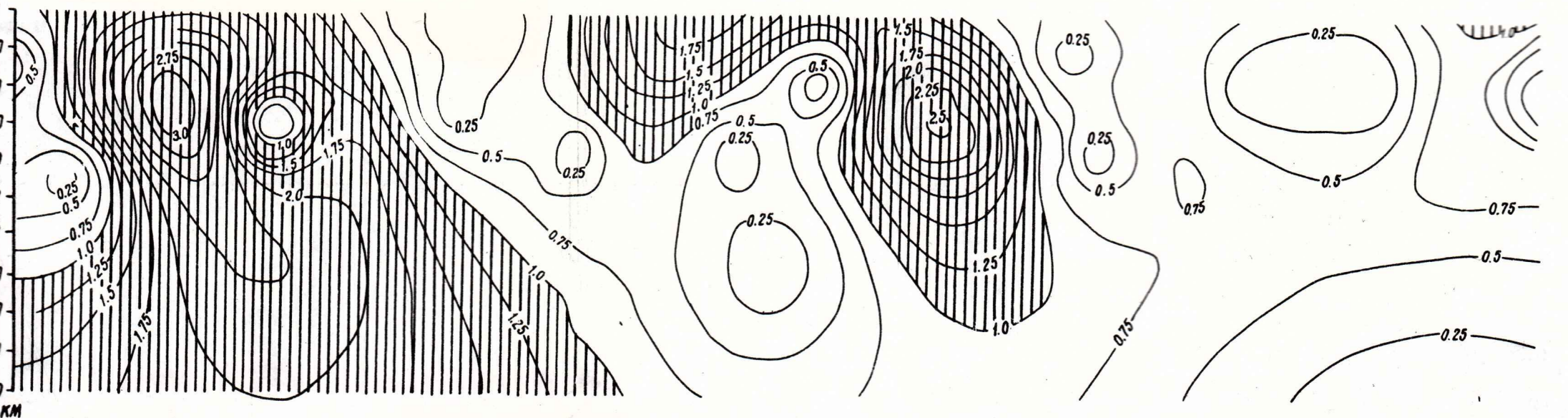
N=60



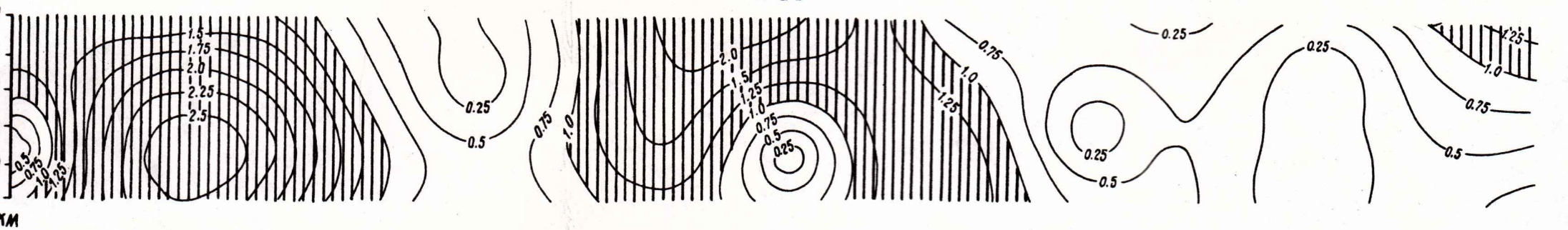
N=50



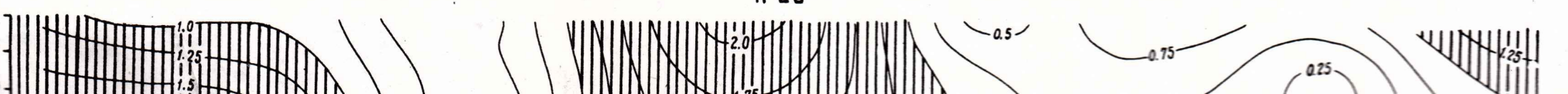
N=40



N=25



N=20



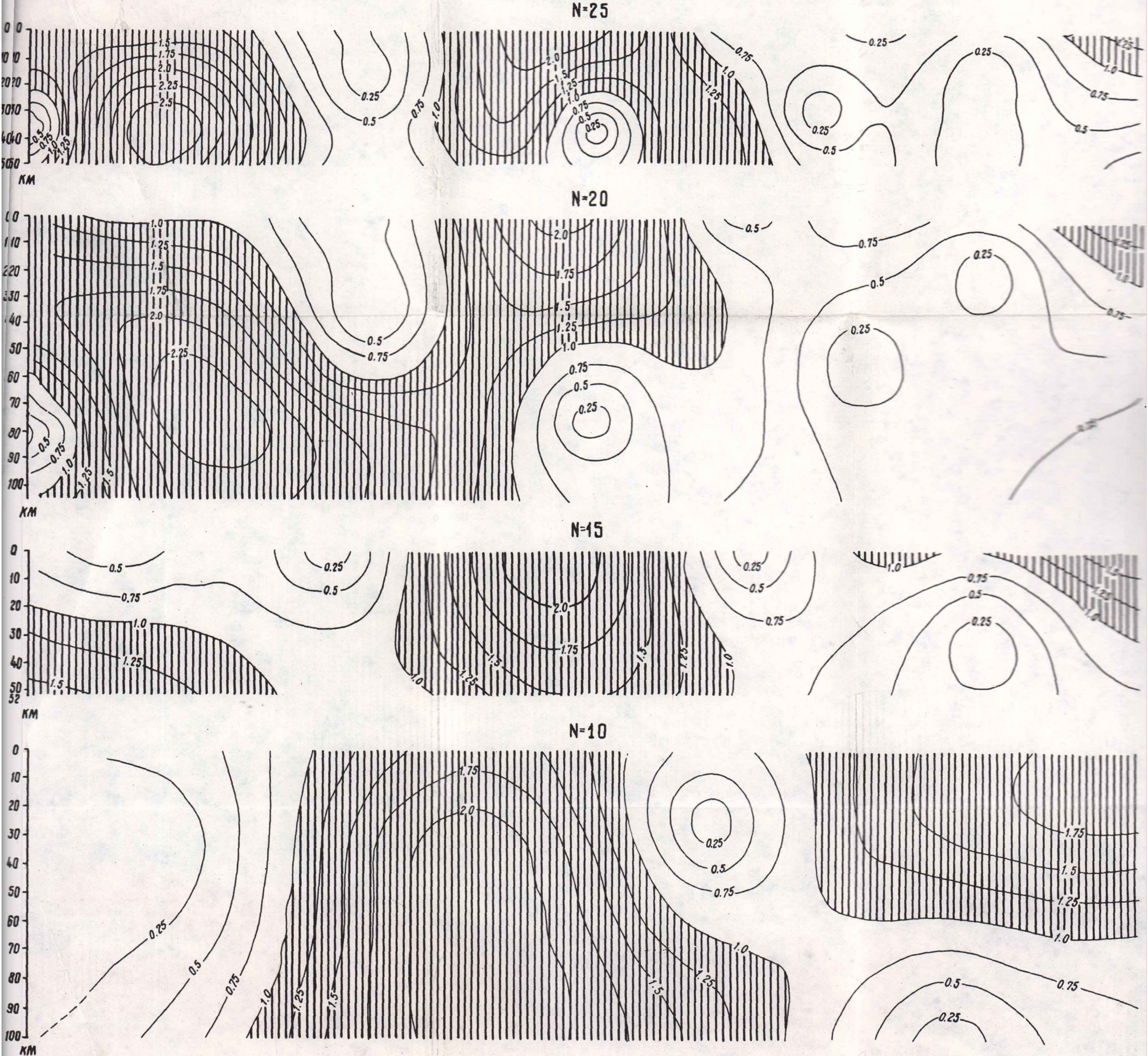


Рис. 3. Поле изолиний полного нормированного вертикального градиента силы тяжести, вычисленное с различным числом гармоник
 10:210 по профилю А - А₁ (штриховкой показаны участки максимальных значений градиентов)

ностей и "неприятностей", связанных с изучением неоднородностей верхней мантии, как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

В заключение необходимо отметить, что в настоящее время нет достаточно четкой морфо-генетической классификации блоков земной коры, или геоблоков. Мы не считаем, что Балтийский щит делится на четыре блока. Безусловно, сам щит является геоблоком более высокого порядка, а выделенные нами геоблоки, естественно, распадаются на геоблоки уже более низких порядков. Все эти вопросы соотношений геоблоков различных порядков и ограничивающих их зон глубинных разломов в настоящее время очень актуальны и ждут своего разрешения.

Литература

- Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Беляевский Н.А. Тектоника и магнетизм грабена Осло. В кн.: "Проблемы геологии на XXI сессии Международного геологического конгресса". М., изд-во АН СССР, 1963.
- Березкин В.М. Метод аналитического продолжения полного вертикального градиента силы тяжести для изучения распределения возмущающих масс в толще земной коры. - Изв. вузов, геология и разведка, 1968, № 12.
- Клушин И.Г., Шустова Л.Е. Некоторые вопросы методики интерпретации региональной гравиметрической съемки с целью изучения элементов глубинной структуры северо-восточной части Балтийского кристаллического щита. - Прикладная геофизика, 1965, № 41.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б. Изотопная геохронология и глубинное строение земной коры. - Геотектоника, 1970, № 2.
- Кратц К.О., Магнуссон Н., Симонен А., Хольтедаль О. Балтийский щит. В кн.: Тектоника Европы. М., "Недра" - "Наука", 1964.
- Литвиненко И.В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. В кн.: "Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита". М., "Наука", 1968.
- Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. М., "Наука", 1969.
- Пенттила Э. Строение земной коры в Финляндии по данным о скоростях распространения сейсмических волн. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 5.
- Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. - Труды ВНИИ геофизика, 1958, вып. 4.
- Харитонов Л.Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита. В кн.: "Вопросы геологии Кольского полуострова". Петрозаводск, 1962.
- Цирульникова М.Я., Нечель Э.К., Шустова Л.Е., Сокол Р.С. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. В кн.: "Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита". М., "Наука", 1968.
- Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. В кн.: "Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита". М., "Наука", 1968.
- Шустова Л.Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. - Сов. геол., 1966, № 5.
- Garland G.D. Interpretations of gravimetric and magnetic anomalies on traverses in the Canadian Shield in Northern Ontario. - Publ. Observ. Dom. Ottawa, 1960, v. 16, N 1.
- Innes M.J.S. A new gravity anomaly map of Canada: an aid to mineral exploration. Mining and groundwater geophysics, 1967. Ottawa, 1970.
- Kaariainen E. On the recent uplift of the Earth's crust in Finland. - Fennia, 1953, v. 77, N 2.
- Kanasevich E.R. Deep crustal structure under the Plain and Rocky mountains. - Canad. J. Earth Sci., 1966, v. 3, N 7.
- Sauramo M. The mode of the land upheaval in Fennoscandia in late quaternary time. - Fennia, 1939, v. 66. N 2.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ И ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДОКЕМБРИЯ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Рассматриваемая территория представляет часть эпипротерозойской Русской платформы, известную в литературе под названием Курско-Воронежского массива или Воронежской антеклизы (Шатский, 1937). В тектоническом строении Воронежской антеклизы участвуют два резко различных по своему характеру структурных мегакомплекса (Богданов, 1963): нижний, отвечающий кристаллическому фундаменту, и верхний – спокойно залегающие осадочные образования платформенного чехла. Последний отделен от фундамента резким угловым несогласием.

Внешней структурной рамой антеклизы является на севере Московская синеклиза, на востоке – Пачелмский прогиб, на юге – Днепровско-Донецкая впадина, на западе – Крестниковский прогиб. Поскольку геолого-геофизическая изученность докембрия территории Воронежской антеклизы крайне неравноценна, особенности тектонического развития кристаллического основания рассматриваются нами в пределах площади, ограниченной отметкой кровли докембрийского фундамента – 350–400 м. Расшифровка строения и истории развития этого региона основана на анализе результатов комплексных геолого-геофизических исследований с использованием данных литологостратиграфического, формационного и структурно-геоморфологического методов.

Отдельные вопросы геологии докембрия Воронежского кристаллического массива (ВКМ), касающиеся стратиграфической последовательности пород и унификации разрезов различных регионов, а также особенностей тектонического развития и магматической деятельности, рассматривались многими исследователями. Анализ дополнительных данных геолого-геофизических исследований с использованием литологостратиграфического, формационного и структурно-геоморфологического методов позволяет расширить существующие представления об истории формирования ВКМ и охарактеризовать особенности тектоно-магматического развития кристаллического основания этого района и перекрывающего его осадочного чехла (карта).

В составе докембрия ВКМ (нижний мегакомплекс) выделяются четыре структурных комплекса, соответствующие архейскому, нижнепротерозойскому, среднепротерозойскому и верхнепротерозойскому тектоно-магматическим этапам. Первые три из них характеризуют стадии развития подвижного пояса, последний знаменует начало платформенного этапа развития.

Выявление структурно-тектонических особенностей, обусловленных архейским тектоно-магматическим этапом, вследствие неоднократной переработки ВКМ последующими тектоно-магматическими процессами, сопряжено с большими трудностями. Судя по реликтам архейских структур, устанавливаемых в юго-западной части ВКМ (Сумской блок), а также в пределах центральной части КМА (Курско-Бесединский блок), тектонический план архейского времени определялся развитием блоковых структур, в зонах сочленения которых шло накопление вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований и формирование ультраосновных интрузий, образующих протяженные (400–500 км) гипербазитовые пояса. К этим же зонам в краевых частях архейских блоков приурочено проявление плагиогранитных интрузий, которые завершают развитие архейского тектоно-магматического этапа. Судя по общему характеру распространности вулканогенных пород и гипербазитовых поясов, зоны сочленения имеют преимущественно северо-западную ориентировку, а местами сочетаются с иными направлениями (облекание блоковых структур), сохраняющимися при последующей переработке древнего основания. Блоковые структуры архейского времени в последующем явились ядрами срединных массивов, сохранившими реликты древних складчатых структур, а зоны их сочленения предопределили тектоно-магматическое развитие ранних карелид.

Нижнепротерозойский структурный комплекс наиболее отчетливо проявлен на территории КМА, где осадочно-метаморфические породы курской серии с подчиненными им вулканогенными образованиями слагают северо-восточную (Тим-Ястребовская) и юго-западную (Белгородско-Михайловская) полосы развития железорудных формаций. Нижнепротерозойские складчатые структуры выделенных полос в центральной части территории КМА разделяются геосинклинальным поднятием пород обьян-михайловской серии, а по периферии ограничиваются срединными массивами.

Заложение основных структур этого комплекса происходило в узких синклинорных трогах, наследующих структурный план древнего основания. Это находит свое отражение в пространственном совмещении архейских вулканогенных и нижнепротерозойских осадочно-метаморфических образований. В пределах синклинорных полос, имеющих преимущественно северо-западную ориентировку, устанавливается целый ряд антиклинальных и синклинальных структур более высоких порядков (Яковлевская, Гостищевская, Осколецкая, Михайловская и др).

Наблюдающееся в отдельных случаях изменение простираний пород курской серии (от субмеридионального до субширотного направления) обусловлено сложными и разноориентированными разрывными нарушениями. Породы курской серии в пределах железорудных районов имеют преимущественно крутые углы падения ($70-80^{\circ}$) и слагают структуры изоклинального типа с опрокинутостью на запад и юго-запад. Наблюдающаяся микроплойчатость и микроскладчатость в целом отражают характер структур более высокого порядка.

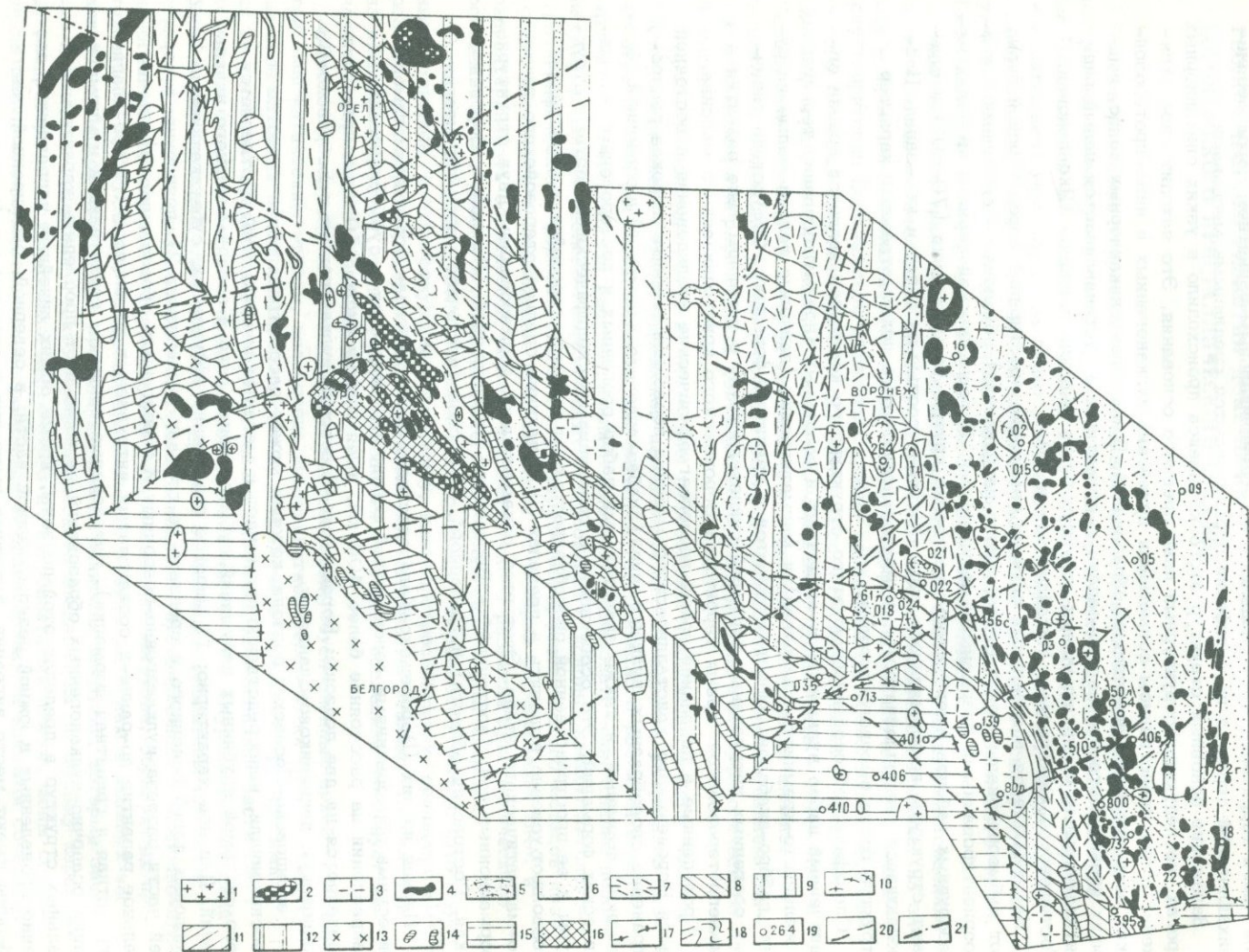
Специфической особенностью этого структурного комплекса является крайне ограниченный набор вулканогенно-осадочных и осадочных (преимущественно терригенная и железисто-кремнисто-сланцевая) и магматических (дайки, тела и малые интрузии габбро-диабазов, диорит-порфиритов и гранитов) формаций. Отсутствие типичных орогенных интрузивных формаций свидетельствует о неполном типе развития в нижнепротерозойское время территории Воронежского кристаллического массива.

Проведенные в последнее время геолого-геофизические исследования в восточной части Воронежского кристаллического массива позволили выявить широкое распространение своеобразных вулканогенной (диабаз-андезито-дацитовая) и осадочной (флишоидной) формаций, а также значительный набор орогенных и посторогенных магматических формаций. Это особенности в сочетании со специфическими чертами структуры и ее пространственной обособленностью от нижнепротерозойских образований позволяют условно выделить в пределах ВКМ наличие среднепротерозойского тектоно-магматического этапа. Этот этап ознаменовался формированием двух структурно-формационных зон: "восточной" - Воронежско-Калачеевской (Липецкая, Воронежская, Ростовская области) и "западной" - Тимской (восточная часть территории КМА).

Первая из них (Воронежско-Калачеевская), представленная осадочно-метаморфическими образованиями воронцовской серии, протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние более 400 км, имея ширину около 250 км и четко подразделяется на две подзоны: Воронцовско-Лосевскую вулканогенную и Бобровско-Воронцовскую песчаниково-сланцевую.

Воронцовско-Лосевская подзона, которая может рассматриваться в качестве эвгеосинклинали, непосредственно примыкает к мегантиклинорию КМА и отделяется от него системой глубинных нарушений субмеридионального и северо-западного направлений. Для нее характерно: 1) широкое проявление эффузивных, субвулканических и жерловых фаций основного и среднего по составу вулканизма; 2) появление в верхней части разреза вулканогенно-осадочных и терригенных образований; 3) значительное развитие до-ранне- и складчатых интрузивных комплексов (габбро-плагиогранитная и гранитная формации). Интенсивные процессы гранитизации и мигматизации осадочно-вулканогенных образований не позволяют проследить характер локальных структур в пределах этой подзоны, кроме общих линейных направлений, особенно проявленных в южной резко суженной части; в северной, расширенной, части подзоны имеют место виграции, кулисные смещения и сложные завороты структур.

Бобровско-Воронцовская подзона сложена песчанико-сланцевыми образованиями с подчиненным развитием вулканогенных и туфогенных пород, которые слагают крупную синклинорную структуру глубокого заложения, отвечающую области развития миогеосинклинали. От Воронцовско-Лосевской подзоны она отделена протяженным



В. С. Шенников, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Институт геологии и географии Академии наук СССР, Москва. В. С. Шенников, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Институт геологии и географии Академии наук СССР, Москва.

швом (Лосевско-Мамонский разлом) глубинного заложения общего северо-западного простирания и с некоторым заворотом на севере до субмеридионального направления. Этот шов характеризуется развитием милонитов и бластомилонитов шириной до 1,5-3 км. Породы воронцовской серии собраны в систему широких складок с резко выраженной ундуляцией шарниров, подвертыванием крыльев и осложнением складками более высоких порядков. Характерна изменчивость вергентности складчатых структур. Местами в пределах подзоны формируются крупные брахиформные структуры. Складчатая структура осложнена поперечными и продольными разрывными нарушениями. Складчатые формы в сочетании со сложной разрывной тектоникой в значительной мере определяют размещение и структурное положение многочисленных интрузий основного и ультраосновного состава (габбро-норит-гипербазитовая формация), с которыми связаны промышленные скопления сульфидных медно-никелевых руд. Менее широко развиты интрузии гранитоидов в определенной мере также подчинены структуре вмещающих толщ.

В отличие от первой, в западной (Тимской) зоне формирование вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений происходило в относительно небольших по площади синкликорных структурах, наследующих нижнепротерозойский структурный план. Различие указанных структурно-формационных зон определяется также и характером (направленностью) процессов магматизма: основного - ультраосновного в восточной (Воронежско-Калачеевской) и преимущественно основного в западной (Тимской), что, в свою очередь, может свидетельствовать о неодинаковой глубине заложения среднепротерозойских структур. К областям сопряжения выделенных структурно-формационных зон с антиклинальными поднятиями древнего основания, испытавшим в среднепротерозойское время тектоническую активизацию, приурочено широкое развитие гранитоидного магматизма (плагиогранитная и мигматит-гранитная формации).

Начало собственно платформенного этапа развития Воронежского кристаллического массива (верхний протерозой) ознаменовалось накоплением вулканогенных пород (андезито-базальты и базальты) и дифференцированных интрузий габбро-долеритового состава, а также малых тел и даек гранитоидов существенно калиевого ряда. Последние контролируются разрывной тектоникой различных направлений, в том числе подновленными разломами глубинного заложения. Плановое размещение вулканических образований определяется системой краевых разломов, ограничивающих ВКМ, а также разломов, местами вторгавшихся в пределы массива (преимущественно по наиболее ослабленным субмеридиональным зонам).

Дальнейшее развитие ВКМ в верхнем протерозое (рифей) наследовало эти тенденции (формирование обрамляющих авлакогенов, выполненных мощной толщей терригенных и вулканогенных отложений, поступающих с высоко поднятого массива).

Схематическая тектоническая карта докембрия Воронежской антеклизы

1 - верхнепротерозойские розовые микроклиновые граниты; 2 - основные и ультраосновные платформенные образования; 3 - рапакивидные гранитоиды; 4 - основные и ультраосновные породы поздне- и посторогенные; 5 - гранитоиды синтетектонические (позднегеосинклиналиные); 6 - осадочно-метаморфизованные флишеидные образования воронцовской серии; 7 - туфогенно-вулканогенные породы воронцовской серии; 8 - ранние свекофенно-карелиды, переработанные позднекарельской складчатостью; 9 - досвекофенно-карельские образования, переработанные позднекарельской складчатостью; 10 - раннесинклиналиные синтетектонические гранитоиды; 11 - области ранней свекофенно-карельской складчатости (породы курской метаморфической серии); 12 - области переработки досвекофенно-карельских образований ранними карелидами; 13 - досвекофенно-карельские гранитоиды; 14 - основные и ультраосновные досвекофенно-карельские интрузии; 15 - срединные массивы досвекофенно-карельской складчатости; 16 - древнее ядро досвекофенно-карелид, переработанное карельской складчатостью; 17 - границы срединных массивов; 18 - общие простирания тектонических структур; 19 - буровые скважины и их номера; 20 - глубинные разломы по геолого-геофизическим данным; 21 - разломы в фундаменте по данным неотектоники.

Разрастание погружений в венде привело к образованию над авлакогенами широких и относительно неглубоких прогибов, сложенных терригенными (континентальными и морскими) и вулканогенно-осадочными образованиями. Указанные прогибы четко ограничивали центральную, относительно поднятую часть ВКМ по ортогональной системе глубинных разломов запад-северо-западного и север-северо-восточного направлений, в значительной мере наследующих разломы, проявившиеся в более ранние этапы (Ar, Pt₁, Pt₂).

Тектоническая история ВКМ в фанерозе отличается общим уменьшением амплитуд и степени дифференцированности тектонических движений. Тем не менее в структурах осадочного чехла отчетливо запечатлены палеозойский, мезозойский и кайнозойский тектонические этапы в виде структурных комплексов, разделенных структурными несогласиями. Распределение мощностей, фаций, процессов вулканизма и границ денудационного среза в каждом комплексе подчиняется четко выраженному структурному контролю, определяемому главным образом характером блоковой тектоники основания. Весьма показательна в этом отношении приуроченность девонского базальтоидного вулканизма к зоне испытывавшего оживление Лосево-Мамонского глубинного разлома и оперяющих его систем. Чрезвычайно отчетливо особенности докембрийского тектонического плана проступают в неотектонике и в формах дневного рельефа. Характерно, что крупные неотектонические структуры наследуют в общих чертах соответствующие структурно-тектонические зоны докембрийского складчатого основания. Как правило, и для менее крупных неотектонических структур находятся соответствующие аналоги в структуре фундамента и чехла.

Таким образом, на примере Воронежского кристаллического массива можно проследить значительную степень унаследованности в развитии древних платформ. Значение тех или иных структурных направлений, а также знака перемещения по ним от этапа к этапу претерпевают изменения. Однако общий структурный каркас сохраняется на всем протяжении истории развития ВКМ высокую степень консерватизма.

В заключение представляется уместным кратко сформулировать следующие первоочередные проблемы дальнейшего изучения тектоники докембрия ВКМ.

1. Проблема стратиграфии и структурно-формационного анализа: а) дальнейшая расшифровка первичного состава архейских ультраметаморфических образований (обоянская серия) и реконструкция на этой основе складчатых структур архея; б) уточнение положения и объема михайловской серии и ее соотношения с обоянской и курской сериями; в) уточнение стратиграфического и формационного положения воронцовской серии (с дальнейшим более дробным ее стратиграфическим подразделением) и установление характера ее соотношения с курской серией; г) уточнение объема и ареолов развития средне- и верхнепротерозойских вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований и ассоциирующих с ними интрузивных комплексов; д) уточнение существующих схем возрастного расчленения и структурного положения интрузивных пород и определение их формационной принадлежности и металлогенической специализации.

2. Проблема дальнейшего глубинного картирования докембрия ВКМ на базе комплексирования геологических, геофизических, структурно-формационных, геохимических, структурно-геоморфологических, аэрогеологических и других методов исследований и сопоставление на этой основе геологии докембрия ВКМ, Балтийского, Украинского щита и других регионов.

Литература

- Богданов А.А. О термине "структурный этаж". - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, № 1.
- Варданыц Л.А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. Докл. на XXI сессии МГК, проблема 9. М.-Л., "Наука" - "Недра", 1960.
- Голибкин Н.И. Тектоно-магматические циклы и металлогенические эпохи КМА. В кн.: "Труды третьего совещания по проблеме изучения Воронежской антеклизы". Воронеж, 1966.
- Горбунов Г.И., Зайцев Ю.С., Чернышов Н.М. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива. - Сов. геол., 1969, № 10.

- Горбунов Г.И., Чернышов Н.М., Буковшин В.В. Новая никеленосная провинция СССР. — Сов. геол., 1970, № 4.
- Доброхотов М.Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии. — Сов. геол., 1961, № 11.
- Епифанов Б.П. Вопросы стратиграфии докембрия Курско-Воронежской антеклизы. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, вып. 2. Калуга, 1959.
- Зайцев Ю.С. Некоторые черты строения докембрия Белгородского железорудного района КМА. — Сов. геол., 1965, № 7.
- Зайцев Ю.С., Агейкин А.С., Шабанов В.М., Голышкина Р.И. Новые данные по геологии докембрия юго-восточной части Воронежского кристаллического массива. В кн.: Докембрий Русской платформы. Киев, 1970.
- Кобаев В.В., Красовицкая Р.Ш. Материалы к тектонике Воронежского кристаллического массива. В кн.: Труды межобластного геологического совещания. Воронеж, 1964.
- Кобаев В.В., Павловский В.И. Некоторые данные о строении верхней части докембрийского фундамента Воронежской антеклизы по результатам геофизических исследований. В кн.: Труды третьего совещания по проблеме изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Леоненко И.Н., Полишук В.Д., Зайцев Ю.С. Докембрий Воронежской антеклизы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1967, № 5.
- Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере КМА). Воронеж, 1966.
- Полишук В.Д. Тектоника и магматизм докембрия Курской магнитной аномалии. В кн.: Материалы совещания по проблеме тектоники в Москве. М., "Наука", 1964.
- Полишук В.Д., Голышкин Н.И., Зайцев Ю.С. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии, т. 1. Докембрий. М., "Наука", 1970.
- Раскатов Г.И. Основные итоги применения геоморфологического анализа для познания тектоники Воронежского кристаллического массива. В сб. "Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов". Минск, 1965.
- Раскаев Г.И., Лукьянов В.Ф., Шишов В.В. О соотношении тектонических структур фундамента и чехла юго-восточной части Воронежской антеклизы. В кн.: Труды третьего совещания по проблеме изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж, 1969.
- Точилин М.С. Металлогения щитов и задачи изучения докембрия Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Чайкин С.И. Новые данные по геологии и структуре кристаллического фундамента Белгородского железорудного района. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР, вып. 2. Калуга, 1959.
- Чернышов Н.М. Докембрийские базит-гипербазитовые комплексы Воронежского кристаллического массива и их минералогия. В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.
- Чернышов Н.М., Бочаров Б.Л. Петрографические критерии никеленосности базит-гипербазитовых интрузий Воронежского кристаллического массива. — Сов. геол., 1970, № 12.
- Шатский Н.С. О тектонике Восточно-Европейской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1937, т. 15, вып. 1.

ТЕКТОНИКА УКРАИНСКОГО ШИТА И ПОЛОЖЕНИЕ ЕГО В СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Вот уже более ста лет на территории Украинского щита проводится интенсивная добыча, разведка и поиски различных руд.

В последние два десятилетия по тектонике докембрия Украинского щита накопился огромный фактический материал. Этому способствовали: геологическое картирование щита, аэромагнитное и наземное геофизическое картирование, сейсмическое зондирование, многочисленные данные определений абсолютного возраста. Выполнен колоссальный объем буровых работ (только за последние пять лет — свыше пяти миллионов погонных метров бурения).

Необнаженные районы, по которым еще недавно не было определенных тектонических представлений (как, например, Кировоградский блок, занимающий срединную часть Украинского щита) ныне могут быть охарактеризованы с достаточной полнотой.

Все это позволяет рассматривать Украинский щит как один из наиболее изученных докембрийских регионов мира. Здесь представлены: обширный комплекс формационных типов, присущих докембрию, своеобразная глубинная складчатость фундамента, полный диапазон метаморфических фаций. Итоги длительного изучения Украинского щита могут оказаться ценными для познания особенностей тектоники раннего докембрия.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Начиная с прошлого столетия за основу тектонического районирования Украинского щита принимались определенные направления складчатости. Различным тектоническим направлениям, а также отвечающим им сооружениям и даже магматическим телам обычно придавалось значение разновозрастных структурных ярусов. Однако последовательность их возникновения всегда была дискуссионной.

Следует отметить, что в раннем периоде изучения тектоники щита геологи располагали лишь данными обнажений: в долине Днепра, где преобладают северо-западные простирания; в Криворожской полосе, где господствуют меридиональные простирания; в северо-западной части щита, где доминируют широтные овручские простирания. В то время, пожалуй, и не могли сложиться иные представления о соотношении этих различных простираний.

Наиболее стройная и логичная концепция подобного строения и тектонического районирования Украинского щита была предложена Д.Н. Соболевым (1936). В его представлении древнейшими структурами являются северо-западные и северо-восточные, названные "богидами" (по р.Южный Буг), затем следуют северо-западные структуры долины Днепра — "борисфениды", после них формируются меридиональные криворожские складки — "саксаганиды", а впоследствии — "коростениды" и "корсуниды", отвечающие массивам рапакиви и овручским простираниям.

Большинство исследователей (Белевцев, Прусс, 1962; Семененко, 1964), и ныне выделяют различные направления складчатости, разделенные во времени периодами перестройки (переориентирования) тектонического плана. При этом используются и данные изотопного возраста.

Ныне эти принципы тектонического районирования оказываются недостаточно приемлемыми. С полной определенностью выяснилось, что различные направления складчатости нередко взаимопереходят друг в друга и уже не могут быть использованы в качестве надежного критерия возрастных расчленений, хотя определенные тектонические направления в совокупности с другими важными данными могут приобретать в отдельных случаях решающее значение.

Основными принципами предлагаемого нами тектонического районирования являются: 1) характер физических полей: магнитного, отражающего состав геологических формаций, поля силы тяжести, отражающего не только локальные структуры, но и глубинное

строение коры; 2) формационные типы, их пространственное размещение и реконструкция их первичной природы; 3) характер складчатости; 4) наличие глубинных конседиментационных разломов; 5) данные изотопного возраста, соответствующие твердо установленным геологическим соотношениям; 6) применение принципов тектонического анализа послерифейских подвижных зон с учетом неповторимых особенностей тектоники раннего докембрия.

Исходя из этих данных, в пределах Украинского щита выделяются две группы тектонических элементов (рис. 1), заметно различающихся по тектоническому режиму: 1) раннедокембрийские области с отчетливо выраженным геосинклинальным развитием; 2) раннедокембрийские протоплатформенные блоки. К первой группе относятся геосинклинальная система Большого Кривого Рога и Белоцерковско-Одесская геосинклинальная ветвь; ко второй – Волыно-Подольский, Кировоградский и Приазовский блоки. Последние отделены от подлинных геосинклинальных зон крупнейшими в Украинском щите глубинными разломами. Однако эти границы являются историческими – преходящими. Они справедливы лишь для собственно геосинклинального периода развития. В орогенный и позднеорогенный этапы литологические формационные типы как бы накладывались на краевые части смежных протоплатформенных блоков. Особенно наглядно это выражено в геосинклинальной системе Большого Кривого Рога, где это явление устанавливается путем сравнения мощностей до- и послеинверсионных формаций и распространения их.

Перечисленные тектонические элементы первого ранга можно различить даже на геофизических картах. Геосинклинальные зоны отчетливо видны на магнитных картах, поскольку им отвечают крупнейшие региональные и локальные максимумы, вызванные породами джеспилитовой формации и отчасти ультрабазитами. Им отвечают также локальные гравитационные максимумы, вызванные породами спилито-диабазовой формации с плотностью до $2,8-2,9 \text{ г/см}^3$.

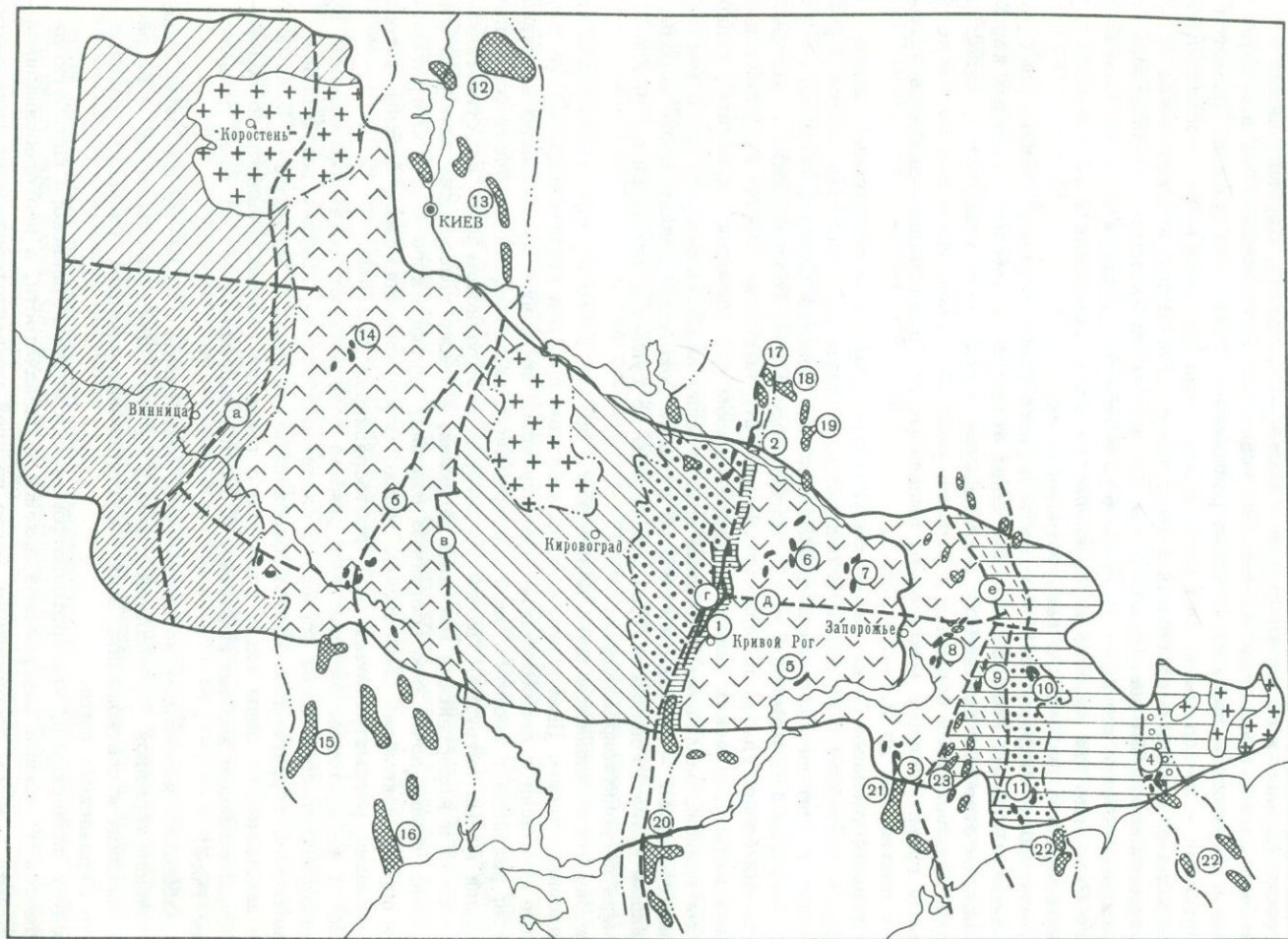
Протоплатформенные блоки характеризуются региональным пониженным значением магнитного поля – до 500 гамм. В отдельных крупных регионах отмечаются и региональные гравитационные максимумы. Последние присущи блокам, испытывавшим наиболее глубокий денудационный срез. Таковы Подольский, Голованевский и Западно-Приазовский блоки, где на поверхность фундамента выведены породы высокотемпературных метаморфических фаций, главным образом гранулитовой: чарнокиты, гиперстеновые гнейсы, различные гибридные существенно пироксеновые породы с местными наименованиями – виннициты, собиты, а также некоторые гранитоидные породы, содержащие гранат и пироксен. Все эти породы по существу являются в той или иной мере дегранитизированными.

Тектонические элементы щита различаются прежде всего по характерным для них формационным типам. Протоплатформенным блокам присущи гнейсифицированные терригенные формации и специфические магматические формации: существенно калиевых гранитов; рапакиви с анортозитовой подформацией; гранитоидная щелочная формация и формации малых интрузий. Таковы крупнейшие в Украинском щите Корсунь-Новомиргородский и Коростенский массивы рапакиви, а также приазовский щелочной комплекс, занимающий почти всю восточную половину Приазовского блока. Эти своеобразные породы докембрия свойственны только межгеосинклинальным блокам, которые могут условно рассматриваться как протосрединные массивы.

В зонах же протогеосинклинального режима господствуют метаморфизованные вулканогенные и литологические формации: спилит-диабазовая, кварц-кератофировая, джеспилитовая, терригенные, метаморфизованные лагунная и молассовая. Полные и строго закономерные ряды таких формаций с типичной геосинклинальной последовательностью особенно хорошо выражены в протогеосинклинальной системе Большого Кривого Рога.

Во избежание возможных недоразумений, оговоримся о применяемом нами смысловом значении терминов "протоплатформенный" и "протогеосинклинальный" и возрастных положениях и соотношениях этих структурно-исторических элементов раннего докембрия Украинского щита.

Следует подчеркнуть, что протоплатформенные блоки Украинского щита отнюдь не являются областями завершенной архейской складчатости, а протогеосинклинальные области – якобы сооружениями более поздней нижнепротерозойской складчатости. И те, и другие закладывались и развивались в архее и протерозое. Они различались



лишь тектоническим режимом, что отразилось в их формационных типах и мощностях метаморфизованных литологических формаций.

Выделенные геотектонические элементы Украинского щита (см. рис. 1) – протогеосинклинальные и протоплатформенные блоки, разделенные конседиментационными глубинными разломами, являются древнейшими структурно-историческими формами докембрия на территории Украины. По-видимому, они являются изначальными и возникли на самой ранней стадии геологической истории земной коры. Во всяком случае возраст их спилито-диабазовой формации и древнейших гнейсов в Приднепровском мегантиклинории достигает 3500 млн лет, что отвечает возрасту земной коры. Возможно, они формировались на симатическом основании. Такие группы структурных элементов в раннем докембрии не могли быть столь же устойчивыми, как платформы и геосинклинали в послерифейское время. Это объясняется особенностями строения коры в раннем докембрии. Тогда только начинал наращаться ее сиалический слой, возможно, на первых этапах возникший отчасти за счет гранитизации коры океанического типа. Земная кора того времени должна была отличаться относительной подвижностью, а геотермические градиенты в ней были значительно выше, чем в послерифейской коре. Следовательно протоплатформенные блоки играли роль местных относительно подвижных платформ или срединных массивов, разделявших протогеосинклинальные ветви и системы. Вместе с ними они входили в состав геосинклинальных подразделений более крупного ранга – протогеосинклинальных областей и поясов. Разумеется, что протосрединные массивы в докембрии Украинского щита не адекватны послерифейским срединным массивам, поскольку они не унаследованы и являются изначальными. Эти массивы могут рассматриваться в качестве эмбрионов будущих континентальных платформ, ибо к ним причленялись и области заверченной нижнепротерозойской складчатости. Но вместе с тем необходимо отметить, что протоплатформенные блоки в среднем и верхнем протерозое явились областями тектонической активизации. В раннем протерозое синхронно со смежными геосинклинальными зонами в них возникали гранитоиды, и формировалась глубинная складчатость, а впоследствии – в среднем протерозое в них образовались еще более крупные магматические тела гранитоидов. Причины этих явлений и их механизм пока еще недостаточно ясны, но нельзя не отметить эти особенности в развитии гранитоидного магматизма в протоплатформенных блоках.

Рис. 1. Геотектоническое районирование Украинского щита

Протоплатформенные блоки: 1 – Волынский; 2 – Подольский; 3 – Кировоградский; 4 – Приазовский; 5 – массивы рапакиви и гранитоидной щелочной формации в протоплатформенных блоках. Парагеосинклинальные зоны в Приазовском блоке; 6 – Западно-Приазовская; 7 – Мангушская. Области протогеосинклинального режима: 8 – нерасчлененная Белоцерковско-Одесская геосинклинальная ветвь. Геосинклинальная система Большого Кривого Рога; 9 – внутренняя эвгеосинклинальная область; 10 – внутренняя – Криворожско-Кременчугская – зона краевого прогиба; 11 – внешняя – Западно-Ингулецкая – зона краевого прогиба на протоплатформенном основании Кировоградского блока; 12 – внешняя – Орехово-Павлоградская – зона. 13 – глубинные разломы: а – Житомирский; б – Восточно-Уманский; в – Бугско-Мироновский; г – Криворожский; д – Девладовский; е – Орехово-Павлоградский. 14 – железистые породы; 15 – интенсивные малоизученные магнитные аномалии, вызванные преимущественно глубоко залегающими железистыми породами; 16 – границы геотектонических подразделений; 17 – условная граница Украинского щита.

Месторождения железных руд (цифры на карте): 1 – Криворожский бассейн; 2 – Кременчугское месторождение; 3 – Белозерское месторождение; 4 – Мариупольское месторождение. Районы интенсивных магнитных аномалий: 5 – Чертомлыкский; 6 – Верховцевский; 7 – Сурский; 8 – Конкский; 9 – Орехово-Павлоградский; 10 – Гуляйпольский; 11 – Западно-Приазовский; 12 – Черниговский; 13 – Трахтомировский; 14 – Володарский; 15 – Ананьевский; 16 – Одесский; 17 – Хорольский; 18 – Толоко-Подянский; 19 – Кобеляжский; 20 – Херсонский; 21 – Веселовский; 22 – Азовский; 23 – Таврический

Таким образом, в нашей схеме не остается места для так называемого, догеосинклинального этапа (Лазько, 1969). Основные вулканиты конкско-верховцевской серии (имеют возраст до 3500 млн лет). Они являются аналогами серии киватин Канадского щита или булавайской серии Южно-Африканского щита и представляют собой лишь изначальную сплит-диабазовую формацию протогоеосинклинали. Структурно они неотделимы от всех последующих геосинклинальных формаций раннего протерозоя, и поэтому нет оснований относить их к "догеосинклинальному этапу" развития. Термин "догеосинклинальный" фактически лишен геологического содержания и основывается лишь на весьма неопределенных представлениях об отсутствии дифференцированных бассейнов осадконакопления в архее. Строго говоря, этот термин может быть применен лишь к какому-то догеологическому этапу развития нашей планеты, о котором нам ничего неизвестно. Мы же исходим из наличных геологических документов. С таких позиций и значение термина "нуклеарный период" (Павловский, Марков, 1963) по отношению к докембрию Украины может быть только протогоеосинклинальным.

Всю докембрийскую историю Украинского щита можно разделить на два периода: 1) геосинклинальный, отвечающий времени от 3500 млн лет до 1900±100 млн лет, охватывающий формационные ряды, начинающиеся сплит-диабазовой формацией и заканчивающиеся существенно калиевыми гранитами Кировоградско-Житомирского комплекса; 2) платформенный период, продолжающийся поныне. В протогоеосинклинальном периоде, длительностью около 1500 млн лет, не обнаруживаются кардинальные смены его режима; не выявляются и коренные перестройки тектонического плана. Они происходили позднее в платформенный период — начиная с формирования коростенского комплекса рапакиви и еще позднее в период формирования овручских структур. Нет пока и убедительных данных для расчленения протогоеосинклинального периода на несколько геосинклинальных циклов, подобных фанерозойским тектоно-орогеническим циклам. В геосинклинальном докембрие Украины имеются лишь единые и неделимые формационные ряды, отвечающие одному завершеному периоду геологического развития. В связи с этим заметим, что в архее — райном протерозое земная кора находилась в стадии становления; повсеместно господствовал геосинклинальный режим. Термины "моноцикличное" или "полицикличное" развитие для архейско-нижнепротерозойской протогоеосинклинали не приложимы. Протоплатформенные блоки того периода представляли собой сравнительно небольшие срединные массивы внутри протогоеосинклинали. Крупные же консолидированные структурные элементы типа подлинных платформ начали формироваться значительно позднее — в среднем — верхнем протерозое.

Сознавая всю дискуссионность этих проблем для докембрия, мы все же решили затронуть их, исходя из фактических данных по тектонике Украинского щита.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ГЛАВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Внутреннее строение выделенных тектонических элементов Украинского щита наглядно выражено в наиболее изученной его центральной части — в геосинклинальной системе Большого Кривого Рога и в протоплатформенном Кировоградском блоке.

Геосинклинальная система Большого Кривого Рога (рис. 2) в целом построена симметрично. В ней выделяется эвгеосинклинальная область, выраженная внутренними синклиориями, сложенными в основном метаморфизованными сплит-диабазовой формацией, кварц-кератофировой и джеспилитовой формацией осадочно-вулканогенного типа. Внешние зоны отвечают периферийным синклиориям. В них преимущественно развиты джеспилитовая формация осадочного-криворожского типа и терригенные формации. Криворожская зона и примыкающая к ней с внешней стороны Западно-Ингулецкая зона содержат огромной мощности слеинверсионные формации — аполагунную и моллассовую, возникшие в структурных условиях, адекватных условиям краевых прогибов. К типу внешних зон относится и Орехово-Павлоградская полоса. Геосинклиналь Большого Кривого Рога в ее внутренней части построена симметрично. Выделяется осевая зона — Сурско-Томаковская. По обе стороны от нее следуют по паре структурно-формационных зон и соответственно антиклинорных и синклинорных зон: на востоке — Конкско-Белозерская, на западе — Верховцевско-Чертомлыкская. На

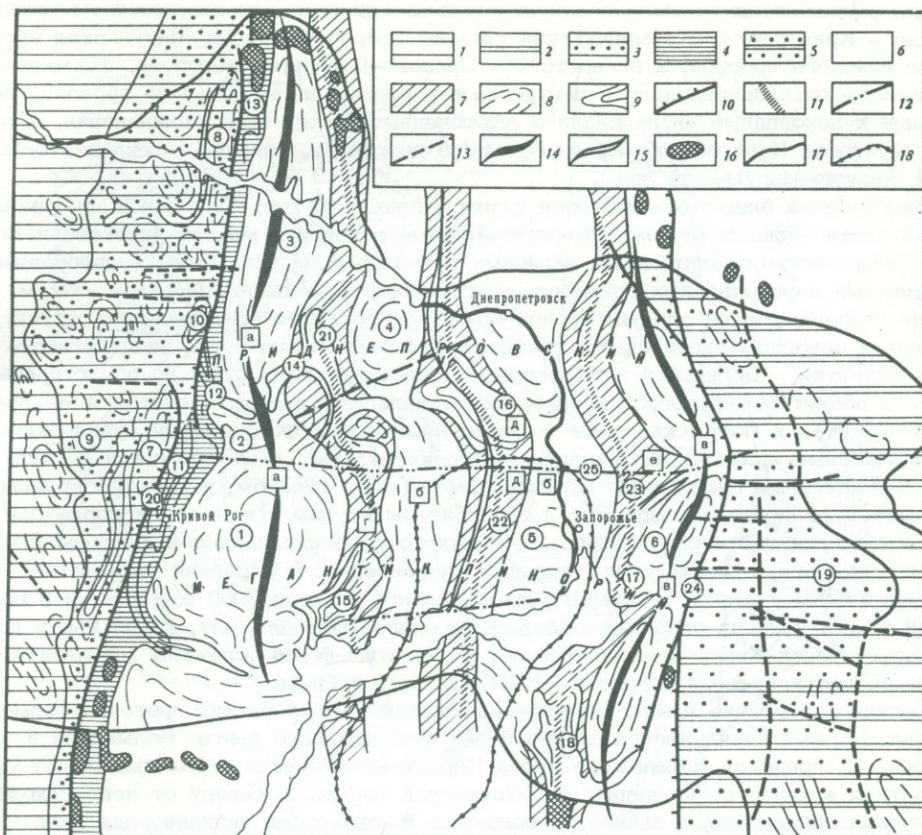


Рис. 2. Тектоническая схема Большого Кривого Рога (составили Г.И. Каляев, З.А. Крутиховская).

Протоплатформенные блоки: 1 – Кировоградский; 2 – Приазовский. Протогеосинклинальная система Большого Кривого Рога. 3–5 – Криворожско–Кременчугский краевой прогиб: 3 – внешняя – Западно–Ингулецкая зона (на протоплатформенном основании Кировоградского блока), 4 – внутренняя – Криворожская зона, 5 – внешняя – Орехово–Павлоградская зона, включая Западно–Приазовскую, Гуляйпольскую структуры (на протоплатформенном основании Приазовского блока); 6, 7 – внутригеосинклинальная (эвгеосинклинальная) область: 6 – геоантиклинальные зоны (а – западная, б – срединные, в – восточная), 7 – синклиновые зоны (г – Верховцево–Чертомлыкская, д – Сурская, е – Конкско–Белозерская). 8 – антиклинальные формы (контуры и структурные линии даны по гранитоидным формациям); 9 – синклиналильные формы (контуры и структурные линии даны по осадочно–вулканогенным формациям); 10 – достоверные краевые глубинные разломы; 11 – предполагаемые внутригеосинклинальные глубинные разломы; 12 – постскладчатые глубинные разломы; 13 – разрывные дислокации; 14 – оси внешних геоантиклинальных поднятий; 15 – осевая зона центробежной симметрии. 16 – малоизученные магнитные аномалии, вызванные железистыми породами; 17 – граница Украинского щита; 18 – контур Томаковской гравитационной аномалии.

Основные складчатые структуры и разломы (цифры на карте). Антиклинали – гранито–мигматитовые купола и валы: 1 – Саксаганский; 2 – Демурицкий; 3 – Пятихатский; 4 – Криничанский; 5 – Запорожский; 6 – Камышевахский; 7 – Ингулецкий; 8 – Омельникский; 9 – Боковьянский; 10 – Зеленовский. Синклинали: 11 – Криворожская; 12 – Желтореченская; 13 – Галешинская; 14 – Верховцевская; 15 – Чертомлыкская; 16 – Сурская; 17 – Конкская; 18 – Белозерская; 19 – Гуляйпольская. Глубинные разломы: 20 – Криворожский; 21 – Верховцево–Чертомлыкский; 22 – Сурско–Томаковский; 23 – Конкско–Белозерский; 24 – Орехово–Павлоградский; 25 – Девладовский

периферии расположены краевые геоантиклинальные зоны и, наконец, внешние зоны: на западе — Криворожско-Кременчугский краевой прогиб и Западно-Ингулецкая внешняя зона краевого прогиба, а на востоке — Орехово-Павлоградская зона. Формирование складчатости происходило в центробежных направлениях. Сначала образовались внутренние куполовидные антиклинали и заключенные между ними синклинии, а затем складчатость Криворожско-Кременчугского прогиба и, наконец, — складчатость внешней Западно-Ингулецкой зоны.

Кировоградский блок тоже построен симметрично. Структура его антиклинорная. В осевой части блока расположен Корсунь-Новомиргородский массив рапакиви и Новоукраинский массив трахитоидных калиевых гранитов. Они окаймлены валообразными поднятиями порфиroidных гранитов, слагающих ряд меньших массивов. Затем по обеим сторонам блока следуют Приингульская и Братская синклинорные структуры, сложенные в основном биотитовыми гнейсами. Далее располагаются цепи антиклинальных поднятий — Долинский и Вознесенский массивы. Еще далее по обе стороны от осевого поднятия Кировоградского блока располагаются сложно построенные Западно-Ингулецкая и Побужская зоны с характерными многочисленными куполовидными антиклиналями, сложенными различными гранитоидами и мигматитами с заключенными между ними гнейсовыми синклиналями. Таким образом, и в Кировоградском блоке симметрия строения выражена в виде бипары крупных складчатых форм, однако здесь складчатость развивалась, в отличие от геосинклинальной системы Большого Кривого Рога, в центростремительном направлении. В строении складчатых форм осевой зоны участвуют гранитоиды с возрастом около 2000 млн лет, и в центре этой зоны — массив рапакиви с возрастом около 1600 млн лет, тогда как в периферической части Кировоградского блока складчатые формы сложены мигматитами и гнейсами, достигающими возраста 2800 млн лет и более.

Аналогичное строение имеют Вольно-Подольский и Приазовский протоплатформенные блоки. Первый расчленяется на два блока последующего ранга: Вольнский и Подольский. В пределах Вольнского блока Коростенский массив рапакиви может рассматриваться в качестве срединной антиклинорной формы. К северу от него находится Овручская синклиналь, а южнее расположена Житомирская синклинорная зона (Рябенко, 1970). Здесь господствуют гнейсифицированные осадочные и эффузивные формации в виде гнейсов Житомирского района и осницкой серии (средний протерозой), затем важная роль принадлежит вулканогенно-терригенным формациям овручской серии верхнепротерозойского возраста.

Подольский блок, вероятно, подвергся наиболее глубокому денудационному срезу: здесь доминируют формации мигматитов гранулитовой фации (чарнокиты, пироксеновые гнейсы, гранат-кордиеритовые граниты и различные гибридные амфибол-пироксеновые породы — виннициты, собиты). По мнению В.А. Рябенко (1970), главными складчатыми зонами Подольского блока являются Чудно-Бердичевская и Днестровская купольные зоны, разделенные Гниванской синклиналью.

В Приазовском блоке роль срединной антиклинорной зоны принадлежит крупным массивам щелочных и субщелочных гранитоидов: Октябрьскому, Еланчикскому, Кальмиусскому и др. Они близки по возрасту массивам рапакиви Вольнского и Кировоградского блоков.

ОСОБЕННОСТИ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ И РАЗЛОМНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ УКРАИНСКОГО ШИТА

Подчеркнем, что большинство архейских, ниже- и среднепротерозойских складчатых форм (практически вся доовручская складчатость Украинского щита) генетически тесно связаны с гранитным магматизмом. Эта складчатость в основном выражена на гранит-мигматитовыми куполами, валами, а также синклиналями, сложенными гнейсами и другими метаморфическими породами. Такое толкование генезиса складчатых форм фундамента Украинского щита получило признание и уже достаточно освещено в литературе (Крутиховская, 1967; Каляев, 1970а; Рябенко, 1970). Отметим, что эта складчатость формировалась многоэтапно, по мере развития гранитоидного магматизма. Складчатость фундамента Украинского щита формировалась на протяжении почти 2300 млн лет — от складчатости Приднепровских архей-

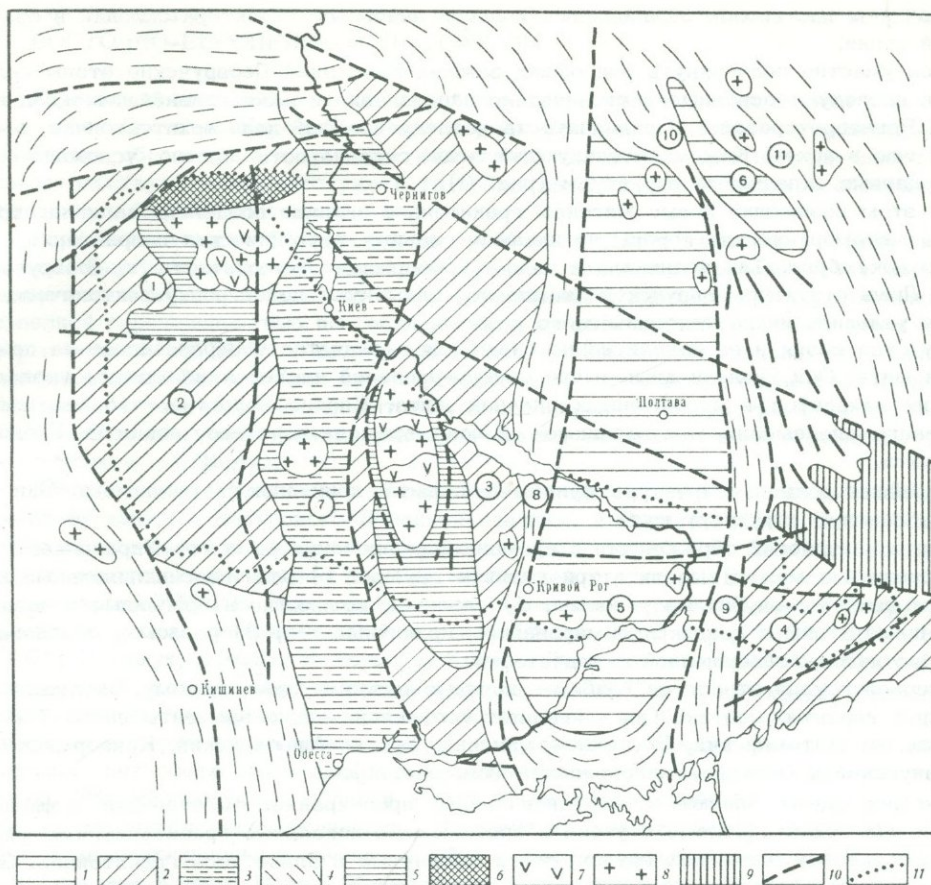


Рис. 3. Тектоническая схема фундамента юго-западной части Русской платформы

1 – Архейские блоки антиклинального строения, переработанные в раннепротерозойских складчатых системах; 2 – архейские блоки, переработанные в ранне- и среднепротерозойских складчатых зонах; 3 – архейские синклиновые зоны, переработанные раннепротерозойской складчатостью; 4 – раннепротерозойские складчатые зоны; 5 – антиклинарные зоны, охваченные среднепротерозойской тектоно-магматической активизацией; 6 – позднепротерозойские синклиновые зоны; 7 – массивы пород основного состава; 8 – массивы пород гранитоидного состава; 9 – складчатый Донбасс; 10 – разломы; 11 – контур Украинского щита.

Основные тектонические элементы (цифры на карте). 1–4 – протоплатформенные блоки: 1 – Вольнский, 2 – Подольский, 3 – Кировоградский, 4 – Приазовский; 5, 6 – крупнейшие антиклинории: 5 – Приднепровский, 6 – Курский; 7–11 – синклиновые зоны: 7 – Белоцерковско-Одесская, 8 – Криворожско-Кременчугская, 9 – Орехово-Павлоградская, 10 – Белгород-Михайловская, 11 – Старооскольская

ских куполов до образования субширотных овручских структур возрастом около 1200 млн. лет.

Становление складчатой структуры фундамента Украинского щита происходило в несколько этапов, датируемых периодами ультраметаморфизма и формирования гранитных тел. Эти события происходили: в архее – после образования спилито-диабазовой формации; в раннем протерозое – на рубеже между средней и верхней свитами Криворожской серии; после образования верхней свиты Криворожской серии; в среднем протерозое – в связи с формированием массивов существенно калиевых гранитов и гранитов ралакиви.

В позднем протерозое образовались пологие линейного характера складки в овручской серии.

Здесь уместно подчеркнуть ряд общих важных положений Доовручские этапы складчатости наследуют основные тектонические направления и даже главнейшие складчатые формы. Раннепротерозойская складчатость наследует общий план архитектоники, возникший еще в архее. Каждый последующий этап складчатости словно усложнял ранее созданные складчатые структуры (рис. 3).

При этом возникшие новые массивы гранитоидов активно воздействовали на окружающие метаморфические породы не искажая главных тектонических направлений раннего докембрия. Так возникала в целом конформная складчатость в доовручское время. Лишь структуры овручского комплекса знаменуют перестройку тектонического плана в условиях иного тектонического режима.

Овручская серия и ее относительно спокойная складчатость образовались на периферии щита. Они уцелели лишь в его северо-западной части, а возможное продолжение их находится в погруженных склонах щита. Вполне вероятно, что овручские образования опоясывали уже возникшее к тому времени горстовое поднятие Украинского щита.

Важнейшая роль в структуре фундамента щита принадлежит разломам. Они образуют блоковую структуру щита.

Исходя из условий образования и времени формирования разломов Украинского щита, среди них можно выделить три главные группы: 1) раннегеосинклинальные конседиментационные глубинные разломы; 2) разломы, возникшие в орогенные и позднеорогенные этапы в связи с формированием гранитных тел; 3) разломы, образовавшиеся в условиях завершённой складчатости.

К первой группе относятся наиболее крупные разломы, по-видимому, уходящие корнями в верхнюю мантию. Они разделяют геотектонические элементы щита. Таковы разломы: Житомирский, Восточно-Уманский, Бугско-Мироновский, Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский (см. рис. 1).

Все они имеют близкое к меридиональному простирание. Им отвечают в физических полях гравитационные ступени и протяженные локальные гравитационные минимумы, поскольку вдоль них группируются вытянутые в плане тела гранитоидов. Эти разломы отделяют перечисленные в начале протогеосинклинальные и протоплатформенные блоки, заметно различающиеся характером складчатости, и соответствуют перепадам мощностей метаморфизованных литологических формаций, контрастно различающихся также фациями метаморфизма.

Ко второй группе разломов относятся многочисленные разрывы, в том числе и региональные, группирующиеся вдоль массивов гранитоидов. Обычно они развиваются в их эндо- и экзоконтактных зонах, где выражены в виде протяженных сложно построенных полос катаклазитов и милонитов. Характерно, что к ним приурочены тела щелочных метасоматитов и зоны диафорированных пород. Протяженность некоторых разрывов — до 100–150 км, однако строение их прерывистое, зависящее от формы и "сплошности" гранитных тел.

Образование этих тектоно-метасоматических зон мы связываем с формированием гранитных тел. Эти разрывы возникали на заключительных постмагматических этапах формирования гранитных массивов. Таковы крупнейшие в Украинском щите Кировоградско-Каменская и Звенигородско-Анновская зоны разломов. Они оконтуривают центральное осевое поднятие гранитоидов Кировоградского блока.

К третьей группе разломов, образовавшихся в условиях относительно устойчивой платформы, следует отнести разломы: Пержанский, Девладовский и многочисленные разрывы с характерными для них дайковыми телами, обычно диабазов. Некоторые дайковые зоны прослежены на расстоянии 100 км и отвечают скрытым глубинным разломам. Большинство из них имеют широтное простирание. Они отлично обнаруживаются в магнитных полях, поскольку к этим разрывам приурочены основные и ультраосновные породы. Примерами дайковых зон могут служить Бутовско-Девладовская, Субботско-Мошоринская и некоторые другие.

СООТНОШЕНИЕ УКРАИНСКОГО ШИТА СО СТРУКТУРНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Украинский щит представляет собой горстовое поднятие фундамента в юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Сравнение мощностей архейско-протерозойских образований в пределах поднятия фундамента и его погруженных склонов свидетельствует о том, что уже в то время началось тектоническое обособление территории Украинского щита.

В раннем палеозое Украинский щит уже выступает в качестве жесткой инертной массы. Внутренняя складчатая структура щита полностью гармонирует с окружающими докембрийскими складчатыми сооружениями фундамента. Это устанавливается с полной определенностью по геофизическим данным путем сравнения структурно-формационных зон КМА и Балтийского щита и накопившихся данных по абсолютной геохронологии. В настоящее время установлено, что специфические геологические формации, в том числе джеспилитовая, и своеобразные структуры фундамента, обнаженные в щитах, свойственны кристаллическому основанию всей огромной территории Русской платформы.

Основные неотектонические элементы Украинского щита прослеживаются в пределах фундамента Днепровско-Донецкой впадины, в Воронежском и Белорусском массивах и еще далее на север — в фундаменте Восточной части Балтийского щита.

Отмечается почти полное подобие внутренней структуры Большого Кривого Рога и территории КМА. В строении последней участвуют три основные супракрустальные серии: обоянская, михайловская и курская (Доброхотов и др., 1959; Доброхотов, 1961; Полищук, 1966). В Большом Кривом Роге им отвечают тоже три серии: днепровская, конкско-верховцевская и криворожская. Состав их сходен. Наиболее характерно сходство курской и криворожской серий и их богатых железных руд. Нижние свиты этих серий терригенные, а верхние существенно карбонатные. В основании верхних свит обеих серий залегает базальный горизонт кластогенных железистых пород. Обе железорудные области имеют общие черты строения. В их срединных частях находятся мегантиклинории — Курский и Приднепровский. Они окаймляются краевыми синклинорными зонами: в КМА — Белгород-Михайловской и Старооскольской, а в Большом Кривом Роге — Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской (см. рис. 3). Только в краевых зонах залегают формации второй половины протогеосинклинального цикла — верхние терригенные и аполугунные.

Менее выразительно подобие структуры Украинского и Балтийского щитов, имеющих и существенные различия.

С некоторой долей условности можно сопоставлять Волинско-Подольский и Кировоградский блоки с Беломорским блоком, поскольку они разделяют нижнепротерозойские геосинклинальные системы саксаганид и карелид. Однако данные абсолютной геохронологии противоречат представлениям об архейском возрасте древнейших блоков. Можно думать, что супракрустальные толщи испытали здесь региональное омоложение в связи с протерозойским гранитоидным магматизмом. Предполагается такое омоложение и для беломорид (Шуркин, 1968). В краевых частях Кировоградского блока (Западно-Ингулецкая зона) имеются типичные породы криворожской серии. Аналогичное явление отмечается в зонах сочленения беломорид с карелидами.

Более определенно выступает подобие геосинклинальных зон Украинского щита и карелид. Ранние и поздние карелиды параллелизуются с образованиями Конкско-Верховцевской и Криворожской серий. Спилит-диабазовая формация Украинского щита аналогична гимольской и парандовской сериям.

Сариолийские и ятулийские конгломераты и кварцито-песчаники несогласно залегают на железорудной формации гимольской серии Западной Карелии. Аналогично залегают груботерригенные и графито-углистые породы верхней свиты криворожской серии. Однако более существенна, чем сходство разрезов, приуроченность груботерригенных и карбонатных пород саксаганид и карелид к завершающим этапам раннепротерозойского протогеосинклинального цикла.

На Балтийском щите отсутствует джеспилитовая формация осадочного криворожского типа. В Кольских и Карельских карелидах железорудные меторождения (Оленегорское, Костомукшское) ассоциируют с кислыми и основными эффузивами, тогда как криворожский осадочный тип железорудной формации образовался в прогибах с

тектоническим режимом, близким к миогеосинклиальному (Криворожский синклинорий).

Анализ геофизических и геологических материалов показывает, что в пределах фундамента Восточно-Европейской платформы имеются две главные структурные категории древнейших блоков, обтекаемых зонами раннепротерозойской складчатости: 1) протоплатформенные блоки (Кировоградский, Беломорский и др.); 2) внутригеосинклиальные массивы, возникшие в итоге инверсии тектонического режима в раннем протерозое. В первых большей частью отсутствуют джеспилитовые и спилит-диабазовые формации; господствуют гнейсовые толщи, гранито-гнейсы и различные гранитоиды. Им отвечают региональные магнитные минимумы. Вторая категория блоков, наоборот, отличается крупнейшими магнитными и локальными гравитационными максимумами, отвечающими железисто-кремнистым и вулканогенным формациям (Приднепровский и Курский мегантиклинории).

В итоге можно прийти к выводу, что вся территория Восточно-Европейской платформы в архее — раннем протерозое представляла собой протопангеосинклиналь, пределы которой пока неизвестны. Внутри ее выделялись протосрединные блоки, игравшие роль местных платформенных, однако сравнительно неустойчивых массивов, имевших относительно небольшие размеры. И те, и другие структурно-исторические элементы ранней земной коры являлись, вероятно, изначальными. Долгое время они существовали и развивались синхронно. В конце раннего протерозоя геосинклинальные ветви замкнулись, на их месте возникли первичные горные сооружения, при этом были антивизированы протоплатформенные блоки. В позднем протерозое сформировались крупные платформенные территории, составившие в рифее и в последующей истории развития земной коры основную массу существующей в настоящее время Восточно-Европейской платформы.

Литература

- Белевцев Я.М., Прусс А.К. Основные этапы геологического развития Украинского щита. — Геол. журн., 1962, т. 22, вып. 5.
- Доброхотов М.Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии. Сов. геол., 1961, № 11.
- Доброхотов М.Н., Полишук В.Д., Зайцев Ю.С. К вопросу о стратиграфии курской метаморфической серии. — Труды Геол. упр. центр. районов, 1959, вып. 2.
- Каляев Г.И. Геотектоническое районирование Украинского щита по структурно-формационным критериям. В сб.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970а.
- Каляев Г.И. Гранитизация и тектоника. — Геол. ж., 1970б, т. 30, вып. 2.
- Крутиховская З.А. Глубинные структуры северо-западной части Большого Кривого Рога. — Геофиз. сб., 1967, вып. 19.
- Лазько Е.М. Особенности осадкообразования в догеосинклинальный этап развития земной коры. — Геол. ж., 1969, т. 29, вып. 3.
- Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 93.
- Пейве А.В., Сеницын В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1950.
- Половинкина Ю.Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Рябенко В.А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев, 1970.
- Салоп Л.И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. МГК, XXII сессия. Проблема 10. М., "Наука", 1964.
- Семененко Н.П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Киев, 1964.
- Семененко Н.П. и др. Геохронология докембрия Украины. Киев, 1965.
- Соболев Д.Н. О стратиграфии докембрия и тектонике Украинской кристаллической плиты. — Пробл. сов. геол., 1936, т. 6, № 9.
- Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития Балтийского щита. В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1968.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ФУНДАМЕНТА УКРАИНСКОЙ ССР И МОЛДАВСКОЙ ССР¹

На совещании по тектонике древних платформ было заслушано два доклада по тектонике Украинского щита — Н.П.Семененко и Г.И.Каляева. Как доклады, так и демонстрируемые тектонические карты отражают взгляды авторов на структуру щита и резко различаются между собой.

Наряду с научно-исследовательскими институтами АН УССР проблемами тектоники занимаются и производственные организации Министерства геологии УССР. В последние годы сотрудниками треста Киевгеология, треста Укргеофизика и УкрНИГРИ А.Н.Козловской, В.Н.Гладким, М.Г.Распоповой, М.В.Чирвинской, Б.Л.Гуревичем была составлена тектоническая карта фундамента Украинской ССР и Молдавской ССР м-ба 1 : 1 000 000, которая отличается по своей тектонике от тектонических карт Украинского щита, составленных Н.П.Семененко и Г.И.Каляевым.

В основу представленной карты положены геологические и геофизические данные, материалы по абсолютной геохронологии и личные наблюдения авторов, полученные при исследовательских работах и проведении среднemasштабной геологической съемки, которой покрыта вся территория Украины и Молдавии.

На карте в пределах щита нами показаны как складчатые структуры докембрия, так и разрывные нарушения и сделана попытка реконструировать, главным образом по геофизическим материалам, складчатые и разломные структуры фундамента в закрытых областях, какими являются Днепровско-Донецкой авлакоген, Причерноморская впадина и западный склон щита в пределах Волыно-Подольской плиты.

По аналогии с Фенноскандией, в частности с Балтийским щитом, на тектонической карте мы выделяем такие же тектонические подразделения, но под местными названиями.

По геологическому строению различаются разновозрастные складчатые структуры, постепенно развивающиеся на месте геосинклинали, которую предлагаем называть Украинским подвижным поясом. Нет сомнения, что он не ограничивался существующей территорией Украины, а распространялся и за ее границы. В пределах Украинского щита к древнейшей архейской складчатости отнесены "днеприды", аналоги саамид, имеющие возраст более 2600 млн лет (до 3500 млн лет). Они выделены на Среднем Приднепровье, в основном между современной Орехово-Павлоградской зоной глубинных разломов на востоке и Криворожско-Кременчугской на западе. В образовании складчатых структур здесь участвуют древнейшие осадочно-вулканогенные (спилито-кератофировые) образования конкско-верховщеской серии и связанные с нею плагиоклазовые магматиты и граниты. Эти складчатые сооружения названы "днепридами" на том основании, что р.Днепр пересекает их центральную часть. Отдельными скважинами породы данного складчатого комплекса вскрыты в пределах северного и южного склонов щита, где они выделяются также на основании интерпретационных данных гравитационных и магнитных полей.

Среди днеприд имеются синклинали и антиклинальные участки, простирающие которых невыдержано и меняется от меридионального до широтного, а восточнее г.Кривого Рога намечается как бы купольная структура, названная Г.И.Каляевым Саксаганским куполом.

На юго-западе и западе Украинского щита и на его склонах в пределах Подбужья выделяются более молодые складчатые структуры — "бугиды", аналоги беломорид, возрастом 2600–2300 млн лет. Они образованы породами бугской осадочно-эффузивной серии и подольским комплексом гранитоидов и чарнокитов. Слагающие синклинали складки различные гнейсы и сланцы, в том числе и господствующие пироксеновые разности и другие породы, имеют невыдержанное простираение. Местами, осо-

¹ Карта составлена А.Н.Козловской, В.Н.Гладким, М.Г.Распоповой, Б.Л. Гуревичем, М.В.Чирвинской.

бенно в западных районах, оно северо-восточное, порой широтное. Наблюдаемые на отдельных участках как бы брахискладки не очень резко выражены, а в центральных частях сложены чарнокитами, что дает основание некоторым исследователям, в частности В.А.Рябенко, выделять здесь купольные структуры.

Широко развиты в пределах шита, от Азовского моря на востоке до Волыни на западе, складчатые структуры возрастом 2300–2000 млн лет, являющиеся аналогами первой фазы ранних карелид, выделенных нами под местным названием "азово-волыния". Складкообразованием здесь захвачены породы тетеревской и приазовской осадочно-эффузивных серий, согласно новой стратиграфической схеме 1970 г. для Украинского шита, представленных преимущественно биотитовыми разностями гнейсов и другими породами, в том числе карбонатными, а также белыми безрудными и железистыми кварцитами, графитовыми гнейсами и др. В складкообразовании участвуют гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса. Для азово-волынид характерна отчетливая линейность складчатых структур и полосчатость слагающих пород, преимущественно северо-западного направления.

Азово-волыниды образуют как бы основной фон, на котором выделяются более древние и более молодые складчатые сооружения и прорывающие их интрузивные образования.

Крайне ограниченное развитие на Украине имеют складчатые структуры второй фазы ранних карелид, возрастом 2100–1700 млн лет, названные саксаганидами и сложенные породами криворожской осадочно-метаморфической серии и прорываемые розовыми гранитами днепровско-токовского комплекса. Саксаганская складчатость субгеосинклинального типа характеризуется отчетливым субмеридиональным простиранием, крутым падением крыльев узких складок, часто изоклинального типа. Аналогами саксаганид в пределах Воронежской антеклизы являются образования курской серии. На площади антеклизы господствующее простирание аналогичных структур северо-западное и только в юго-западной части, в районе Рыльска и Льгова, оно меняется на субмеридиональное, свойственное севско-крупещким, борисовским и некоторым другим магнитным аномалиям.

В настоящее время саксаганиды слагают в пределах шита и его склонов прерывистую полосу, образованную рядом узких синклинальных складок или их частями.

Региональный глубинный Криворожско-Кременчугский разлом (надвиг), прослеживаемый далеко к югу и северу за пределами собственно шита, срезал не только западные, но и центральные части многих синклинальных складок. Амплитуда надвига, по-видимому, достигает нескольких километров. Меридиональное положение саксаганид, явно секущее по отношению к азово-волынидам и днепридам, свидетельствует об их более молодом возрасте по отношению к последним. Саксаганиды в структурном отношении сходны с более молодыми авлакогенами.

После образования саксаганид продолжалась консолидация Украинского шита и процесс превращения его в платформу. На крайнем северо-западе в протерозое происходит наращивание новых более молодых складчатых структур, в пределах развития еще мало изученных образований осничкой серии и осничьего комплекса гранитоидов и основных пород. Здесь нами в среднем протерозое выделяются, до некоторой меры условно, складчатые структуры под названием "нововолянид", с абсолютным возрастом пород порядка 1700–1500 млн лет. Они обладают северо-восточным простиранием. По-видимому, их можно сравнивать с поздними карелидами Фенноскандии и Балтийского шита. Нововолянской складчатостью заканчивается геосинклинальный этап развития Украинского шита.

Платформенный период развития отчетливо проявляется в северо-западной части шита, в пределах Овручско-Словечанской возвышенности севернее г.Коростеня. Здесь находится Овручская структура платформенного типа, состоящая из протяженной собственно Овручской впадины широтного простирания и примыкающей к ней с юга меньшей меридиональной Белокозовичской впадины, глубиной более 1200 м. Овручская структура ограничена системой широтных и более молодых меридиональных разломов.

Овручская впадина выполнена своеобразными осадочно-эффузивными верхнепротерозойскими образованиями овручской серии, возрастом 1500–1200 млн лет, залегающими моноклинально и погружающимися к северо-западу под углом 5–10°, редко до 15°. В Белокозовичской впадине падение пород до 15° и местами более крутое. По своему типу и структурному положению образования овручской серии могут

быть отнесены к зачаточному авлакогену. По времени образования овручская платформенная структура сопоставляется с готской складчатостью Западной Европы.

На этом заканчивается дорифейская история развития фундамента Украины и Молдавии.

Кроме отмеченных выше разновозрастных складчатых структур, на тектонической карте выделены своеобразные протяженные области (зоны) переработки древних структур более молодыми складчатыми движениями. Так, Орехово-Павлодарская субмеридиональная полоса развития конжско-верховцевской и гнейсовой серий представляет собой протяженную область переработки днеприд (саамид) более молодой азово-волинской складчатостью. Эта переработка выразилась тут, как и в других подобных зонах, в частичном изменении простираения древней складчатости и в приспособлении складчатых структур к субмеридиональному глубинному Орехово-Павлоградскому разлому. Древние складчатые структуры здесь представляют собой корни узких крутопадающих изоклинальных складок, зажатых среди более молодых гранитоидов. На отдельных участках в гнейсах и железистых кварцитах наблюдается более мелкая складчатость и даже плейчатость. Многочисленны разрывные нарушения, нередко с амплитудой горизонтального перемещения отдельных блоков до 10 км и более.

Широкая зона наложения и переработки бугид азово-волинской складчатости наблюдается в районе Побужья, северо-восточнее развития собственно бугид. В зоне переработки в большинстве случаев исчезает или затушевывается характерное для бугид северо-восточное простираение складчатых структур и появляется свойственное азово-волинидам северо-западное простираение. Такая же переработка бугид азово-волинидами происходит в субмеридиональной Тальновско-Ядловско-Трактемировской зоне, пересекающей Украинский щит и прослеживаемой на его склонах.

Еще одна зона переработки находится на Среднем Приднепровье, западнее Криворожско-Кременчугской полосы. Здесь выделяется так называемая Западно-Ингулецкая полоса, в тектоническом отношении представляющая область развития азово-волинской складчатости. Породы суперкрупальной серии (гнейсы, сланцы, железистые и безрудные кварциты) образуют узкие крутопадающие синклинали складки, зажатые среди мигматитов и представляющие собой корни складчатых сооружений. Господствующее северо-западное простираение складчатых структур и полосчатости пород, характерное для азово-волинид, вблизи Криворожско-Кременчугской полосы приближается к субмеридиональному, в результате влияния саксаганид. Это влияние наложенной саксаганской складчатости местами привело к коренной перестройке структурного плана азово-волинид, на отдельных участках до субмеридионального, особенно вблизи Криворожско-Кременчугской зоны разлома.

Если в пределах Украинского щита относительно легко можно выделить складчатые структуры по геологическим и геофизическим данным, то в пределах склонов щита и в Днепровско-Донецкой впадине в целом основными материалами для построений в настоящее время являются геофизические данные. Внутреннее строение фундамента восстанавливается путем анализа магнитного и гравитационного полей и сопоставления их с геологически более изученными полями Украинского щита. Таким образом, на широких пространствах вокруг Украинского щита может быть использован метод аналогии для реконструкции фундамента.

Широкая полоса развития днеприд Среднего Приднепровья на южном склоне щита прослеживается сравнительно далеко. Породы конжско-верховцевской серии образуют здесь Белозерскую складчатую структуру, погребенную под меловыми и третичными отложениями. В настоящее время эта структура вскрыта многочисленными скважинами, хорошо изучена геофизическими методами и на ней уже началась добыча богатых железных руд. На северном склоне щита породы конжско-верховцевской серии, образующие днеприды, слагают Колебякскую группу магнитных аномалий, изученных З.А. Крутиховской. Таким образом, и здесь древнейшие складчатые структуры — днеприды уверенно прослеживаются до глубины 1000-1300 м под отложениями палеозоя — кайнозоя, вплоть до Центрального грабена Днепровско-Донецкого авлакогена. В пределах же последнего днеприды наблюдаются по геофизическим данным, почти до г. Полтавы.

В значительной мере условно днеприды показаны нами в пределах Воронежской антеклизы, где они слагаются породами михайловской или, как теперь именуют, обоянь-михайловской серии архея, являющейся аналогом конжско-верховцевской серии.

Очень трудно определить фундамент Днепровско-Донецкого авлакогена на юго-востоке впадины, опущенный в пределах грабена до 11-12 км. По-видимому, он сильно переработан последовательно налагающимися складчатыми движениями, в том числе и герцинскими, с которыми связано и образование собственно авлакогена.

Докембрийский фундамент разбит многочисленными разрывными нарушениями, среди которых выделяются крупнейшие межглыбовые зоны разломов: Одесско-Тальновско-Каневская (Ядловско-Трактемировская), Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская. Отмечаются также глубинные разломы различного простирания и многочисленные локальные разломы более мелкого заложения.

Большинство разломов являются долгоживущими, неоднократно омолаживавшимися, нередко прослеживаемыми от докембрия до настоящего времени. Кроме того, отмечаются участки локальных проявлений тектоники, возраст которых устанавливается от мела до антропогена включительно.

Очень важным в тектонической жизни щита и фундамента является меридиональное направление, с которым связаны как глубинные зоны разломов, так и сложные складчатые структуры.

ТЕКТОНИКА И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА

В последнее время накопился обширный фактический материал по геологическому строению Алданского щита. Настоящее сообщение представляет собою попытку обобщения материалов по тектонике и истории развития этого региона в раннем докембрие.

Алданский щит на западе, юге и востоке граничит с молодыми складчатыми областями – Байкальской, Монголо–Охотской и Верхояно–Колымской. Границы щита с этими областями проходят по зонам разломов – Жуинскому на западе, Южно–Тукурингрскому на юге, Нельканскому на востоке (рис. 1). На севере граница щита определяется современным контуром сплошного развития осадочного чехла Сибирской платформы. Таким образом, в Алданский щит включается зона Станового хребта, которая по своему строению и истории геологического развития отличается от более северных районов щита, что дало основание многим исследователям не включать зону Станового хребта в состав Алданского щита. Однако имеющиеся существенные отличия обусловлены геологическими процессами, протекавшими главным образом в мезозое. На ранних же стадиях развития региона, в архее и раннем протерозое, эти две области, хотя и отличались некоторыми специфическими чертами, в целом характеризовались единством тектонического режима.

Алданский щит имеет блоковое строение. Выделяются два мегаблока – Алданский и Становой, разделенные субширотным Становым глубинным швом. Алданский мегаблок, в свою очередь, разбит субмеридиональными разломами на пять блоков (с запада на восток): Чарский, Олекминский, Алдано–Тимптонский, Алдано–Учурский, Маймакано–Батомгский (последние три блока по И.М. Фрумкину и С.В. Нужнову, 1968). Становой мегаблок также разбит субмеридиональными разломами на отдельные блоки. Однако наметить их ограничения не представляется возможным из-за широкого развития мезозойских гранитоидов.

В пределах щита выделяются два структурных этажа. Нижний сложен кристаллическими комплексами архея, верхний – нижнепротерозойскими терригенными и терригенно–вулканогенными образованиями. Большую роль в строении региона играют палингенно–метасоматические и магматические образования архея и раннего протерозоя. В совокупности все перечисленные комплексы пород формируют гетерогенное основание после–раннепротерозойской Сибирской платформы.

Остановимся на характеристике нижнего структурного этажа.

В основании архейских кристаллических образований Чарского блока залегает монотонная несмуриная толща основных кристаллических сланцев, которая перекрывается чарской серией гнейсов мощностью до 9–12 км. В составе этой серии отмечаются амфиболовые и биотитовые гнейсы, причем роль последних заметно увеличивается вверх по разрезу. В основании чарской серии, непосредственно на несмуриной толще залегают глиноземистые и высокоглиноземистые гнейсы и кварциты давчанской свиты, мощностью до 2,5 км. Радиологический возраст пород чарской серии древнее 3100 млн лет.

В строении Олекминского блока участвуют биотитовые, биотит–амфиболовые и амфиболовые гнейсы, и кристаллические сланцы олекминской серии, мощностью около 10 км. Радиологический возраст пород олекминской серии древнее 2750 млн лет (Фрумкин, 1968).

Алдано–Тимптонский блок сложен главным образом породами иенгрской серии, мощность которой достигает 10–13 км. В основании серии залегают основные кристаллические сланцы горбыляхской свиты, которые перекрываются кварцитами и высокоглиноземистыми гнейсами верхнеалданской и нимырской свит, мощностью до 6 км. Выше залегают основные кристаллические сланцы с прослоями карбонатных пород и кварцитов (Федоровская и иджакская свиты). Возраст пород иенгрской серии определяется цифрами 3200–3500 млн лет (Рудник, Соботович, 19696).

Рис. 1. Тектоническая схема Алданского щита (составили М.З. Глуховский и А.Л. Ставцев).

1-5 - нижний структурный этаж: 1 - выступы катархейского базитового фундамента (а - достоверные, б - предполагаемые на участках развития позднеархейских анортозитов), 2 - раннеархейская Иенгрская структура платформенного типа, 3 - раннеархейские складчатые системы геосинклинального типа, 4 - раннеархейская Курультино-Гонамская складчатая система промежуточного типа, 5 - позднеархейские протогеосинклинальные складчатые системы; 6,7 - верхний структурный этаж: 6 - раннепротерозойские шовные прогибы (палеоавлакогены), 7 - раннепротерозойские протоплатформенные прогибы и их реликты; 8 - область переработки архейских структур в результате интенсивной раннепротерозойской гранитизации; 9 - платформенный чехол Сибирской платформы и складчатые системы, обрамляющие Алданский щит; 10 - глубинные тектонические швы; 11 - крупные разломы; 12 - оси крупных складок.

Структуры: 1 - Алданский мегаблок Iа - Чарский, Iб - Олекминский, Iв - Алдано-Тимптонский, Iг - Алдано-Учурский, Iд - Батомгский блоки; II - Становой мегаблок. Складчатые системы: Ч - Чарская, О - Олекминская, ТД - Тимптоно-Джелтулинская, Б - Батомгская, И - Иликанская, БР - Брянтинская, К - Купуринская. Разломы (цифры на карте): 1 - Жуинский; 2 - Темулякитский; 3 - Амгинский; 4 - Тыркандинский; 5 - Улканский; 6 - Нельканский; 7 - Становой; 8 - Южно-Туруингрский

В восточной части Алдано-Тимптонского блока породы иенгрской серии перекрыты образованиями тимптоно-джелтулинской серии¹, которая сложена глиноземистыми гнейсами, основными кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями мраморов и кальцифиров. Мощность серии в этом блоке достигает 12 км, причем на долю пород основного состава приходится не более 30-40% объема серии. Резкое изменение мощности верхней свиты иенгрской серии - иджакской, а также несовпадение структурных планов на некоторых участках развития иенгрской и тимптоно-джелтулинской серий свидетельствуют, по мнению И.М. Фрумкина (1967), о наличии между ними несогласия.

В пределах Алдано-Учурского блока развиты исключительно породы тимптоно-джелтулинской серии. Мощность ее здесь достигает 15-20 км. В составе этой серии преобладают, основные кристаллические сланцы и гнейсы суннагинской и кюриканской свит. В средней части разреза залегает мощная толща биотит-гранатовых гнейсов и гранулитов сутамской свиты. Венчают разрез серии основные кристаллические сланцы и мраморы хударканской и альванарской свит. В целом для тимптоно-джелтулинской серии характерно почти повсеместное присутствие мраморов и кальцифиров, роль которых увеличивается в восточном направлении и одновременно вверх по разрезу. Радиологический возраст пород этой серии соответствует 2500 млн лет (Рудник, Собонович, 1969а).

Маймакано-Батомгский блок сложен породами батомгской серии, состоящей преимущественно из биотитовых и амфиболовых гнейсов с линзами мраморов. Мощность серии достигается 10-12 км. Верхний возрастной предел пород батомгской серии характеризуется радиологическими цифрами 2100-2300 млн лет (Ставцев, 1967).

В Становом мегаблоке распространены метаморфические толщи иликанской, брянтинской и купуринской серий. Породы иликанской серии развиты в западной части Станового мегаблока. В основании ее залегают глиноземистые и высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы с редкими прослоями кварцитов (чильчинская свита). Выше отмечается закономерное чередование толщ, состоящих преимущественно из амфиболовых кристаллических сланцев (кудуликанская, уркская и джаянская свиты) и толщ биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов (олдонгсинская и унахинская свиты). Общая мощность серии 15-17 км.

¹И.М. Фрумкин в 1960 г. впервые объединил ранее самостоятельные тимптоноскую и желтулинскую серии.

Брянтинская серия развита в центральной части Станового мегаблока. Она сложена преимущественно амфиболсодержащими породами, и лишь в самых верхах отмечаются гранат-биотитовые гнейсы гудынской свиты. Мощность серии 6–8 км.

Купуринская серия распространена на востоке Станового мегаблока. В ней наблюдается чередование толщ амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев (лущинская, унинская, тальгинская свиты) с толщами биотитовых гнейсов (удыхинская и сугджарская свиты). Отличительной особенностью купуринской серии является присутствие в ее составе мраморов и диопсидовых пород, а также магнетитовых кварцитов. Мощность серии 10–14 км.

Особое положение в структуре Алданского щита занимают образования курультино-гонамского комплекса и сутамской серии, слагающие обособленные крупные тектонические клинья, приуроченные к пограничным зонам, разделяющим блоки различных порядков. Наиболее значительный выход пород курультино-гонамского комплекса расположен в зоне Станового разлома, где он протягивается от р. Сутам (сутамская серия) на запад, до долины р. Калар. Кроме того, эти образования слагают меридиональную полосу на левобережье р. Олекмы, на стыке Чарского и Олекминского блоков, а также встречаются внутри Станового мегаблока в виде полигональных выступов, ограниченных разломами.

В разрезе курультино-гонамского комплекса отложения отличаются поразительным сходством на всех участках его развития (Миронюк, 1966). Всюду в основании залегает 3–5-километровая толща основных кристаллических сланцев (иманграканская и куруракская свиты). Эти сланцы перекрываются 2–3-километровой толщей высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов, содержащих местами прослой корундовых пород (свита Зверева). Завершается разрез курультино-гонамского комплекса курбаликитской и авикской свитами, состоящими из биотитовых, амфиболовых и биотит-гиперстеновых гнейсов. Мощность комплекса в целом достигает 9–10 км. Радиологический возраст пород нижних частей разреза курультино-гонамского комплекса определяется цифрой 4500 млн лет (Глебовицкий и др., 1965).

Многокилометровая толща основных кристаллических сланцев сутамской серии может быть сопоставлена с нижней частью разреза курультино-гонамского комплекса.

В пределах Алданского щита довольно широко распространены архейские магматические образования. Так, в Алданском мегаблоке развиты аляскитовые граниты, нередко образующие крупные массивы, а также мелкие тела чарнокитовых гранитов и гипербазитов. Всеми исследователями отмечается широкое развитие в пределах Алдано-Тимптонского блока гранитоидных образований, среди которых преобладают гранито-гнейсы и мигматиты, возникшие, по-видимому, в эпоху архейской гранитизации. В Становом мегаблоке широко развиты магматические образования габбро-анортозитовой формации, слагающие огромные приразломные массивы, тяготеющие в основном к зоне Станового глубинного шва.

Делая попытку формационного анализа архейских метаморфических толщ, авторы исходят из предположения об их осадочно-вулканогенном генезисе. При этом с некоторой долей условности предполагается, что в большинстве случаев основные кристаллические сланцы возникли в результате метаморфизма вулканитов основного состава, а глиноземистые и высокоглиноземистые гнейсы, кварциты и мраморы – в результате метаморфизма осадочных пород и возможно хемогенных образований. Аналогичная точка зрения на происхождение пород Алданского щита отражена в ряде работ Н.В. Фроловой (1950, 1951), Е.В. Павловского (1967, 1970), И.М. Фрумкина (1967, 1968) и др. Так, например, высокоглиноземистые гнейсы и ассоциирующие с ними хемогенные кварциты верхнеалданской свиты рассматриваются Н.В. Фроловой и Е.В. Павловским как продукт длительной дезинтеграции пород основного состава, т.е. как образования переотложенной древнейшей коры выветривания.

В пределах Алданского щита при движении от одного блока к другому наблюдается последовательная смена формационного состава архейских толщ.

В пределах Чарского блока преимущественно развиты образования терригенной и терригенно-вулканогенной формаций. В Олекминском блоке преобладают терригенно-вулканогенные формации. Для Алдано-Тимптонского блока характерно широкое развитие терригенных и хемогенных (кварциты) формаций, подчиненную роль игра-

ют вулканогенные образования. Это справедливо как для иенгрской, так и для тимптоно-желтулинской серии, развитых в пределах этого блока. Так, И.М. Фрумкин (1967) отмечает, что в тимптоно-желтулинской серии западнее зоны Тыркандинского разлома резко преобладают первичноосадочные породы, в то время как восточнее, в пределах Алдано-Учурского блока решающую роль в ее составе играют карбонатно-терригенно-вулканогенные образования. Маймакано-Батомгский блок сложен преимущественно терригенно-вулканогенными образованиями.

В Становом мегаблоке, так же как и в Алданском, намечаются определенные закономерности в смене формаций при движении с запада на восток. Так, в иликанской серии преобладают образования вулканогенно-терригенной формации, восточнее они сменяются вулканогенными породами брянтинской серии, которые далее к востоку уступают место карбонатно-вулканогенно-терригенным образованиям купуринской серии.

Описываемые блоки различаются характером складчатых структур. Для Чарского, Олекминского и Маймакано-Батомгского блоков типично сочетание линейных складок с наклоном крыльев от 30 до 70° и беспорядочно расположенных брахиформных гранито-гнейсовых куполов и чаш. Последние являются вторичными по отношению к линейным складкам и обусловлены процессами раннепротерозойской гранитизации (Глуховский, 1969). Линейные складки, как правило, имеют субмеридиональную ориентировку и протяженность до первых сотен километров. Размеры брахиформных гранито-гнейсовых структур достигают $30-40$ км в поперечнике. Часто в их пределах наблюдаются реликты переработанных линейных складок. Иногда гранито-гнейсовые купола слабо вытянуты в направлении осей линейных складок, и местами группируются в гранито-гнейсовые валы.

Для Алдано-Учурского блока характерна напряженная линейная складчатость субмеридионального, а в северной части блока субширотного направления. Протяженность складок достигает первых сотен километров, наклоны крыльев составляют $50-80^\circ$. Лишь изредка, преимущественно в южной части блока, на фоне линейной складчатости наблюдаются крупные изометричные структуры типа сводов, в центральных частях которых отмечается пологое ($15-20^\circ$), местами даже горизонтальное залегание пластов.

Для Алдано-Тимптонского блока характерны два типа складчатых деформаций — линейная субмеридиональная складчатость в поле развития пород тимптоно-желтулинской серии и овалы структуры, образованные породами иенгрской серии. Морфологически эти овалы представляют собою сочетание дугообразных коротких и широких антиклиналей и более узких синклиналей. В ядрах наиболее крупных положительных структур, главным образом в южной части блока, выступают основные кристаллические сланцы горбыляхской свиты; в синклиналиях развиты исключительно породы федоровской свиты. Своеобразный первичный структурный план в значительной мере подчеркивается гранито-гнейсовыми куполами, возникавшими в процессе более поздней гранитизации и ультраметаморфизма (Судовиков и др., 1962).

Для Станового мегаблока характерно сочетание первичных крупных широких линейных складок и овальных брахиформных куполов и чаш, возникших в результате раннепротерозойской гранитизации. В целом линейные структуры ориентированы в северо-западном направлении и лишь вблизи Станового и Южно-Тукурингского разломов они переходят в субширотные.

Таким образом, каждый из выделенных блоков отличается формационным составом развитых в его пределах архейских метаморфических образований и характером складчатых структур и по существу представляет собою самостоятельную структурно-формационную зону.

Корреляция разрезов архейских образований в различных блоках крайне затруднена тем, что, с одной стороны, в большинстве случаев контакты между сериями имеют тектоническую природу, а с другой — породы метаморфизованы в различной степени. Если породы иенгрской, тимптоно-желтулинской серий и курультино-гонамского комплекса метаморфизованы в гранулитовой, реже регрессивной амфиболитовой фациях метаморфизма, то образования всех остальных серий метаморфизованы как в амфиболитовой прогрессивной и регрессивной, так и в гранулитовой фации метаморфизма. Регрессивный метаморфизм связан с процессами интенсивной раннепротерозойской гранитизации, широко проявившимися в пределах Станового мегаблока,

Чарского, Олекминского и Маймакано-Батомгского блоков. Кроме того, существование самостоятельных структурно-формационных зон, естественно, не позволяет проводить четкие сопоставления отдельных частей разреза.

Отмеченные выше трудности в корреляции разрезов обусловили существование различных, часто противоречивых взглядов на возраст и сопоставление тех или иных серий архейских образований Алданского щита. Это, в свою очередь, привело к различным представлениям о внутренней его структуре. Так, существует представление о раннепротерозойском возрасте метаморфических пород Станового мегаблока, Олекминского и Маймакано-Батомгского блоков и существовании складчатой системы ранних протерозойд, окаймляющей с запада, юга и востока архейское ядро Алданского щита (Дзевановский, 1964). Некоторые исследователи относят метаморфические породы Станового хребта к верхнему архею и выделяют самостоятельную Становую складчатую систему (Судовиков и др., 1965).

Анализ имеющегося фактического материала позволяет по-иному поставить вопрос о соотношении различных серий метаморфических образований Алданского щита (рис. 2).

В западной и центральной части региона в основании разреза архейских образований залегает монотонная толща основных кристаллических пород (сутамская серия, несмуриная толща, горбыляхская, иманграканская и каруракская свиты). Возраст этих пород 4500 млн. лет. Они характеризуются также высокой плотностью до $3,5-3,9 \text{ г/см}^3$ (Нужнов, 1967). Представляется, что это наиболее древние образования, отвечающие базитовому фундаменту, возникшему на ранних стадиях формирования земной коры в результате зонной плавки вещества мантии (Виноградов, 1962; Павловский, 1970). Всюду на основных кристаллических породах залегает мощная толща высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов, маркирующая, вероятно, один и тот же стратиграфический уровень (давачанская, верхнеалданская свиты, свита Зверева).

Как показано в работе С.П. Кориковского (1967), чильчинская свита иликанской серии в бассейне р. Нюкжи хорошо сопоставляется со свитой Зверева, а кудуликанская свита, залегающая непосредственно выше, — с верхними частями разреза курультино-гонамского комплекса. На основании тонких петрологических исследований С.П. Кориковский сумел доказать, что амфиболитовая фация метаморфизма пород чильчинской и кудуликанской свит в этом районе является регрессивной, наложенной на образования, первоначально метаморфизованные в условиях гранулитовой фации глубинности. Кроме того, им было установлено единство структурного плана курультино-гонамского и станового комплексов в бассейне р. Нюкжи. Таким образом, чильчинскую свиту иликанской серии также можно отнести к единому стратиграфическому уровню, к которому относятся давачанская, верхнеалданская свиты и свита Зверева.

Толщи высокоглиноземистых пород и кварцитов являются хорошим маркирующим уровнем. Если его принять за опорный, то можно говорить об одновозрастности в целом образований иенгской, чарской, иликанской серий и курультино-гонамского комплекса.

Как уже отмечалось выше, на иенгской серии, по-видимому, с перерывом и несогласием залегают образования тимптоно-джелтулинской серии. С некоторой степенью условности можно сопоставить последнюю с олекминской, брянтинской, купуриной и батомгской сериями. При этом достаточно четко можно параллелизовать купуриную серию, содержащую карбонатные породы, с верхней частью тимптоно-джелтулинской серии.

В свете изложенного выше целесообразно выделить толщи основных пород, лежащих на базитовом фундаменте, в самостоятельный катархейский комплекс основания, отвечающий древнейшим этапам развития земной коры. На этом комплексе основания с перерывом залегает мощная толща архейских гнейсов (алдано-становой гнейсовый комплекс). Плотность пород этого комплекса обычно не превышает $2,9 \text{ г/см}^3$. При этом архейский гнейсовый комплекс формирует разновозрастные складчатые системы и структуры. К более древним, раннеархейским, можно отнести специфичные структуры иенгской серии, а также близкие им по возрасту чарскую, иликанскую и курультино-гонамскую складчатые системы. Залегающие на иенгской серии с перерывом и структурным несогласием образования тимптоно-джелтулинской серии фор-

Возрастные подразделения	АЛДАНСКИЙ МЕГАБЛОК				СТАНОВОЙ МЕГАБЛОК	
	Чарский блок	Алдано-Тимптонский и Алдано-Учурский блоки	Олекминский блок	Маймакано-Батомгский блок	Западная часть мегаблока	Центральная и восточная части мегаблока
Нижний протерозой	УДОКАНСКАЯ СЕРИЯ			УЛКАНСКАЯ СЕРИЯ		
	ТРОГОВЫЙ КОМПЛЕКС УНГРИНСКИЙ КОМПЛЕКС		СУБГАНСКАЯ СЕРИЯ	ТРОГОВЫЙ КОМПЛЕКС	ЧУЛЬМАНСКИЙ КОМПЛЕКС	УСТЬ-ГИЛЮЙСКАЯ СЕРИЯ
Поздний архей	Алдано-становой гнейсовый комплекс	ТИМПТОН-ДЖЕЛТУЛИНСКАЯ СЕРИЯ Альванарская, худурканская, сута́мская, кю́риканская, суннагинская, улунчинская свиты	ОЛЕКМИНСКАЯ СЕРИЯ Морджакская, крестьянская, хойкинская, ню́тская, свиты	БАТОМГСКАЯ СЕРИЯ Маймаканская, одолинская, утукчанская свиты		КУПУРИНСКАЯ СЕРИЯ Талыгинская, сугджарская, унинская, удыхинская, лучинская свиты
		ЧАРСКАЯ СЕРИЯ Эвонокитская, кадаканская, имангрская свиты	ИМНГРСКАЯ СЕРИЯ Иджакская, федоровская, нимнгрская свиты	КУРУЛЬТИНО-ГОНАМСКИЙ КОМПЛЕКС Авикская, курбаликитская свиты		БРЯНТИНСКАЯ СЕРИЯ Гудинская, утугайская, мультугинская свиты
Ранний архей	Алдано-становой гнейсовый комплекс	ДАВАЧАНСКАЯ СВИТА	СВИТА ЗВЕРЕВА		ИЛИКАНСКАЯ СЕРИЯ Джаянская, унахинская, урумская, оддонгсинская свиты	
		НЕСМУРИНСКАЯ ТОЛЩА	ГОРБЬЛЯХСКАЯ СВИТА СУТАМСКАЯ СЕРИЯ	ИМАНГРАКАНСКАЯ, КАРУРАКСКАЯ СВИТЫ	КУРУЛЬТИНО-ГОНАМСКИЙ КОМПЛЕКС Курбаликитская свита	КУДУЛИКАНСКАЯ СВИТА
Матархей	Комплекс основания	НЕСМУРИНСКАЯ ТОЛЩА	ГОРБЬЛЯХСКАЯ СВИТА СУТАМСКАЯ СЕРИЯ	ИМАНГРАКАНСКАЯ, КАРУРАКСКАЯ СВИТЫ	СВИТА ЗВЕРЕВА	ЧИЛЬЧИНСКАЯ СВИТА

Рис. 2. Корреляция раннедокембрийских образований Алданского щита (составлена М.З. Глуховским)

мируют, по всей вероятности, позднearchейскую складчатую систему, которая близка по возрасту олекминской, брянтинской, купуринской и батомгской складчатым системам.

Перейдем к характеристике верхнего структурного этажа. В нем выделяются два структурных яруса: нижний и верхний.

Нижний сложен породами вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций, метаморфизованными в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях метаморфизма. Эти образования выполняют шовные прогибы, которые пересекают тело архейского кристаллического фундамента на юге, юго-западе, востоке, в центральной части Алданского мегаблока (троговый и унгринский комплексы, субганская серия) и на юге Станового мегаблока (усть-гилойская серия, чульманский комплекс). Шовные прогибы, несомненно, наследуют крупные разломы, ориентированные главным образом субшироко в Становом мегаблоке и субмеридионально в Чарском и Олекминском блоках. Мощностю образований, выполняющих прогибы, 2-7 км. Для шовных прогибов характерна узкая линейная напряженная складчатость и четкие разломные ограничения. Наиболее крупными являются Усть-Гилойский (30×800 км), Субганский, Ярогинский, Олондинский, Каларский трюги (100-170×6-20 км) и Унгринский "клин".

Верхний структурный ярус сложен терригенной формацией удоканской серии, выполняющей обширный (250×100 км) Кодаро-Удоканский прогиб, расположенный в зоне Станового глубинного разлома, и вулканогенной формацией улканской серии, слагающей Улканский прогиб на востоке Алданского мегаблока. Мощностю удоканской серии достигает 13 км. Породы базальных горизонтов ее метаморфизованы в зеленосланцевой, а местами в амфиболитовой фациях. Этот метаморфизм обусловлен процессами раннепротерозойской гранитизации в условиях, когда мощная толща пород удоканской серии являлась экраном для фронта гранитизации (Глуховский, 1968). Первоначально простая консидементационная структура Кодаро-Удоканского прогиба осложнена "глубинными диапирами" ремобилизованного фундамента, приразломными и магматогенными складками. Мощностю вулканитов улканской серии достигает 4 км. В ее составе преобладают вулканиты кислого, реже основного состава, подчиненную роль играют терригенные породы. Толща пород улканской серии слабо дислоцирована, главным образом вблизи разломов. Помимо Кодаро-Удоканского и Улканского прогибов фрагменты верхнего структурного яруса сохранились в небольших грабенах, приуроченных к разломам, разделяющим крупные блоки (Нуямо-Тырканский, Давангро-Хутдинский, Амуликанский и другие грабены; Нужнов, 1968). Верхний возрастной предел удоканской и улканской серий определяется радиологическим возрастом прорывающих их гранитоидов в 1900±100 млн лет.

В пределах Алданского щита широко распространены раннепротерозойские палингено-метасоматические плагиигранито-гнейсы и плагиймигматиты (2420 млн лет), а также очковые метасоматические гранитоиды (2130 млн лет), слагающие обширные поля в Становом мегаблоке, в Чарском, Олекминском и Маймакано-Батомгском блоках (древнестановой, токско-алгоминский и куандинский комплексы). Более локально в пределах этих же блоков развиты интрузивы габброидов каларского комплекса, гранофировые граниты и габброиды южно-учурского комплекса (1930 млн лет) и гранитоиды чуйско-кодарского комплекса (1800-1960 млн лет). В отличие от перечисленных выше блоков, в пределах Алдано-Тимптонского и Алдано-Учурского блоков раннепротерозойские палингено-метасоматические образования распространены ограниченно, а интрузивный магматизм не проявлен.

В истории развития Алданского щита можно выделить следующие этапы.

Катархейский этап (около 4500 млн лет) - формирование базитового фундамента, представляющего собою в морфологическом отношении систему положительных структур ("зеленокаменных ядер"), разделенных понижениями. Современные выходы базитового фундамента приурочены главным образом к линейным зонам, вытянутым вдоль границ крупных блоков. Это позволяет предположить существование еще в катархее ортогональной системы зеленокаменных валов, которые послужили барьерами, разделявшими позднее бассейны седиментации и вулканической деятельности (структурно-формационные зоны). Не исключено, что расположение валов было подчинено системе древнейших ослабленных зон, которые впоследствии переродились в зоны глубинных разломов. Именно эта ортогональная система разломов контролирует размещение архейских структурно-формационных зон, зон высокой магматической проницаемости и раннепротерозойских шовных прогибов.

Раннеархейский этап (древнее 3100 млн лет) – после длительного перерыва синхронное формирование на базитовом фундаменте древнейших структур платформенного и геосинклинального типа.

Предположение о наличии области платформенного типа основывается на анализе формационного состава и характера складчатости в пределах Алдано–Тимптонского блока (иенгрская серия). Здесь развиты преимущественно толщи хомогенных кварцитов и высокоглиноземистых пород, вулканы же играют резко подчиненную роль. Кроме того, здесь отсутствует типичная для геосинклинальных областей линейная складчатость. Своеобразие структур в пределах развития пород иенгрской серии, связано, вероятнее всего, со спецификой строения базитового фундамента, характеризующегося здесь беспорядочным расположением более или менее изометричных зеленокаменных ядер. Это впоследствии нашло отражение в структурном плане иенгрской серии¹. Отсутствие линейных складок, по-видимому, свидетельствует о том, что в эпоху раннеархейского тектогенеза здесь не проявлялись горизонтальные напряжения, что и предопределило идиоморфный характер складчатости.

Древнейшие структуры геосинклинального типа развивались по периферии платформенного Алдано–Тимптонского блока и характеризовались наличием мощных толщ вулканогенно–терригенных пород (чарская и иликанская серии) и голоморфной линейной складчатостью. Последнее, по-видимому, обусловлено ориентированным расположением зеленокаменных ядер базитового фундамента. Особое промежуточное положение занимают образования курультино–гонамского комплекса. По наличию в своем составе кварцитов, высокоглиноземистых пород и основных кристаллических сланцев этот комплекс является переходным между иенгрской серией, с одной стороны, а также чарской и иликанской сериями – с другой. Здесь наравне с линейными отмечаются изометричные овальные складчатые структуры. Несомненно, это обусловлено своеобразным тектоническим режимом, который, вероятно, определялся тем, что курультино–гонамский комплекс формировался в пределах зеленокаменных барьеров, разделявших крупные блоки земной коры.

Позднеархейский этап (3100–2600 млн лет) – заложение и развитие протосинклинальных (по Е.В. Павловскому) прогибов на гетерогенном раннеархейском основании платформенного и геосинклинального складчатого типа. В пределах этих прогибов формируются мощные толщи терригенно–вулканогенных и карбонатно–терригенно–вулканогенных образований (тимптон–желтулинская, брянтинская, купуринская, багомская серии).

К концу архейской эры толщи эффузивно–осадочных пород испытали складчатость, а также региональный метаморфизм и гранитизацию в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Произошло формирование гранито–гнейсового слоя земной коры.

Раннепротерозойский этап (2600–1900 млн лет) – возникновение и развитие протоплатформы (по Е.В. Павловскому). Вдоль ортогонально ориентированных тектонически ослабленных зон происходило заложение шовных прогибов (палеоавлакогенов по А.М. Лейтесу, М.В. Муратову и В.А. Федоровскому), в которых накапливались эффузивно–осадочные толщи. Несколько позднее образовались обширные прогибы (возможно, единый прогиб), охватывающие западную, южную и восточную части Алданского щита. Здесь формировалась мощная толща терригенных пород и вулкаников удоканской и улканской серий, которые к настоящему времени сохранились в Кодаро–Удоканском и Улканском прогибах. В ходе накопления протоплатформенного чехла развивался гигантский по масштабам и интенсивности процесс гранитизации цоколя протоплатформы. В результате гранитизации архейские породы испытали регрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации; произошла ремобилизация архейских структур. Протоплатформенный чехол также был деформирован гранито–гнейсовыми "глубинными диапирами". Породы шовных прогибов были дислоцированы и испытали метаморфизм в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. В результате разуплотнения вещества при гранитизации (объемный вес гранитизированных пород – 2,7–2,54 г/см³) и связанной с этим гравитационной дифференциацией про-

¹ По геофизическим данным поверхность гранитизированного базальтового слоя залегает здесь на глубинах от 4 до 8 км (Еловских, 1967).

изошло воздымание земной коры и образование гранито-гнейсового свода, которое завершилось интрузивной магматической деятельностью.

Типичный платформенный режим в пределах Алданского щита наступил в среднем протерозое, когда начал формироваться терригенно-карбонатный чехол Сибирской платформы (учурская и патомская серии).

Таким образом, Алданский щит в раннем докембрии характеризовался сложной геологической историей. В его пределах зарождались и развивались древнейшие структуры платформенного и геосинклинального типа, первые из которых возникли в раннем архее. При этом интересно отметить, что древнейшая раннеархейская структура платформенного типа развивалась непосредственно на базитовом фундаменте и, таким образом, своеобразный платформенный режим в раннем архее был первичным, а не пришел на смену геосинклинальному режиму, как это имело место в более поздние эпохи.

Литература

- Виноградов А.П. Происхождение оболочки Земли. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелов А.Н., Седова И.С., Судовиков Н.Г. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные. В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М., "Наука", 1965.
- Глуховский М.З. Структурно-стратиграфические взаимоотношения архея и нижнего протерозоя хребта Удокан. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 18. Якутск, 1968.
- Глуховский М.З. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны. — Геотектоника, 1969, № 3.
- Дзевановский Ю.К. О юго-восточном складчатом обрамлении Сибирской платформы. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 97. Мат-лы по геологии Вост. Сибири. Л., 1964.
- Еловских В.В. Закономерности формирования и развития земной коры Якутии. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 15. Якутск, 1967.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., "Наука", 1967.
- Кориковский С.П., Баженова Г.Н. Взаимоотношения чарнокитов с анортозитами Каларского массива в связи с проблемой анортозит-чарнокитовой формации. — Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 2.
- Миرونюк 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 Алданского щита. М., "Наука", 1966.
- Нужнов С.В. Докембрийские комплексы и древние эпохи тектогенеза Алданского щита. В кн.: Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967.
- Нужнов С.В. Региональная стратиграфическая шкала протерозоя Алданского щита. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 18. Якутск, 1968.
- Павловский Е.В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов. — Геотектоника, 1967, № 5.
- Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 5.
- Рудник В.А., Соботович Э.В. О возрасте пород тимптонской и джелтулинской серий Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1969а, т. 189, № 1.
- Рудник В.А., Соботович Э.В. О возрасте полиметаморфических комплексов иенгурской серии Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1969б, т. 189, № 4.
- Судовиков Н.Г., Другова Г.М., Крылова М.Д., Михайлов Д.А. Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горнопромышленного района. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.

- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелов А.Н., Седова И.С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. М., "Наука", 1965.
- Ставцев А.Л. О времени установления платформенного режима на юго-востоке Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 1.
- Фролова Н.В. О наиболее древних осадочных породах Земли. — Природа, 1950, № 9.
- Фролова Н.В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. — Труды Иркутского гос. ун-та, 1951, т. 5, серия геол., вып. 2.
- Фрумкин И.М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите. В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. М., "Наука", 1967.
- Фрумкин И.М. Олекминская серия бассейна среднего течения р. Олекмы и стратиграфическое положение курультинской серии архея Алданского щита. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 18. Якутск, 1968.
- Фрумкин И.М., Нужнов С.В. Основные проблемы геологии архея Алданского щита. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 18. Якутск, 1968.

ПРОТОПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Изучение докембрийских структур земной коры чрезвычайно важно по многим причинам. Одной из них, несомненно, является возможность выявления специфики тектонических структур докембрия и получения сравнительного материала для характеристики эволюции тектонических процессов.

В необратимом процессе развития земной коры, в ходе формирования коры континентального типа, важным этапом является появление первых относительно устойчивых участков земной коры с покровными образованиями, близкими по типу к платформенным. Своеобразие подобных участков впервые подчеркнул Е.В.Павловский (1962), предложивший для их обозначения термин "протоплатформа". В последние годы многие исследователи (Харитонов, 1960; Кратц, 1963; Соколов, 1963, 1970; Богданов, 1967; Муратов, 1970; Парфенов, 1970; и др.) обращали свое внимание на докембрийские структуры Балтийского щита, в том числе и на те структуры, которые, очевидно, следует относить к протоплатформенным. Однако при этом нередко возникали весьма противоречивые трактовки тектонической природы одних и тех же комплексов отложений. В связи с изложенным представляется целесообразным еще раз остановиться на распространении и особенностях строения протоплатформенных образований Балтийского щита.

Наиболее обширные площади подобных образований располагаются в восточной части щита, главным образом в пределах Карельского массива, сложенного архейскими и нижнепротерозойскими гнейсами и гранитами с абсолютным возрастом 2200–2500 млн лет и более (Кратц, 1963). Это древнее основание перекрывается осадочными и вулканогенными породами среднего протерозоя, которые издавна привлекали внимание многих геологов. Благодаря работам карельских геологов во главе с В.А.Соколовым, в настоящее время можно вполне определенно говорить об общих чертах стратиграфии, тектонической структуре и формационном составе ятулийских отложений (Соколов, 1970). Последние разделяются на три подотдела – нижний, средний и верхний ятулий, имеющие ритмическое строение. В основании каждого такого крупного ритма залегают обломочные породы (кварцевые конгломераты, кварциты, песчаники), выше идут глинисто-песчаные и карбонатные отложения, которые обычно перекрываются основными эффузивами типа спилитов. Ятулийские отложения Карелии имеют мощность не более 2000 м и характеризуются выдержанностью по простираению основных литологических пачек пород, хотя в целом наблюдается увеличение роли карбонатных и шунгитсодержащих пород в южном направлении. Весьма характерно также широкое площадное развитие каолиновой коры выветривания, остатки которой часто встречаются в основании ятулия.

В структурном отношении среднепротерозойские образования резко отличаются от сложноскладчатых и гранитизированных комплексов архея и нижнего протерозоя, на которых они залегают резко несогласно, слагая структуры типа наложенных мульд и брахисинклиналей. Брахиформные структуры вблизи разломов нередко сменяются линейными грабен-синклиналями, в которых наблюдаются более интенсивные дислокации. Тем не менее современные выходы ятулийских пород представляют собой лишь эрозионные останцы от обширного и слабо дислоцированного покрова. Таким образом, со структурных позиций их следует относить частью к платформенным, частью к орогенным образованиям.

Формационный состав ятулийских отложений также свидетельствует о преобладании платформенных условий в период их формирования. Действительно, здесь мы имеем парагенезис формации коры выветривания и обломочной формации, представленной хорошо отсортированными кварцевыми песками, превращенными ныне в кварциты карбонатной и обломочно-карбонатно-угленосной формаций, т.е. парагенезис формаций, характерный для стабильных тектонических условий, для платформы. Несколько осложняет положение своеобразный магматизм ятулия, выраженный как в интрузивных, так и в субвулканических и вулканических фациях основных пород, среди которых широко развиты лавовые потоки с шаровой отдельностью. Петрохимические исследо-

вания А.П.Светова (1968) показали, что основные породы ятулия принадлежат к спилитовой формации известково-щелочного ряда. Повышенное содержание щелочей отличает ятулийские вулканиты от типичных представителей трапповой формации Сибири и Русской платформы, хотя в них наблюдается некоторое повышение основности лав от нижнего к верхнему ятулию, что приближает их по составу к траппам.

Отмеченные особенности ятулийских отложений, по мнению В.А.Соколова, свидетельствуют о формировании ятулийских образований Карелии в платформенных условиях с наложением на них локально черт орогенного (катаплатформенного) этапа развития. Этот справедливый вывод все же, на наш взгляд, недостаточно полно отражает специфику ятулийских образований, в частности своеобразие их магматизма. Присутствие спилитовой формации, характерной для эвгеосинклинальных зон земной коры, среди платформенных осадочных формаций, слагающих к тому же структуры платформенного типа, является свидетельством неповторимости самых ранних этапов становления древних платформ. Естественно, что эти ранние этапы заслуживают особого внимания. Поэтому нам представляется, что в настоящее время нет оснований отказываться от предложенного Е.В.Павловским термина "протоплатформа". При этом целесообразно по-прежнему обозначать этим термином лишь такие участки или области земной коры, в которых наряду со складчатым и гранитизированным фундаментом имеется и чехол платформенного типа или хотя бы его фрагменты. Подобный подход к тектонической классификации древних комплексов исключит из понятия протоплатформа такие области ранней консолидации, которые в своем развитии, возможно, никогда и не проходили протоплатформенную стадию. Так, например, есть некоторые основания полагать, что в пределах беломорского метаморфического пояса не было протоплатформенных отложений ятулия. По последним данным (Горлов, 1967; Богданов и др., 1970; Тугаринов и др., 1970), этот пояс претерпел интенсивный прогрессивный метаморфизм и складчатость в раннекарельское время одновременно с завершением консолидации Карельского и Кольского массивов, на площади которых раннекарельские образования выполняли лишь узкие приразломные трюги. Поэтому естественно допустить, что, когда в ятулийское время на Карельском и Кольском массивах уже отлагались протоплатформенные осадки, беломорский пояс еще испытывал поднятие, и в его пределах происходило лишь локальное накопление отложений орогенного класса, впоследствии уничтоженных эрозией.

Протоплатформенные отложения Кольского полуострова представлены печенгской серией и осадочно-вулканогенными образованиями зоны Имандра - Варзуга - Сосновка, являющимися возрастными и структурными аналогами среднепротерозойских отложений Карелии. Детальная характеристика этих образований приведена в статье А.К.Симона в данном сборнике. Отметим лишь, что среднепротерозойские отложения Кольского полуострова представлены ритмическим чередованием терригенных, существенно кварцевых, и карбонатных мелководных осадков с большим количеством основных лав, туфов и туфобрекчий; нередко также силлы габбро-диабазов. Эти отложения несогласно перекрывают древний кристаллический фундамент, слагая крупные мульдообразные синклинали.

Нетрудно видеть, что среднепротерозойские отложения Кольского полуострова весьма близки к среднему протерозою Карелии. Как и последний, они несут в себе отдельные признаки образований различных геотектонических классов неогей - платформенных, орогенных и, в меньшей степени, геосинклинальных. Естественно, что их нельзя (да и не нужно) полностью сопоставлять с каким-либо одним классом структур. Именно эта тектоническая гетерогенность, если можно так выразиться, и является одним из главных признаков древнейших образований платформенного типа - протоплатформенных отложений восточной части Балтийского щита.

Несмотря на исследования Баклунда (Backlund, 1937) и Л.Я.Харитоновой (1960), долгое время считалось, что в западной части Балтийского щита нет возрастных аналогов ятулия. При работе над "Тектонической картой Евразии" нам удалось показать, что карелиды, свекофениды и готиды являются синхронными образованиями разных структурных зон (Палей, 1963). При этом при описании ятулийских отложений, по традиции отнесенных к области "верхнекарельской складчатости", подчеркивался платформенный характер их формаций и структур, что связывалось с размещением ятулийских отложений в краевой части карельско-свекофенской геосинклинальной области.

В 1966 г. на Киевском международном симпозиуме по докембрию был выдвинут тезис о протоплатформенной сущности готских серий (Палей, 1970). Последние развиты на архейско-нижнепротерозойском массиве, расположенном в южной Швеции, к югу от области центрального Норланда. Собственно готские супракрустальные серии — омель, вестервик, ветланд, вестано, рамсберг и "порфиры Смоланд" отлагались на этом массиве после длительного периода денудации и образования коры выветривания. Остатки каолиновой коры выветривания описаны Магнуссоном (Magnusson, 1929) в районе оз. Венери, где они залегают на пенепленизированной поверхности доготских гнейсов, подстилающих серию омель. Эта серия состоит из кварцитов, конгломератов и вулканических пород, варьирующих по составу от основных до кислых. Среди вулканических пород преобладают лавы, встречаются также туфы и агломераты. В кварцитах, благодаря наличию тонких слоечков гематита, отчетливо видна косая слоистость. Породы серии омель слагают простую синклинальную складку меридионального простирания и прорваны дифференцированной серией гранитоидов, образующих пластинообразную интрузию в ядре синклинали.

Серии вестервик, ветланд и вестано расположены в юго-восточной части Швеции, среди обширного поля гранитов смоланд. Готские серии несогласно перекрывают нижнесвекофенские граниты и гнейсы. В них преобладают кварциты и конгломераты; в кварцитах серии вестервик нередко наблюдается косая слоистость и знаки ряби, встречаются также мелкие прослои гематита и магнетита. Наряду с чистыми кварцитами имеются их полевошпатовые разности и слюдяные сланцы с андалузитом и силлиманитом. В серии ветланд, кроме кварцитов, присутствуют также известняки, основные лавы и туфы. Серия вестано отличается значительным количеством слюдяных сланцев и слюдяных кварцитов; вулканогенные породы в ней представлены сильно метаморфизованными дацитовыми туфами.

Аналогичное строение имеет и расположенная севернее, в районе Хагфорса, серия рамсберг. Она состоит из грубых кварцитовых конгломератов, аркозов с конгломератовыми прослоями и полосчатых кварцитов, переслаивающихся со слюдяными сланцами и бедными железными рудами.

Под названием "порфиры смоланд" в юго-восточной Швеции выделяются остатки обширного покрова, представленного кислыми лавами с подчиненным количеством туфов и агломератов. Эта вулканогенная серия перекрывает как эффузивно-осадочные отложения серий ветланд и вестервик, так и свекофенские граниты и гнейсы.

Готские супракрустальные серии прорываются гранитами смоланд, верmland и омель-кропфейол, представляющими собой сложную дифференцированную серию гранитоидов. Эта серия начинается габбро и диоритами и содержит как собственно граниты, так и гранодиориты и тоналиты. Гранитоиды весьма близки гранитам рапакиви не только по структуре, но и по составу и условиям залегания; для них наиболее характерна пластинообразная и лакколитовая форма интрузий. Эти граниты, также как и готские осадочно-вулканогенные серии, с размывом перекрываются платформенными отложениями иотния.

Такая же последовательность геологических событий наблюдается и севернее области так называемых готид, в провинции Даларна. Складчатые сооружения ранних свекофенид также перекрываются эффузивно-осадочными отложениями, разделяющимися на две серии — нижнюю и верхнюю дала, которые Магнуссон (Magnusson, 1965) совершенно справедливо сопоставляет с готскими сериями.

На основе изложенного можно заключить, что готские отложения и их аналоги представляют собой весьма своеобразный комплекс отложений, имеющий целый ряд платформенных черт. К ним прежде всего относится обилие в этих отложениях продуктов глубокого химического выветривания доготского субстрата — кварца и каолина, обычно метаморфизованного до мусковита. Об эпиконтинентальном характере осадконакопления свидетельствуют также многочисленные знаки ряби, косая слоистость, небольшая мощность этих отложений и пологое, местами даже горизонтальное (Högbom, 1910) залегание. В то же время они, несомненно, обладают и некоторыми особенностями отложений орогенного класса, что дало основание А.А. Богданову (1967) рассматривать их в качестве вулканогенной малассы. К этим особенностям относится также широкое развитие грабеннообразных структур, значительное количество кислых эффузивов, коагматичных порфириформных гранитам, и присутствие кислых туфов и агломератов типа игнимбритов. Тем не менее А.А. Богданов не считал возможным относить готский комплекс к орогенным образо-

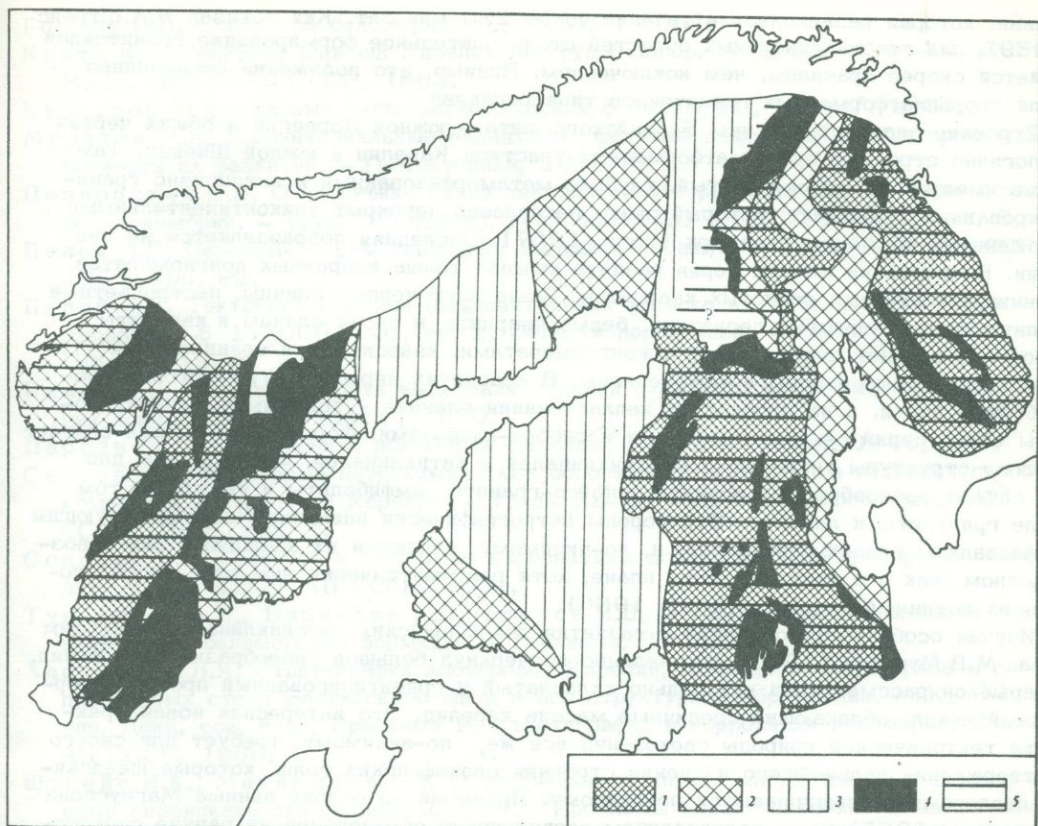


Схема размещения протоплатформенных образований

1 - современные контуры областей ранней (архейско-нижнепротерозойской консолидации); 2 - современные контуры областей нижнепротерозойской складчатости и метаморфизма; 3 - среднепротерозойская геосинклиальная область; 4 - среднепротерозойские протоплатформенные образования (осадочные, вулканогенные и интрузивные); 5 - предполагаемая область развития среднепротерозойских протоплатформенных образований

ваниям свекофенид, совершенно справедливо придавая ему самостоятельное значение. В целом этот комплекс существенно отличается от мощных терригенных толщ геосинклиальной области центрального Норланда, хотя эти толщи занимают такое же стратиграфическое положение: они несогласно перекрывают складчатые сооружения ранних свекофенид и, по-видимому, являются одновозрастными с комплексом готских отложений. Этот комплекс, по нашему мнению, следует рассматривать как протоплатформенные образования, синхронные с геосинклиальными толщами поздних свекофенид. С таким выводом хорошо согласуется характер магматизма "готид" - готские гранитоиды по всем признакам относятся, к согласно классификации Ю.А.Кузнецова (1964), к ряду габбро-гранитных формаций ранних этапов развития древних платформ, а именно к формации рапакиви. Эта формация развивалась в период интенсивного проявления магматизма на всей территории Балтийского щита, в период завершения геосинклиального развития поздних свекофенид, который, как известно, датируется цифрами порядка 1700-1800 млн лет. Абсолютный возраст готских гранитоидов в восточной части области их развития характеризуется цифрами такого же порядка: 1750 и 1660 млн лет для смоландских гранитов, 1800 и 1760 млн лет для анорогенных, постранныесвекофенских гранитов Феллингсбро и Стокгольма и 1850, 1870 млн лет для порфириовидных гранитов дала (Magnusson, 1960). Сопоставление геолого-петрографических и радиометрических данных для всех этих гранитов не оставляет сомнения в том, что мы имеем дело с единой магматической формацией - формацией ра-

пакиви, которая развивалась в течение более 200 млн лет. Как показал Н.А.Штрейф (1969), для геосинклинальных областей столь длительное формирование гранитоидов является скорее правилом, чем исключением. Видимо, это положение справедливо и для протоплатформенных гранитоидов типа рапакиви.

Строение западной окраины Балтийского щита – южной Норвегии в общих чертах аналогично строению протоплатформенных участков Карелии и южной Швеции. Там также имеется сложноскладчатый, глубоко метаморфизованный и интенсивно гранитизированный фундамент, который резко несогласно перекрыт эпиконтинентальными отложениями формации Телемарк (Барт, 1967). Последняя подразделяется на две серии. В основании нижней серии развита мощная толща кварцевых конгломератов, сменяющаяся толщей слоистых кварцитов. Выше идут черные сланцы, пестроцветные филлиты, известковистые песчаники, белые кварциты и снова сланцы и кварциты. В составе верхней серии наряду с конгломератами, кварцитами и сланцами присутствуют карбонатные породы и кислые лавы. В кварцитах нередко встречаются волноприбойные знаки, а на плоскостях напластования сланцев – трещины усыхания. Породы обеих серий секутся диабазами и габбро-диабазам. Формация телемарк слагает простые структуры типа открытых синклиналей и антиклиналей. Фундаментом для нее служат разнообразные граниты, гнейсо-граниты, амфиболиты и гнейсы, в том числе гранулиты и лептиты. Эти породы петрографически идентичны соответствующим образованиям ранних свекофенид, и, по-видимому, являются их аналогами как в возрастном, так и в тектоническом плане, хотя радиометрически еще не удалось уловить их истинный возраст (Палей, 1966).

Изучая особенности строения и развития докембрийских геосинклинальных систем мира, М.В.Муратов (1970) справедливо подчеркнул большое своеобразие свекофенид, которые он рассматривал как сильно складчатый и гранитизированный протоплатформенный чехол, облекающий срединный массив карелид. Эта интересная новая трактовка тектонической природы свекофенид все же, по-видимому, требует для своего подтверждения дальнейшего изучения строения свекофенидских толщ, которые шведскими геологами рассматриваются по-разному. Принимая за основу данные Магнуссона (Magnusson, 1965), мы подразделяем свекофенидские образования на ранние свекофениды, в строении которых существенную роль играет лептитовая формация, и поздние свекофениды, имеющие миогеосинклинальный тип разреза. Последние, однако, значительно отличаются от среднепротерозойских отложений Карелии, Кольского полуострова, южной Швеции и южной Норвегии, в связи с чем нам представляется более правильным рассматривать поздние свекофениды в качестве геосинклинальных аналогов протоплатформенных образований Балтийского щита.

Заканчивая обзор древнейших платформенных отложений Балтийского щита, необходимо отметить, что их размещение (схема) имело закономерный характер, знаменуя собой процесс постепенного развития гранито-гнейсовой коры: протоплатформенные образования возникали в среднем протерозое на древнейших, наиболее консолидированных участках щита. При этом отдельные области развития протоплатформенных отложений, несомненно, имели свои индивидуальные черты – они различались по мощностям протоплатформенного чехла, специфике магматизма, интенсивности дислокаций. Еще большие различия выявляются при сравнении протоплатформенных образований разных щитов. Эти различия, очевидно, обусловлены особенностями строения фундамента, положением данной области в общей структуре земной коры. Изучение подобных особенностей позволит дать более углубленную характеристику обширного протоплатформенного класса структур, одним из частных примеров которого являются протоплатформенные образования Балтийского щита.

Литература

- Барт Т., Рейтан П. Докембрий Норвегии. В кн.: Докембрий Скандинавии. М., "Мир", 1967.
- Богданов А.А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. Вестн. МГУ, серия геол., 1967, № 1.
- Богданов Ю.Б., Воинов А.С., Негруца В.З. Некоторые особенности распределения зон регионального метаморфизма в Карелии. В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970.

- Горлов Н.В. Структура беломорид. М., "Наука", 1967.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. - Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций М., "Недра", 1964.
- Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. - Геотектоника, 1970, № 2.
- Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. - Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5.
- Палей И.П. Основные черты тектоники Балтийского щита. - Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 92.
- Палей И.П. Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1:5000 000), гл. 2. Области дорифейских складчатостей. М., "Наука", 1966.
- Палей И.П. О правомерности выделения готской складчатости. В кн.; Геохронология докембрия. М., "Наука", 1970.
- Парфенов Л.М. Тектоника докембрия Евразии. - Геол. и геофиз., 1970, № 8.
- Светов А.П. Некоторые петрохимические особенности ятулийского вулканического комплекса центральной Карелии. - Труды Ин-та геол. Карельского фил. АН СССР, 1968, вып. 1.
- Соколов В.А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Горлов Н.В. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций. - Геохимия, 1970, № 3.
- Харитонов Л.Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное обрамление. МГК. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. Изд-во АН СССР, 1960.
- Штрейс Н.А., Макарычев Г.И. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. В кн.: "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., "Наука", 1969.
- Bucklund H. G. Die Umgrenzung der Svekofen niden. - Bull. Geol. Inst. Upsala, 1937, 23.
- Hogbom A. G. Pre-Cambrian geology of Sweden. - Bull. Geol. Inst. Upsala, 1910, v.10.
- Magnusson N. H. Gillbergaskalens byggond (The gillberga syncline). - Sver. geol undersokn Arsbok, 1929, Bd. 23 (5), N 360.

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Проблема строения и возраста складчатого фундамента является одной из наиболее сложных и трудных задач тектоники древних платформ. Между тем решение ее имеет большое значение для познания специфики развития земной коры в докембрии, а также для решения основных вопросов сравнительной тектоники древних платформ. Успехи изучения геологии докембрия шитов Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ (Кратц и др., 1964; Богданов, 1967, 1969; Кинг, 1967; Стоквелл, 1967; Goodwin, 1968; Кратц, Лобач-Жученко, 1970; Павловский, 1970; и др.) позволили изучить многие особенности общего стиля тектоники и региональной геофизической характеристики складчатых докембрийских комплексов этих древних платформ. В изучении строения их фундамента очень большую роль за последние 10-15 лет сыграли геофизические исследования (особенно аэромагнитная съемка). Вместе с тем лишь при комплексном анализе геофизических данных совместно с данными о геологии докембрия шитов древних платформ возможно построение достаточно обоснованных схем внутреннего строения фундамента последних.

В настоящее время становится все более очевидным, что изучение внутреннего строения фундамента платформ является важнейшим связующим звеном для понимания соотношений между глубинным строением земной коры в целом и структурой платформенного чехла, т.е. для проблемы соотношения глубинной и поверхностной структуры древних платформ вообще.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Восточно-Европейская (Русская, или Европейская) платформа является классическим, наиболее полно изученным тектонотипом древних платформ. Составление и комплексный анализ материалов региональных геофизических исследований и данных бурения и геологии докембрия шитов на примере Восточно-Европейской платформы, одной из крупнейших структур земной коры, имеет важное методическое значение для решения основных проблем сравнительной тектоники древних платформ.

Классическими ранними исследованиями такого рода являются основополагающие работы А.Д. Архангельского (Архангельский и др., 1937) и Н.С. Шатского (1946).

В последующие годы анализ данных геофизических съемок и бурения на платформе с целью установления особенностей основных тектонических структур фундамента проведен Э.Э. Фотиади (1958), Т.Н. Симоненко и М.М. Толстихиной (1968), автором (Гафаров, 1963), а также В.Н. Зандером и др. (1967). Весьма важные обобщения о строении и составе фундамента Русской плиты были выполнены в течение ряда последних лет А.А. Богдановым (1967), Л.А. Вардьянцем (Геологическая карта..., 1966), М.М. Веселовской (1963), К.О. Кратцем и др. (1970), М.В. Муратовым (1966, 1970), Н.В. Неволиным и др. (1968), автором (Гафаров, 1970) и др.

Современный период изучения тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы характеризуется грандиозным размахом геолого-геофизических исследований. Характерные их черты — комплексность, детальность и стремление к выяснению глубинной тектоники земной коры в целом. Восточно-Европейская платформа на большой площади (хотя и весьма неравномерно) изучена бурением; многие из скважин (общее число их достигает 50 000) вскрыли фундамент. На платформе осуществлена также съемка разнообразными геофизическими методами (в том числе сейсморазведкой). В то же время малоизученными бурением остаются области Мезенской и Кандалакшской впадин, некоторые районы Московской синеклизы, Притиманья, область Большеземельской тундры и др. Материалы бурения позволяют в настоящее время составлять геологические и петрографические карты фундамента территории КМА, многих

районов Волго-Уральской области, Белоруссии, Прибалтики и др. Вместе с разнообразными геофизическими данными они служат основой широких обобщений о составе, строении и возрасте фундамента Восточно-Европейской платформы. Большая работа по составлению макета внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы для второго издания Международной тектонической карты Европы проводилась, начиная с 1965 г., большим авторским коллективом (С.В. Богданова, Б.В. Бондаренко, Р.А. Гафаров, В.Н. Гладкий, В.А. Дедеев, Ю.С. Зайцев, А.Н. Козловская, Э.П. Куузик, Т.А. Лапинская, А.Ф. Лунц, Н.В. Неволин, Н.К. Озолин, П.Я. Сувейдис, М.В. Чирвинская и др.) под руководством А.А. Богданова и К.О. Кратца. Сводка и обобщение разнообразных геолого-геофизических данных были проведены автором. Кроме того, по территории Польши были использованы материалы В. Рьки (Рука, 1964), по ГДР — Р. Лаутербаха (Lauterbach, 1959), различные магнитные карты Финляндии, Швеции и Норвегии, сравнительно детальные магнитные карты Польши и ГДР, а также материалы магнитных съемок Балтийского и Северного морей. Не имея возможности провести детальный анализ использованного нами обширного геолого-геофизического материала о строении фундамента платформы, ограничимся лишь выводами, которые положены в основу наших построений.

Общая характеристика фундамента

Докембрийский фундамент платформы весьма неоднороден по возрасту и составу. Он выступает на дневную поверхность лишь в пределах Балтийского и Украинского щитов, а также на Тимане и полуостровах Канине, Рыбачьем, Варангере. В пределах же всей обширной Русской плиты фундамент (за исключением выходов гранитов на р. Дон у Павловска и Богачур) покрыт осадочным чехлом, но в настоящее время подсечен уже многими глубокими скважинами. В пределах Балтийского щита широко развиты в той или иной степени метаморфизованные складчатые комплексы архейского и нижне-среднепротерозойского возраста, а также разнообразные и разновозрастные интрузии, образующие ряд тектонических зон. В восточной части Балтийского щита выделяются Карельская и Кольская зоны карельской складчатости, разделенные Беломорским массивом (беломоридами). Возраст беломорид определяется в 2600–2700 млн лет и около 3000 млн лет по основным породам (Герлинг и др., 1965; Кратц и др., 1970). Наиболее характерной чертой Беломорского массива являются сложные часто куполовидные, глубинные структурные формы гнейсов, купола, овалы различной ориентировки, выделяющие его среди линейных складчатых зон карелид. Карельская и Кольская зоны карелид отличаются сложным и многоярусным строением. В их пределах прослеживаются полосы синклинирных структур, сложенных дислоцированными осадочно-вулканогенными породами нижнего и среднего протерозоя (ранние и поздние карелиды, соответственно 2600–2000 и 2000–1750 млн лет), и разделяющие их крупные антиклинальные поднятия архейских и нижнепротерозойских гранито-гнейсов и гранитоидов (кольская серия).

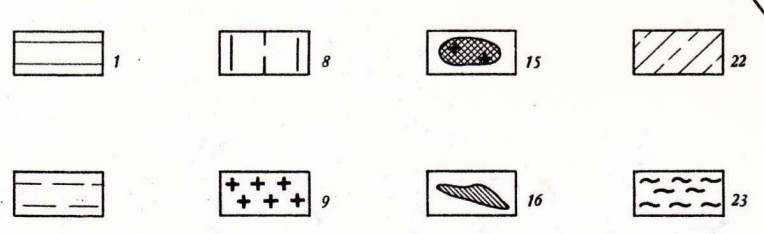
Вопрос о тектоническом положении этих древних комплексов в составе Карельской и Кольской зон карелид в настоящее время является наиболее сложной проблемой геологии Балтийского щита. Радиометрические цифры возраста (более 2600 млн лет для гранито-гнейсов) указывают, по мнению многих исследователей (Кратц, Лобач-Жученко, 1970) на неполную и неравномерную переработку фундамента складчатых зон карелид. При этом поднятия гранито-гнейсов и гранитоидов обычно рассматриваются либо как крупные антиклинории, либо как обширные внутренние срединные массивы. Общей особенностью этих древних комплексов карелид является линейный характер складчатых структур с выдержанным северо-западным простираем. Структурные и радиометрические исследования последних лет указывают на активное участие этих комплексов в складчатости и крупных надвигах совместно с нижнепротерозойскими комплексами. Это противоречит идее о наличии стабильных архейских массивов в основании складчатых зон карелид. Сложные полиметаморфические комплексы, включающие как породы гранулитовой фации архея, так и нижнего протерозоя, слагают центральные части Карельского и Кольского геосинклинальных поясов, представляя крупные осложненные надвигами геантиклинальные поднятия.

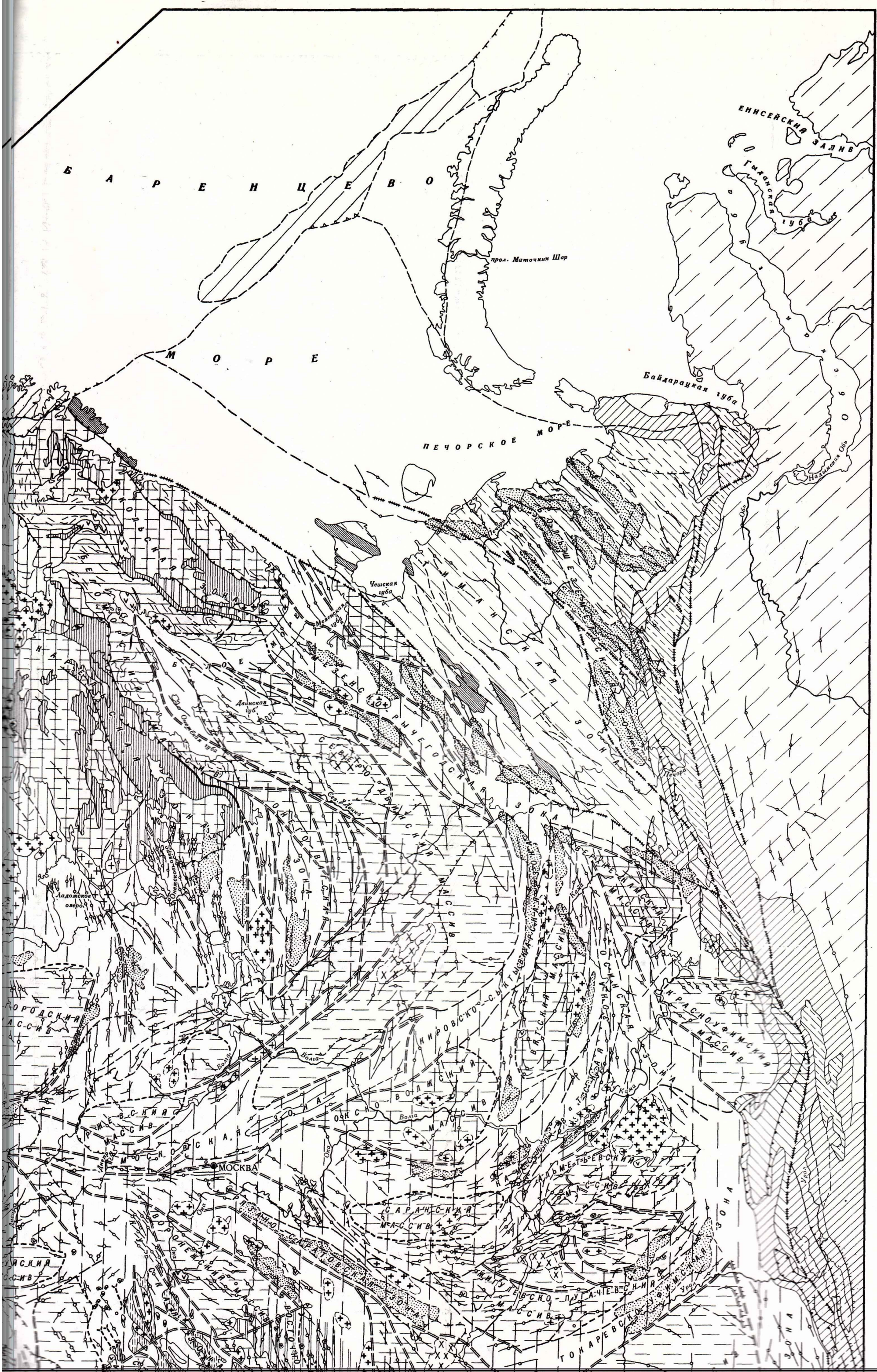
В центральных и западных частях Балтийского щита (Южная Финляндия и Швеция) выделяется складчатая система свекофенид, сложенных мощным комплексом гнейсов и сланцев (лептитовая формация), которые синхронны с карелидами в пределах 1750–1800 млн лет (Кратц, Лобач-Жученко, 1970). В целом это хорошо выраженная эвгеосинклинальная (лептитовая) формация, пронизанная крупными массивами синорогенных гранитов. При этом, в отличие от зон карелид, в пределах области свекофенид древние массивы пока не выделены. Для этой складчатой зоны характерны сложно изгибающиеся простирания структур, огибающие крупнейшие массивы гранитоидов (Богданов, 1967). В окраинной юго-западной части Балтийского щита, области Южной Швеции, развиты образования готского комплекса (1700–1900 млн лет), представленные, с одной стороны, различными гранитами, часто типа рапакиви, а с другой – толщами осадочно-вулканогенных пород. Цифры возраста порядка 800–1000 млн лет в этой части щита, по-видимому, отмечают лишь возраст гранитизации и метаморфизма свекофенидских комплексов.

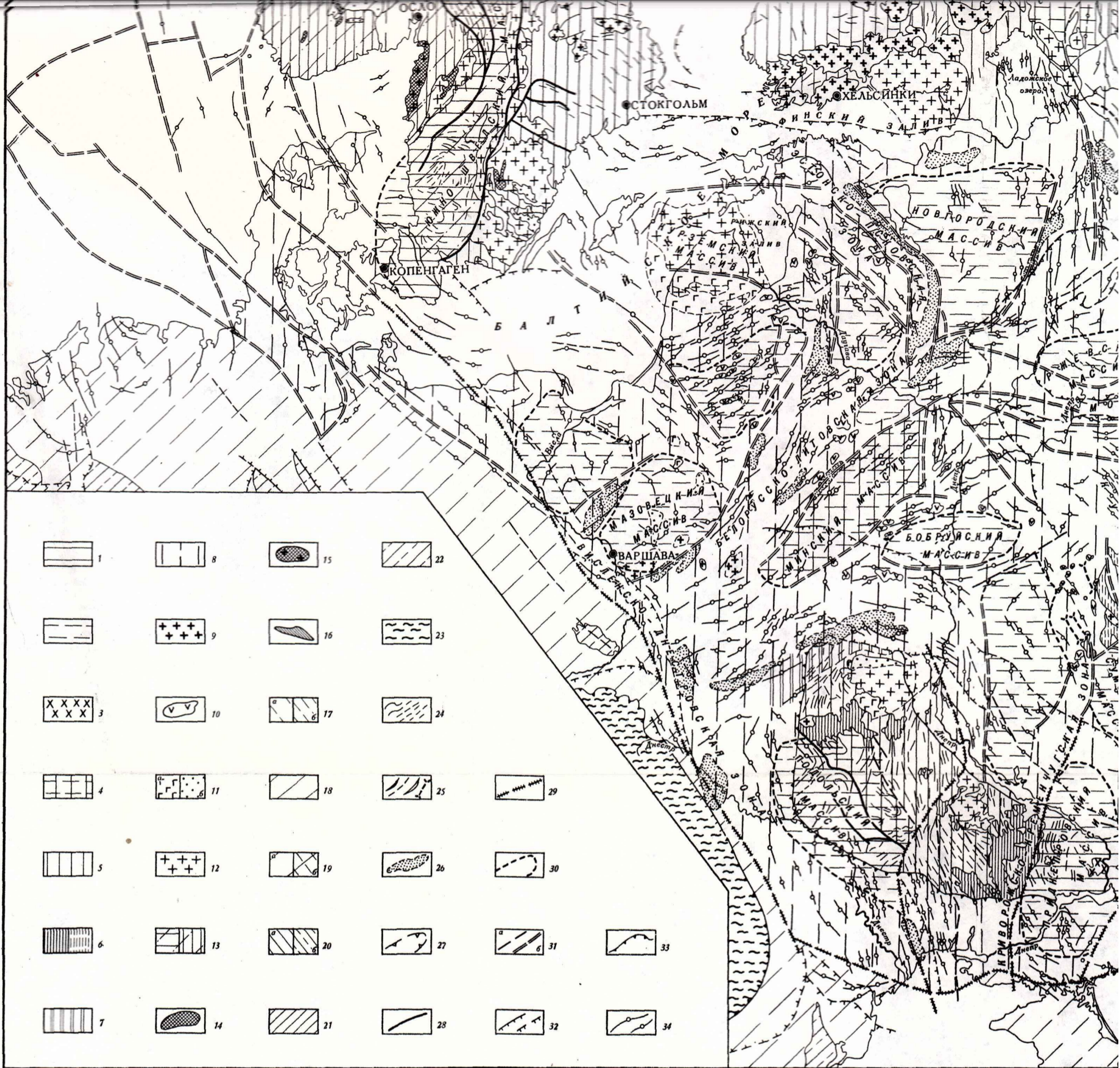
В составе докембрия Украинского щита выделяются (Семененко, 1964) архейские образования (конско-верховцевская и бугская серии) с возрастом 2600–3600 млн лет, образующие древние ядра (днеприды) в составе области криворожской (свекофенно-карельской) складчатости. Наиболее крупными являются Приднепровский массив, сложенный эффузивно-осадочной конско-верховцевской серией с возрастом около 3–3,6 млрд лет, а также Подольский массив, образованный гнейсами бугской серии (2,6 млрд лет). Ниже- и среднепротерозойские образования представлены теретерской (2100–2600 млн лет) и криворожской (1700–2100 млн лет) сериями. Раннепротерозойские складчатые образования (аналоги ранних карелид Балтийского щита) наиболее широко распространены в пределах Украинского щита и выражены узкими линейными складками с преобладающим северо-западным простиранием.

В центральных районах Украинского щита, в Среднем Приднепровье, ярко выделяются линейные субмеридиональные полосы распространения железисто-кремнистых и вулканогенных формаций криворожской железорудной серии (1700–2000 млн лет), приуроченной к узким синклинорным зонам. Среди них выделяется по величине вытянутая в меридиональном направлении Криворожско-Кременчугская зона, которая ограничивается с запада крупным глубинным надвигом. В северо-западной части Украинского щита развиты осадочно-вулканогенные отложения овручского комплекса (1300–1500 млн лет) и граниты типа рапакиви (Коростенский плутон), которые уверенно сопоставляются с готским комплексом Балтийского щита (Богданов, 1967).

Обширные петрографические и геохронологические исследования фундамента Русской плиты по керну скважин (Геологическая карта..., 1966; Веселовская, 1963) позволили произвести стратиграфическое и структурное расчленение фундамента на ряд складчатых комплексов. Архейский комплекс представлен биотитовыми, амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами, а также основными кристаллическими сланцами, часто многократно гранитизированными, мигматизированными и дифторически переработанными. Характерно широкое развитие в составе комплекса пород чарнокитовой серии и, наконец, повсеместное присутствие биотит-гранат-силлиманитовых или кианитовых плагиогнейсов и сланцев, часто с значительным содержанием графита. Типичным представителем архейского комплекса является обоянская серия биотитовых, гранат-биотитовых и амфиболовых гнейсов КМА, а также выделенные Т.А. Лапинской и С.В. Богдановой в 1970 г. в составе фундамента Волго-Уральской области отрядненская толща основных кристаллосланцев и плагиогнейсов с подчиненными телами ультрабазитов и габброидов и более молодая черемшанская толща высокоглиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов. Протерозойские образования в фундаменте плиты весьма разнообразны и труднее сопоставимы. В центральных и восточных частях Русской плиты для нижнего протерозоя, как отмечают Т.А. Лапинская и С.В. Богданова, характерны турмалинсодержащие слюдястые, серицитовые сланцы и кварцито-сланцы, аналоги которых можно найти в различных свитах курской серии КМА. К типоморфным образованиям раннего протерозоя относятся железорудные толщи курской серии (а также криворожской, гимольской, тундровой – на Украинском и Балтийском щитах). Курская железорудная серия в пределах КМА слагает ряд синклинорных полос северо-западного простирания. По степени регионального метаморфизма и формационным признакам (присутствие метабазитов и железистых кварцитов) с курской серией и другими сериями нижнего протерозоя вполне сопоставима сармановская се-







Карта внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы (составил Р.А. Гафаров, 1971 г.).

Области досвекофенно-карельских складчатостей (древнее 2600 млн лет): 1 - досвекофенно-карельский складчатый комплекс или его аналоги (беломорский комплекс Балтийского щита и др.); 2 - досвекофенно-карельские массивы и их аналоги под платформенным чехлом или под морем; 3 - досвекофенно-карельские гранитоиды.

Области свекофенно-карельской складчатости и ее аналогов (2600-1750 млн лет): 4 - досвекофенно-карельские и подобные им массивы, переработанные свекофенно-карельской складчатостью; 5 - свекофенно-карельский комплекс западной части Балтийского щита и его аналоги; 6 - ранние свекофенно-карелиды (восточная часть Балтийского щита, 2600-2100 млн лет); 7 - поздние свекофенно-карелиды (восточная часть Балтийского щита, 2100-1750 млн лет); 8 - нерасчлененный свекофенно-карельский комплекс и его аналоги под платформенным чехлом или под морем, а также надвигами западного склона Урала; 9 - свекофенно-карельские гранитоиды; 10 - основные и ультраосновные интрузии.

Готский комплекс (1750-1200 млн лет): 11 - субсеквентный магматический комплекс (а) и орогенические формации Восточно-Европейской платформы (б) (в том числе иотнийская формация Балтийского щита, вольно-овручский комплекс Украины - 1200 млн лет, эффузивно-осадочная моласса Смоланда и Дала); 12 - готские гранитоиды.

Дальсландский комплекс (1200-850 млн лет): 13 - додальсландские массивы, переработанные дальсландской складчатостью; 14 - дальсландский комплекс

юго-западн
тоиды (мас

Област
складчатый

(а), эвгеос

Област

Област

расчлененн

переработан

морем; 20

вития миоге

ций; 21 -

иды нерасч

Област

чатые компл

линия - под

налей (пер

ры зеленока

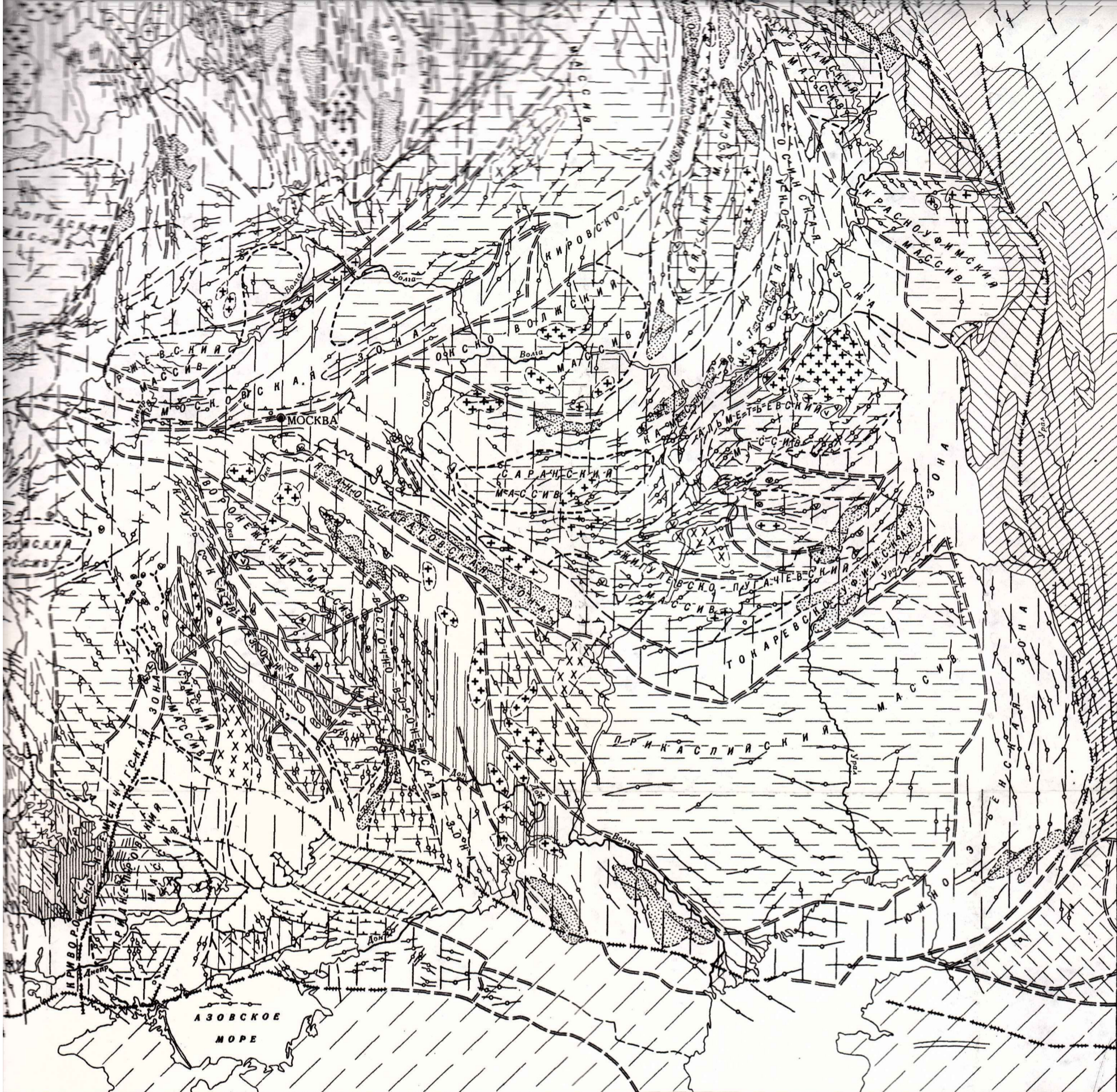
прогибов пл

29 - глуби

границы мас

платформ: а

фронт шарья



тавил
 0 млн
 мор-
 и их
 не гра-
 (2600-
 ютан-
 с запад-
 восточ-
 арели-
 нный
 под
 гра-
 ческий
 (в том
 нны -
 гра-
 е мас-
 екс

юго-западной части Балтийского щита; 15 - дальсландские и аналогичные им гранитоиды (массив Бохус и др.).
 Области байкальской складчатости (850-550 млн лет): 16 - рифейский складчатый фундамент, выступающий на поверхность; 17 - миегеосинклиальная зона (а), эвгеосинклиальная зона (б) байкалид под платформенным чехлом или под морем.
 Области каледонской складчатости: 18 - складчатые зоны каледонид.
 Области варисийской (герцинской) складчатости: 19 - палеозонды нерасчлененные (а), древние массивы (байкальского и не установленного возраста - б), переработанные палеозойскими складчатостями под платформенным чехлом или под морем; 20 - выступы древних структур (R-Cm в ядрах антиклинорий; а - зона развития миегеосинклиальных формаций, б - зоны развития эвгеосинклиальных формаций; 21 - нижний и верхний структурные ярусы нерасчлененные (O-C₁); 22 - варисиды нерасчлененные.
 Области альпийской складчатости: 23 - нерасчлененные альпийские складчатые комплексы. Тектонические структуры: 24 - общие простирания (прерывистая линия - под платформенным чехлом и на дне моря); 25 - оси антиклиналей и синклиналей (прерывистая линия - под платформенным чехлом и на дне моря); 26 - контуры зеленокаменных прогибов под платформенным чехлом; 27 - контуры рифейских прогибов платформенного чехла; 28 - разрывные нарушения не установленного типа; 29 - глубинные разломы, включая краевые швы, ограничивающие платформы; 30 - границы массивов (ядер ранней консолидации и др.); 31 - разломы в фундаменте платформ: а - проникающие в чехол, б - не захватившие чехол; 32 - сбросы; 33 - фронт шарьяжей (границы тектонических покровов); 34 - оси магнитных аномалий

рия мелкозернистых амфиболитов и актинолитовых сланцев, выделенная в Волго-Уральской области Т.А. Лапинской и С.В. Богдановой.

В фундаменте восточной части Воронежской антеклизы прослеживается зона развития среднепротерозойских складчатых толщ воронцовской серии (Зайцев и др., 1970), сложенной диабазами, порфиритами, амфиболитовыми сланцами, туфогенными песчаниками и сланцами. Породы воронцовской серии с возрастом 1750–2000 млн лет (поздние свекофенно-карелиды) прорываются микроклиновыми и плагиоклаз-микроклиновыми синтетектоническими гранитами. Обособленность этого тектонического комплекса фундамента подчеркивается обильным развитием в его составе посторогенных интрузий основных и ультраосновных никиленосных пород. К воронцовской серии относятся также непосредственно продолжающие Восточно-Воронежскую зону сланцы Волгоградского Поволжья.

Становление фундамента Восточно-Европейской платформы было связано не только с развитием складчатых систем свекофенно-карелид, но и с процессами широкого и одновременного проявления гранитизации и переработок диафорического типа. Наиболее широко распространенные значения радиометрического возраста в породах фундамента (порядка 1800–2000 млн лет) соответствуют периоду интенсивной карельской гранитизации фундамента (Неволин и др., 1968). В готскую эпоху (1200–1700 млн лет) раздробление и глыбовые движения фундамента с внедрением гранитоидов платформенного типа резко проявились на западе платформы (Варданянц, Тихомиров, 1970), а на востоке ее формировались наиболее ранние авлакогены (Богданов, 1967).

Внутреннее строение фундамента

Строение и состав фундамента платформы отражаются гравитационными и особенно магнитными аномалиями различного типа.

Магнитное поле Восточно-Европейской платформы характеризуется развитием обширных областей мозаичных аномалий, разделенных и опоясанных зонами полосовых максимумов и минимумов. Важно отметить, что аномальные магнитные поля Балтийского и Украинского щитов и Русской плиты принципиально сходны, и развитые в их пределах зоны мозаичных и полосовых магнитных аномалий коррелируются между собой. Область байкалитид Тимана и Большеземельской тундры отличается иным типом магнитного поля (системой полосовых минимумов и максимумов единого северо-западного простирания). Выделение различных типов магнитных полей Восточно-Европейской платформы уже давно рассматривается многими исследователями как основание для расчленения ее фундамента на ряд разновозрастных комплексов. Изучение региональной геофизической характеристики основных складчатых зон и массивов Балтийского и Украинского щитов целиком подтвердило эти методические положения и создало возможность экстраполяции установленных закономерностей в пределах Русской плиты.

Области с мозаичным строением магнитного поля при этом выделяются в качестве древних массивов более ранней консолидации (дохарельские ядра), а обтекающие их сложно ветвящиеся системы полосовых аномалий – как зоны более молодой карельской складчатости. Успехи разработки методики геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий (разнообразные трансформации геофизических полей, пересчеты в верхнее и нижнее полупространство, построение карт магнитных пород и т.д.) в комплексе с данными бурения позволяют в настоящее время более обоснованно заметить основные черты тектоники фундамента платформы (карта).

Балтийский щит

Основные складчатые зоны докембрия Балтийского щита вырисовываются в региональных магнитных и гравитационных полях. В пределах восточной части Балтийского щита выделяется ряд зон аномального магнитного поля, соответствующих Кольской и Карельской складчатым системам карелид и Беломорскому массиву архея.

Выделяющиеся в пределах Кольской зоны Печенгско-Варзугский и Кольско-Кейвский синклиналии, а также ограничивающие их Центрально-Кольский антиклинарий и Мурманский массив прослеживаются в магнитном поле в виде систем аномалий той или иной интенсивности. В пределах Печенгско-Варзугского синклиналии в магнитном поле вырисовываются Печенгский и Имандра-Варзугский зеленокаменные прогибы, весьма сходные как по составу слагающих их вулканогенно-осадочных формаций, так и по особенностям глубинного строения. Оба прогиба характеризуются, по данным ГСЗ (Литвиненко, 1968), моноклиналильным чешуйчатым строением и сформировались в зоне глубинного надвига непосредственно на поверхности "базальтового" слоя (коре океанического типа).

В составе Кольско-Кейвского синклиналии особенно отчетливо выделяется большой Кейвский магнитный максимум. Как показывают результаты пересчетов в верхнее полупространство, аномальный фон Кейвского максимума обусловлен глубинными факторами, вплоть до неоднородностей в верхней мантии, залегающей здесь на глубине всего 30-33 км (Литвиненко, 1968).

Мурманский массив архейских гнейсов, амфиболитов и гранодиоритов, в отличие от других антиклинариев Кольской зоны, характеризующихся пониженными магнитными полями, отличается крупными полосовыми аномалиями (Мурманская и др.). Последние не могут быть связаны с немагнитными архейскими гнейсами и гранитоидами, выходящими на поверхность, и обусловлены, судя по расчетам глубин до магнитных масс, складчатыми комплексами на глубинах около 1-2 км. По-видимому, полосовые магнитные аномалии отражают здесь комплексы карелид, погребенные под маломощным тектоническим покровом пород архея.

Беломорский массив гнейсов очерчивается пониженным мозаичным магнитным полем и региональным максимумом силы тяжести, которые отражают сложные куполовидные формы слагающих его архейских образований, частью "омоложенных" и переработанных в ранние фазы карельской складчатости (1950-2200 млн лет; Герлинг и др., 1965). Как показывают новые геолого-геофизические данные, границы Беломорского массива с Кольской и Карельской зонами карелид выражены крупнейшими в восточной части Балтийского щита глубинными разломами, наклоненными на юго-запад (Шуркин, 1968).

Складчатая зона карелид Карелии отображается системой полосовых максимумов и минимумов магнитного поля. Интенсивными линейными магнитными максимумами с резкими градиентами фиксируются осадочно-вулканогенные и железорудные серии ранних карелид (гимольская и др.), слагающие ряд крупных синклиналиев (Восточно-Карельский, Западно-Карельский и др.), характеризующихся сложным чешуйчато-моноклиналильным строением (Новикова, 1969). Вдоль глубинного надвига на границе Карельской зоны и беломорид прослеживается мощная зона бластомилонитов и расчленения. Общий наклон чешуйчатых моноклиналей (Восточно-Карельский и др.) к юго-западу указывает на надвиги карелид в сторону Беломорского массива. Судя по радиометрическим данным (Шуркин, 1968), время заложения и формирования чешуйчатых структур связано с наиболее ранними стадиями развития карелид, которые, видимо, характеризовались корой океанического типа.

В области свекофеннид южной части Финляндии и Швеции (Кратц и др., 1964) Центрально-Финляндский массив древних гнейсов и разновозрастных гранитоидов отображается пониженным мозаичным магнитным полем. Складчатые полосы свекофеннид, обрамляющие массив, фиксируются системами полосовых магнитных максимумов, которые продолжают к западу на соединение со свекофеннидами Средней Швеции. Синклиналильные зоны свекофеннид Швеции, опоясывающие массивы гранитоидов, четко фиксируются полосами магнитных максимумов, которые особенно интенсивны на севере над железорудными толщами серии Кируна.

Массив древних серых и красных гнейсов юго-западной Швеции, характеризующийся куполовидными формами и подвергшийся глыбовому дроблению (Кратц и др., 1964), отображается в целом пониженным мозаичным магнитным полем. По своей характеристике в магнитном поле он является аналогом Беломорского массива.

Таким образом, крупные массивы гнейсов архея Балтийского щита (Беломорский, Центрально-Финляндский, Южно-Шведский и др.) характеризуются пониженным мозаичным магнитным полем и выделяются среди опоясывающих складчатых зон свекофенно-карелид с их протяженными системами полосовых максимумов и минимумов.

Очень важным и интересным является установление того факта, что зоны магнитных аномалий всей западной части шита (в области свекофеннид, массива гнейсов Швеции и юго-западного района Норвегии) распространяются с тем же простиранием, не меняя своего характера, в пределы зоны каледонид Норвегии. Таким образом, каледониды не находят отражения в магнитном поле. Аномалии магнитного поля в их пределах отражают состав и строение складчатых комплексов докембрия западной части шита, перекрытых покровами каледонид и выступающих на поверхность в многочисленных тектонических окнах. Как теперь установлено, зона каледонид Норвегии буквально испещрена "окнами" докембрия. Изучение магнитных аномалий позволяет коррелировать их внутреннее строение с зонами западной части шита. Таким образом, северо-западная граница и окраина платформы в значительной степени перекрыты норвежскими каледонидами. Размах горизонтальных перемещений каледонских складчатых сооружений достигает 100-150 км на всем протяжении.

Русская плита

На простирании складчатых зон и массивов докембрия Балтийского шита в пределах Русской плиты прослеживаются, по геофизическим данным (аэромагнитной съемки) и бурения, линейные складчатые зоны и крупные угловатые массивы фундамента.

Прямым продолжением линейных магнитных аномалий Кольской зоны карелид служат ярко выделяющиеся полосовые магнитные максимумы и минимумы Мезенско-Вычегодской зоны, коррелирующиеся с антиклинориями и синклинориями Кольской зоны и связанные, очевидно, с вулканогенно-осадочными образованиями погребенной складчатой системы карелид (Гафаров, 1963). В составе зоны наиболее ярко выделяется Предтимаанская система больших магнитных максимумов, располагающихся на простирании Кольско-Кейвского синклинория Кольской зоны.

На юго-восточном продолжении Беломорского массива, в бассейне р. Северной Двины, выделяется область пониженного мозаичного магнитного поля, очерчивающая, по-видимому, крупный гетерогенный массив архея. Архейские гранатовые гнейсы и амфиболиты вскрыты в его пределах в ряде пунктов. На простирании Карельской складчатой зоны прослеживаются дугообразные Онего-Вагская и Валдайская погребенные зоны карелид, обращенные выпуклостью на восток и прилегающие с севера к Московской зоне. Они отличаются интенсивными полосовыми аномалиями магнитного поля, и, по-видимому, включают в себя ряд линейных блоков архейских гнейсов, разделенных крупными синклинориями.

К юго-востоку от Финского залива выделяется Новгородская область пониженного мозаичного магнитного поля, которая очерчивает погребенный массив гнейсов архея и широко развитых в его пределах микроклиновых гранитов (Гафаров, 1963). На юго-востоке и юго-западе Новгородский массив ограничивается Валдайской и Псковской зонами карелид с полосовыми магнитными аномалиями. Дугообразная Псковская зона прилегает по простиранию к Белорусско-Литовской зоне погребенных карелид. Породы карельского комплекса вскрыты в пределах последней во многих пунктах.

Белорусско-Литовская зона обрамляет с юго-востока целый ряд небольших массивов архея, выделяющихся в пределах Прибалтики (Даугавпилский, Паневежский) и на северо-востоке Польши, где они разделяются и опоясываются узкими зонами карелид (Гафаров, 1963; Сувейздис, 1970). В районе Рижского залива выделяется крупный Курземский массив гранитов рапакиви.

Архейские массивы в северо-восточной части Польши также четко ограничиваются с юго-запада протяженной Висленско-Днестровской зоной с полосовыми магнитными аномалиями, прослеживающейся вдоль юго-западного края эпикарельской Восточно-Европейской платформы. На основе магнитных данных определяется юго-западный край эпикарельского блока Восточно-Европейской платформы и стык его с фундаментом Польско-Германской впадины, которая отличается региональным минимумом магнитного поля.

В юго-западной части Восточно-Европейской платформы в пределах Украинского шита четко выделяется ряд типов магнитных полей. Массив древнейших гнейсов Среднего Приднепровья (2600-3600 млн лет) с характерными куполовидными структурами, и его погребенные северное и южное продолжения отмечаются мозаичным магнит-

ным полем. Аналогичное мозаичное, в целом более повышенное магнитное поле наблюдается над Подольским массивом в юго-западной части шита и над его погруженной под чехол частью.

В центральной части Украинского шита преобладают интенсивные полосовые магнитные максимумы, фиксирующие железорудные комплексы синклиналиев криворожской серии (Криворожско-Кременчугский и др.) и характеризующиеся, по данным ГСЗ, повышенной мощностью земной коры до 50–55 км (Соллогуб и др., 1970).

Сопоставление основных массивов и зон Украинского шита с магнитными полями позволяет проследить их погребенное продолжение за пределы выходов складчатого докембрия (на севере вплоть до сочленения с зонами КМА). Это указывает на общность тектонического строения докембрия шита и фундамента ограничивающих его впадин платформы.

Система Курских магнитных аномалий вырисовывает зону развития магнетитовых кварцитов курской серии, слагающих узкие синклиналии (Зайцев и др., 1970). Блоки древнейших гнейсов обоянской серии архея (более 2500 млн лет) в пределах КМА и смежных районов Воронежской антеклизы (Воронежский, Сумский массивы и др.) обычно фиксируются минимумами магнитного поля.

В центральной части Восточно-Европейской платформы выделяется крупная субширотная Московская система полосовых магнитных аномалий, отображающих складчатую зону карелид, с которой одновозрастная Курская складчатая зона сочленяется по простиранию под некоторым углом.

На востоке Московская зона разделяется на Кировско-Сыктывкарскую и Рязано-Саратовскую зоны, которые также фиксируются полосовыми максимумами и минимумами магнитного поля. Породы карельского комплекса вскрыты в пределах Рязано-Саратовской зоны (Пачелмского прогиба) рядом скважин (Веселовская, 1963).

В Среднем Поволжье обособляется Окско-Волжский и ряд более мелких массивов архея (Саранский и др.), где они очерчиваются весьма типичными магнитными полями (Гафаров, 1963; Зандер и др., 1967). В восточных районах платформы выделяется, по данным бурения и геофизики, ряд архейских массивов, разделенных и опоясанных дугообразными зонами карелид, обращенными выпуклостью на восток.

Архейские массивы (Альметьевский, Жигулевско-Пугачевский и др.) сложены основными гнейсами и кристаллосланцами отрадненской серии и высокоглиноземистыми гнейсами черемшанской серии. Они выделяются здесь повышенными мозаичными магнитными и гравитационными полями. По материалам бурения, Т.А. Лапинская и С.В. Богданова намечают некоторые особенности внутреннего строения этих массивов, выражающиеся в чередовании в их пределах сложных антиклинорных и синклинорных структур, ориентировка которых в общем согласна с простиранием окружающих зон карелид. Среди зон карелид особенно четким полосовым магнитным полем характеризуется протяженная Камско-Вятская зона, в пределах которой в ряде пунктов вскрыты амфиболовые сланцы и кварциты нижнего протерозоя (Сарайлинский прогиб). Далеко на севере она сочленяется с Мезенско-Вычегодской зоной карелид.

Красноуфимский массив с большими субширотными магнитными максимумами образует наиболее выдвинутую к востоку в пределах Уфимского плато часть фундамента платформы. Выступом пород фундамента в его пределах являются гнейсы Тараташского антиклинория на западном склоне Урала.

Важно подчеркнуть, что карельский фундамент восточной части платформы по магнитным аномалиям прослеживается далеко (на 50–80 км) на восток под надвинутым на него складчатым палеозоем западного склона Урала и доходит до зоны хребта Уралтау.

В пределах юго-восточного внешнего угла Восточно-Европейской платформы, занятого Прикаспийской синеклизой, выделяется область отрицательного мозаичного магнитного поля. На юге и востоке эта Прикаспийская область минимумов ограничивается Южно-Эмбинской системой полосовых магнитных максимумов. На основании комплекса геофизических данных и материалов бурения скважин в Саратовском Поволжье, вскрывших гнейсы архея, можно предполагать, что Прикаспийская область мозаичных минимумов магнитного поля в целом отображает глубоко погруженный архейский массив (Гафаров, 1963). Юго-западная окраина массива, по-видимому, переработана карельской складчатостью, так как в ее пределах широко развиты гранитоиды нижнего протерозоя. Наблюдения методом ГСЗ обнаруживают недоразвитость, уто-

нение и выклинивание "гранитного" слоя, а также выступы "базальтового" слоя в отдельных районах этого массива (зоны Хобдинского и Аралсорского максимумов силы тяжести). В целом глубина поверхности Мохоровичича в пределах впадины, по материалам К.Е. Фоменко, изменяется от 40 км на ее бортах до 22-23 км в центре.

Южно-Эмбинская зона полосовых магнитных аномалий, огибающая с юга и востока Прикаспийский массив, непосредственно связана на западе с линейными максимумами Восточно-Воронежской зоны и, по-видимому, отображает окраинную карельскую складчатую зону фундамента. С юго-востока вдоль Южно-Эмбинского поднятия она ограничивается глубинным разломом, определяющим юго-восточную границу эпикарельской Восточно-Европейской платформы (Яншин, 1964).

Основные закономерности строения и развития фундамента

Анализ данных глубокого бурения и региональных геофизических исследований радиометрического возраста пород свидетельствует о том, что складчатый фундамент Русской плиты столь же гетерогенен по своей тектонической структуре, как Балтийский и Украинский шиты. Остов фундамента эпикарельской Восточно-Европейской платформы слагают, как было впервые показано Н.С. Шатским (1946), а затем развито целым рядом исследователей (Гафаров, 1963; Муратов, 1966, 1970; Богданов, 1967; Зандер и др., 1967; и др.), свекофенно-карельские складчатые пояса, соединяющие гетерогенные древние массивы.

1. По особенностям внутреннего строения и геофизической характеристике среди архейских массивов выделяются несколько основных типов. Большинство из них, очевидно, представляют собой крупные древнейшие массивы ранней консолидации (докарельские ядра), а также их отдельные блоки (обломки беломорид). По характеристике в мозаичном магнитном поле отчетливо различаются два основных типа. К первому относятся массивы, характеризующиеся интенсивным аномальным магнитным полем (Приднепровский, Подольский, Жигулевско-Пугачевский, Альметьевский, Красноуфимский и др.). Массивы второго типа отличаются в целом пониженными магнитными полями. Это крупнейшие Беломорско-Северо-Двинский и Прикаспийский массивы, Новгородский и Южно-Шведский, а также массивы в зоне КМА и др. Мозаичный характер магнитных полей архейских массивов в основном обусловлен своеобразными куполовидными формами слагающих их древнейших эффузивно-осадочных образований (беломорская, конско-верковцевская серии и др.) и осложняющих их разнообразных интрузий. Среди архейских массивов есть разновидности, структура которых характеризуется крупными интрузиями гранитоидов батолитического типа, обычно более молодыми, чем вмещающие толщи (Центрально-Финляндский, Новгородский и др.). В то же время существуют древние массивы с ориентировкой складчатых комплексов внутри них, согласной с простираем опоясывающих более молодых складчатых зон (Жигулевско-Пугачевский, Верхнекамский, Минский и др.).

Архейские массивы в составе области карельской складчатости испытали разнообразные переработки. По этому признаку (по разным стадиям переработки) среди них отчетливо выделяются как непереработанные массивы (Приднепровский, Подольский, Беломорско-Северо-Двинский, массивы зоны КМА), так и массивы, интенсивно переработанные карельской складчатостью. Во втором случае массивы образованы сложными полиметаморфическими комплексами, включающими как комплексы архея, так и целый ряд продуктов его диафорической переработки и повторной гранитизации.

2. Большой интерес представляет структурный анализ пространственных закономерностей размещения складчатых зон свекофенно-карелид. В их расположении и ориентировке в фундаменте платформы намечаются интересные и важные закономерности, заключающиеся в первую очередь в том, что, сочленяясь друг с другом по простираению и образуя обширные виргации против углов архейских массивов, эти зоны составляют огромные прямолинейные и дугообразные, сложно ветвящиеся складчатые системы. В ячеях виргаций этих систем располагаются древние массивы, архейский возраст которых во многих случаях доказан бурением. Важно подчеркнуть, что на большей восточной и северной частях платформы эти дугообразные системы обращены на восток, но сходятся затем уже с субширотным простираем в центральной части платформы, в полосе от Москвы до Великих Лук и Полоцка (к западу от них уже домини-

руют зоны юго-западного простирания). При анализе пространственных закономерностей распространения зон свекофенно-карелид восточной и северной частей платформы важно подчеркнуть дугообразно-изогнутую конфигурацию обширного Северо-Двинского массива архея, соответственно опоясанного и обтекаемого дугообразными зонами. Точно так же в пределах юго-восточного угла платформы дугообразно изогнутая на восток Южно-Эмбинская зона, огибая Прикаспийский массив, коррелируется на северо-западе с Восточно-Воронежской зоной. В южной части Восточно-Европейской платформы, в пределах Украинского щита, его склонов и зоны КМА, доминируют северо-северо-западные простирания линейных складчатых зон карелид, сложно сочленяющихся на севере с Московской субширотной зоной, а в западной части платформы - зоны северо-восточного и субширотного простирания (Белорусско-Литовская и др.).

3. Анализ карты внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы позволяет сделать некоторые выводы об основных этапах и специфике тектонического развития ее складчатого основания.

В пределах Балтийского и Украинского щитов, по данным бурения, в фундаменте Русской плиты выделяются массивы ранней консолидации (докарельские ядра), сложенные в основном эффузивно-осадочными сериями (беломорская, конско-верховцевская) и характеризующиеся своеобразными изометричными куполовидными структурными формами (Павловский, 1970; Салоп, 1970) и мозаичным строением магнитного поля. На ранних стадиях своего развития (более 3000-3100 млн лет) они располагались среди обширных протогеосинклинальных систем с чрезвычайно слабо выраженной дифференциацией тектонического режима и с неясным характером основания (обычно, видимо, корой океанического типа). В конце архея (2700-2800 млн лет) массивы ранней консолидации испытывали существенную стабилизацию. Для них весьма типичны на этом этапе изометричные, округлые, иногда удлинённые куполовидные структуры типа складчатых овоидов и гранито-гнейсовые купола (Беломорский, Приднепровский массивы и др.).

Одновременно или несколько позже, в нижнем протерозое, более четко оформляются геосинклинальные пояса карелид, в основном унаследовавшие по местоположению и характеру развития древнейшие протогеосинклинальные зоны и испытывавшие совместную деформацию в карельский этап складчатости (Карельская и Кольская зоны). Таким образом, линейные зоны свекофенно-карелид, видимо, уже с глубокого докембрия принципиально отличались по характеру строения, истории развития и типу деформаций от архейских массивов ранней консолидации с их куполообразными мозаичными структурами. В связи с этим нет оснований говорить о существовании и образовании обширных стабильных континентальных эпихарейских платформ, испытывавших на рубеже архея и нижнего протерозоя (2600±100 млн лет) раздробление с заложением новых линейных геосинклинальных систем, пересекающих древние простирания (Шейнманн, 1970). Вместе с тем во многих случаях в строении фундамента отмечаются зоны растяжения и раздробление окраин архейских массивов, уже четко ограниченных глубинными разломами, а также сложные торцовые сочленения разновозрастных структур по глубинным надвигам, иногда с образованием крупных покровных структур (Мурманский массив и др.).

Область свекофенно-карельской складчатости, сформировавшей фундамент Восточно-Европейской платформы, характеризуется основной кардинальной закономерностью пространственного расположения сложно ветвящихся складчатых зон, огибающих и опоясывающих контуры массивов ранней консолидации с закономерными виргациями против их углов. Особенности конфигурации в плане и местоположение крупнейших древних массивов (Беломорско-Северо-Двинский, Прикаспийский, Окско-Волжский, Жигулевско-Пугачевский и др.), несомненно, во многом предопределили, наряду с крупными горизонтальными движениями блоков, весьма своеобразную сложно ветвящуюся структуру складчатых зон эпикарельского фундамента Восточно-Европейской платформы.

4. При анализе карты внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы обращает на себя внимание значение протяженных разломов в ограничении основных зон и массивов. Общие черты строения фундамента платформы, его глыбовая структура в значительной мере предопределяются пространственным расположением глубинных разломов, образующих несколько протяженных систем. Крупнейшими из них на платформе являются Рязано-Саратовская, Московско-Кировско-Сыктывкарская, Мезенско-Вычегодская, Сухонская, Криворожско-Кременчугская, Южно-Шведская и др.

Зоны глубинных разломов четко отображаются в геофизических полях, а многие из них — в платформенном чехле в виде систем валов. Данные ГСЗ указывают на проникновение больших разломов на глубину вплоть до поверхности Мохоровичича.

Структурные геолого-геофизические исследования в пределах шитов позволили выявить особенности глубинного строения многих зон разломов. Как было установлено данными ГСЗ на Балтийском и Украинском шитах, в строении складчатых зон свекофенно-карелид большую роль играют надвиги и крупные надвиговые структуры, непосредственно связанные с глубинными зонами земной коры и верхней мантии (Криворожско-Кременчугский разлом и др.). Строение складчатых зон во многих районах определяют обширные сложные чешуйчатые моноклинали ранних и поздних карелид (Печенгский, Имандра-Варзугский, Восточно-Карельский, Криворожско-Кременчугский прогибы). Чрезвычайно важными и интересными в этом отношении являются пока немногие данные о крупных шарьяжных перекрытиях (покровах) в строении складчатого фундамента, выявленных на Балтийском шите (Мурманский массив, Ладожские купола и др.), и больших сдвиговых смещениях по глубинным разломам. По-видимому, такого рода структуры широко развиты в фундаменте Русской плиты. В частности, на них, возможно, указывают определенные закономерности размещения архейских массивов и характер сочленения складчатых зон в восточных и центральных частях платформы.

Эти данные свидетельствуют о большой роли надвигового и сдвигового структурообразования в формировании фундамента платформы.

5. Сопоставление внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы со структурой его поверхности и чехла позволяет установить приуроченность нижне- и среднерифейских глубоких желобообразных прогибов (авлакогенов) в основании платформенного чехла (см. карту) к линейным складчатым зонам карелид (Пачелмский, Средне-Русский, Кажимский, Калтасинский и др.). Следовательно, структуры начальных этапов формирования платформенного чехла обнаруживают весьма определенные и однозначные соотношения по положению и простираению со складчатыми зонами фундамента. В этом, вероятно, заключается их тесная связь со структурными формами фундамента платформы.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ТЕКТониКИ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Установление основных черт внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы, наиболее хорошо изученного тектонотипа древних платформ, имеет большое значение для решения основных проблем сравнительной тектоники древних платформ.

Обобщающие исследования внутреннего строения фундамента древних платформ на основе комплексной интерпретации всех данных бурения, геохронологии и геофизики были проведены лишь в последнее десятилетие.

Наряду с Восточно-Европейской платформой, Сибирская и Северо-Американская платформы изучены в настоящее время геофизическими методами наиболее полно (Фотиади, 1967; Кинг, 1967). Это позволяет составлять достаточно обоснованные карты внутреннего строения этих платформ и проводить их сравнительный тектонический анализ.

Интересные данные были получены в результате сопоставления магнитных полей платформ. Сравнительный анализ магнитных аномалий Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ позволяет выделить основные их типы в зависимости от возраста и характера строения складчатых комплексов фундамента. В пределах шитов этих платформ архейские массивы (Верхнего озера, Приднепровский, Беломорский и др.) характеризуются сложным мозаичным магнитным полем, а разделяющие и опоясывающие их геосинклинальные складчатые зоны — весьма протяженными системами полосовых магнитных максимумов и минимумов (Гафаров, 1970). Среди зон полосовых магнитных аномалий шитов отчетливо выделяются, с одной стороны, крупнейшие системы линейных максимумов и минимумов обширных архейских протогеосинклиналей (Анабаро-Алданская), а с другой — зоны интенсивных максимумов нижне- и среднепротерозойских геосинклинальных систем (свекофенно-карелиды, гудзониды и т.д.). Выделенные два основных типа аномальных магнитных полей области мозаич-

ных аномалий и полосовые системы линейных максимумов и минимумов отчетливо отображают характер внутреннего строения фундамента древних платформ – нуклеарные архейские массивы, с одной стороны, и линейные зоны структур геосинклинального типа (обширные протогеосинклинали, сложные протерозойские складчатые системы) – с другой.

Выделенные основные типы магнитных полей Восточно-Европейской платформы достаточно четко отличаются от магнитных полей фундамента Сибирской платформы, что явно свидетельствует о значительных различиях особенностей тектонического развития основания этих древних платформ. Так, если для эпикарельской Восточно-Европейской платформы характерны сложно ветвящиеся полосовые системы максимумов и минимумов над складчатыми зонами свекофенно-карелид, опоясывающие мозаичные поля изометричных архейских блоков, то Сибирской платформе свойственна уникальная обширная система широких полосовых максимумов и минимумов Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы архейд. В то же время в целом зоны свекофенно-карельской складчатости фундамента Восточно-Европейской платформы аналогичны зонам гудзонской складчатости Канадского щита (Лабрадорская, Пенокенская, Черчилл и др.) как по возрасту консолидации (1700–1800 млн лет) и роли в формировании фундамента, так и по своей характеристике в магнитном поле в виде полосовых сложно ветвящихся систем аномалий. Гудзониды и свекофенно-карелиды сходны также по пространственным и структурным соотношениям с архейскими массивами ранней консолидации. Они характеризуются, очевидно, весьма близкими типами развития.

Таким образом, анализ строения фундамента Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ устанавливает важнейшую роль разновозрастных свекофенно-карельских и гудзонских складчатостей (1750–1880 млн лет) в формировании обширных гетерогенных эпикарельских остовов древних платформ северных материков Земли. На их примере наиболее четко выступают основные закономерности формирования фундамента, заключающиеся в последовательном росте "гранитного" слоя земной коры древних платформ в ходе геосинклинального развития архейских и протерозойских систем и его сложного латерального перераспределения в пространстве в процессе деформаций, связанных с тангенциальными движениями (Пейве, 1967; Кропоткин, 1967). Изучение роли горизонтальных движений в формировании внутреннего строения фундамента, по-видимому, является в настоящее время одной из важнейших задач сравнительной тектоники древних платформ.

Литература

- Архангельский А.Д., Розе Н.В., Колрюбакин В.А. Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР. – Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1937, № 2.
- Богданов А.А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. – Вестн. МГУ, серия геол., 1967, № 1.
- Богданов А.А. Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли). – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969, т. 14.
- Варданянц Л.А., Тихомиров С.Н. Докембрийский магматизм Русской платформы. В сб. "Петрография докембрия Русской платформы". Киев, 1970.
- Веселовская М.М. Итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Русской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 7.
- Виноградов А.П., Тугаринов А.И., Кнорре К.Г., Бибикова Е.В. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гафаров Р.А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. – Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
- Гафаров Р.А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 7.
- Гафаров Р.А. Глубинная тектоника и типы магнитных полей древних платформ северных материков Земли. – Геотектоника, 1970, № 4.
- Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы. М-6 1:2 500 000. М., изд. ВСЕГЕИ ГУГК, 1966.

- Герлинг Э.К., Глебова-Кульбах Г.О., Лобач-Жученко С.Б. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М., "Наука", 1965.
- Зайцев Ю.С., Агейкин А.С., Голышкина Р.И., Шибанов В.М. Новые данные по геологии докембрия юго-востока Воронежского кристаллического массива. В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970.
- Зандер В.Н., Томашунас Д.И., Берковский А.Н. Геологическое строение фундамента Русской плиты. М., "Недра", 1970.
- Кинг Ф. Тектоническая карта Северной Америки. В кн.: Тектонические карты континентов. М., "Наука", 1967.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б. Изотопная геохронология и глубинное строение земной коры. - Геотектоника, 1970, № 2.
- Кратц К.О., Магнуссон Н., Симонен А., Хольтедааль О. Балтийский щит. В кн.: Тектоника Европы. М., "Наука" - "Недра", 1964.
- Кропоткин П.Н. Механизм движений земной коры. - Геотектоника, 1967, № 5.
- Лапинская Т.А. Главнейшие типы кристаллических пород фундамента Волго-Уральской нефтяной области и их распространенность. Труды МИНХ и ГП, 1962, вып. 38.
- Литвиненко И.В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. В сб.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. М., "Наука", 1968.
- Муратов М.В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. - Геология и разведка, 1966, № 3.
- Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. - Геотектоника, 1970, № 2.
- Неволин Н.В., Богданова С.В., Лапинская Т.А. Основные черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы. МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 5. М., "Наука", 1968.
- Новикова А.С. Элементы тектоники основания Восточно-Европейской платформы. - Докл. АН СССР, геол., 1969, том 188, № 2.
- Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 5.
- Пейве А.В. Разломы и тектонические движения. - Геотектоника, 1967, № 5.
- Салоп Л.И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статья первая. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, т. 15.
- Семенов Н.П. Украинский щит. В кн.: Тектоника Европы, М., "Наука" - "Недра", 1964.
- Симоненко Т.Н., Толстихина М.М. Блоковое строение складчатого фундамента Европейской части СССР. - Геотектоника, 1968, № 4.
- Ситдигов Б.С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань, 1968.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Павленкова Н.Я. Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов. - Сов. геол., 1970, № 5.
- Стоквелл К.Х. Тектоническая карта Канадского щита. В кн.: Тектонические карты континентов. М., "Наука", 1967.
- Сувейздис П.Я. Геологическое строение кристаллического фундамента Южной Прибалтики. В кн.: Геологическое строение кристаллического фундамента Южной Прибалтики. М., "Недра", 1970.
- Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Труды ВНИИГеофизики, 1958, № 4.
- Фотиади Э.Э. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных. Труды Сибир. науч.-исслед. геол., геофиз. и минер. сырья, 1967, вып. 57.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Шейнманн Ю.М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. - Геотектоника, 1970, № 4.
- Штрейс Н.А. О происхождении Гондваны. МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М., "Наука", 1964.
- Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части

- Балтийского щита. В сб.: "Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита". М., "Недра", 1968.
- Яншин А.А. Тектоническая карта Евразии. МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геол., М., "Наука", 1964.
- Goodwin A.M. Archean protocontinental growth and early crustal history of the Canadian Shield. XXIII Internat. Geol. Congr., 1968, v. 1.
- Lauterbach R. Geomagnetische aufschlus-verfahren in Dienste der Geologie. Sonderdruck aus Geomagnetismus und Aeronomie, 1959, Bd. III, Kap. 13.
- Ryka W. O budowie i stratygrafii Krystaliniku polnocnowschodniej Polski. - Kwart. geol., 1964, t. 8, N 1.
- Welin A.E. Den Svekofenniska orogena zoven i Norra sverige - en preliminaär diskussion.- Geolfören i Stockholm forhandl., 1970, Bd. 92, p. 4, N 543.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ПОДВИЖНОЙ ЗОНЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В осевой части Кольского полуострова и Русской Лапландии расположена раннепротерозойская подвижная зона, пространственно отделенная от карелид Карелии относительно устойчивой областью Беломорского блока (рис. 1). Вслед за А.А. Полкановым все исследователи считают образования Кольской подвижной зоны одновозрастными карелидам Карелии, однако это положение пока не доказано, а некоторые радиометрические определения ему даже противоречат.

Отложения подвижной зоны отчетливо делятся на нижний и верхний комплексы. Породы верхнего комплекса, знаменующего собой заключительный этап развития подвижной зоны, почти полностью локализованы в пределах двух крупных структур: Печенгской — на западе и Имандра-Варзуга-Сосновской — на востоке.

Названные структуры возникли, по-видимому, в начале среднего протерозоя первоначально в виде изометричных прогибов, наложенных на линейно-дислоцированные метаморфические толщи нижнего протерозоя и архея. Они выполнены чередованием мощных толщ основных и реже средних вулканитов, составляющих 70-80% суммарной мощности разрезов, с относительно маломощными пачками осадочных пород. Мощность этих толщ достигает 5-8 км на Печенге и 13 км в зоне Имандра — Варзуга — Сосновка. Усилиями многих геологов в разрезе рассматриваемых комплексов выделено несколько местных стратиграфических единиц (четыре на Печенге и шесть в Имандра-Варзугском грабене), что облегчает ведение формационного анализа.

В недавнем прошлом, а у некоторых исследователей и теперь обе структуры именовались синклиниями, а выполняющие их отложения — геосинклинальными. В 1960 г. К.О. Кратц и К.А. Шуркин отнесли их к образованиям орогенного класса. Это обстоятельство, а также влияние работ Е.В. Павловского (1962, 1964) способствовали постепенной выработке нового подхода к историко-геологической типизации рассматриваемых объектов.

Ниже делается попытка подытожить сложившиеся представления и обосновать их, базируясь на новых регионально-геологических данных и на формационном методе, до сих пор здесь почти не применявшемся.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Выделяемые в работе конкретные формационные единицы выглядят более мелкими, чем типовые магматические формации, по Ю.А. Кузнецову, формации классификационных схем петрологов ВСЕГЕИ (Горещкая и др., 1968) и особенно исследователей докембрия (Наливкина, 1968; Шуркин, Митрофанов, 1968).

Целесообразность выделения более дробных конкретных формаций обусловлена целями исследования. Формации, отраженные в основной классификации Ю.А. Кузнецова, позволяют раскрывать эволюцию магматизма крупных тектонических элементов (цельных складчатых систем и областей), а также решать глобальные и общетеоретические проблемы геологии. Применение этой главной классификации к анализу магматизма отдельных тектонических секторов геосинклиналей и платформ требует некоторой ее детализации и развития. Такая детализация в настоящее время проведена на примере Кавказа (работы Г.Д. Афанасьева), Урала (работы Д.С. Штейнберга, М.Б. Бородаевской, Т.И. Фроловой), Дальнего Востока (работы М.А. Фаворской).

Выделенные в этих исследованиях типы магматических формаций и их ряды позволяют более детально и полно раскрыть эволюцию магматизма отдельных структурно-фациальных зон и соответствовать масштабам и задачам излагаемых ниже исследований. По этой причине они и приняты в данной статье за основу формационного анализа, наряду с исходными положениями Ю.А. Кузнецова.

Имандра-Варзугский грабен. Развитые здесь вулканогенные породы эффузивной, силловой и пирокластической фаций в целом можно объединить в существенно базитовую вулканогенную серию или надформационную единицу с каким-либо

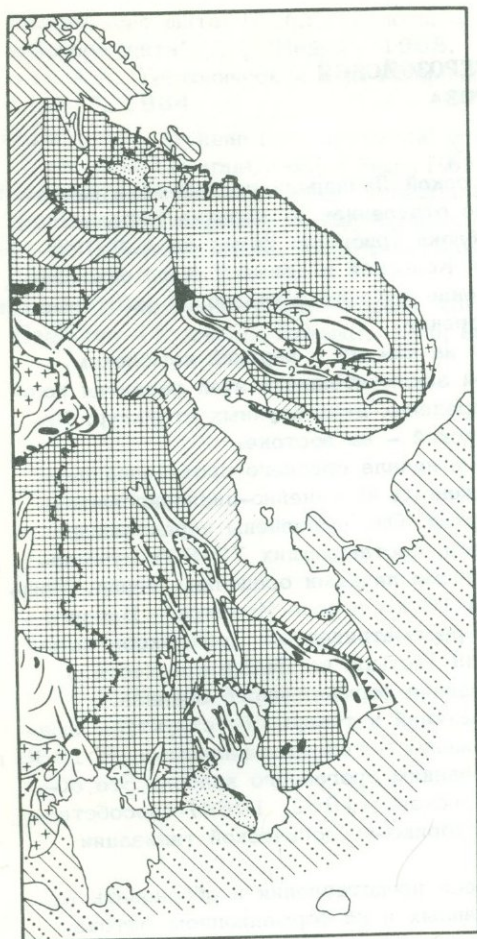
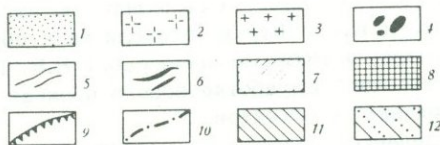


Рис. 1. Тектоническое положение средне-протерозойских (верхнекарельских) прогибов Имандра-Варзуга-Сосновского и Печенгского (по И.П. Палею, 1963).

1 - осадочно-вулканогенные образования иотния; 2 - граниты иотния (рапакиви); 3 - граниты карелид; 4 - основные интрузии; 5 - простирия верхних карелид; 6 - простирия нижних карелид; 7 - беломориды; 8 - саамиды с реликтами древнейшего докембрия; 9 - границы верхнекарельских и иотнийских прогибов; 10 - разломы; 11 - байкалиды и каледониды; 12 - палеозойский чехол Восточно-Европейской платформы. Цифры на карте: 1 - Печенгский прогиб; 2 - Имандра-Варзуга-Сосновский прогиб



иным названием (рис. 2). Для целей исследования ее важно расчленить на отдельные формации. От основания вверх по разрезу это будут: 1) однородная недифференцированная диабазовая (стрельнинская) формация мощностью до 1-2 км; 2) последовательно дифференцированная диабаз-порфиритовая (базальт-андезитовая, возможно до андезит-дацитовой) сейдореченская формация мощностью 7-8 км; 3) однородная слабо дифференцированная формация метапикритов и диабазов (полисарская, умбинская, отчасти кичисарская свиты) мощностью более 2 км; 4) формация недифференцированных и дифференцированных силлов.

Нижняя однородная формация состоит преимущественно из афировых базальтоидов эффузивной фации: диабазов, миндалекаменных диабазов, редко габбро-диабазов. Имеются небольшие линзы вулканической брекчии, но в целом процент эксплозивности ничтожен. По химическому составу породы близки к толеитовым базальтам и не обнаруживают признаков дифференциации.

Вышележащая диабаз-порфиритовая дифференцированная формация сейдореченской свиты также представлена главным образом эффузивами с резко подчиненными пирокластами, хотя последние образуют здесь уже выдержанный на сотни километров горизонт мощностью до 100-200 м. Отличительная особенность этой формации - широкое распространение метаморфизованных пород порфиривого структурного типа: различных диабазовых порфиритов с реликтами плагиоклазовых вкрапленников, а также более лейкократовых порфиритов, получивших местные названия "диоритовых порфиритов" или "лейкократовых диабазовых порфиритов". Наряду с этим однородные диабазы, обычно миндалекаменные, слагают до половины объема формации (в грубом приближении).

Эта формация по химизму составляет наиболее кислую группу пород в разрезе прогиба (содержание кремнезема - 52-62% и более). Даже базальтоидные разности низов

ее разреза содержат в среднем приблизительно на 2% больше SiO_2 , чем их аналоги в однородной формации. Вверх по разрезу идет плавное обогащение кремнеземом, на основании чего здесь по петрохимическому принципу допустимо выделить непрерывную гамму пород базальт – андезито–базальт – андезит – андезито–дацит.

Однородная пикрит–диабазовая и диабазовая формация (умбинской, полисарской, кичисарской свит), сменяющая после небольшого перерыва в разрезе сейдореченскую формацию, отличается существенным содержанием грубых пирокластов: лаво- и туфобрекчий, туфов различного состава и зернистости. Глибовые лавы слагают не менее четверти разреза формации, преимущественно в нижней и верхней ее частях. Присутствуют мощные горизонты шаровых лав. Однако и в этой формации преобладающими являются эффузивные покровы. Формация отличается монотонным составом эффузивов и сложена преимущественно афировыми диабазами, их миндалекаменными разновидностями, а в нижней части – метаморфизованными пикритовыми порфиритами. Эти породы относятся к насыщенным и реже к слабо насыщенным кремнеземом и по валовому содержанию SiO_2 являются наиболее бедными в разрезе прогиба.

Условно выделяемая формация силлов приповерхностной и гиабиссальной фации образована согласным интрузиями слабо дифференцированных габбро и габбро–диабазов, а также более мелкими дифференцированными силлами, в составе которых, наряду с габбро, появляются габбро–пироксениты и пироксениты, а в отдельных случаях также серпентинизированные перидотиты. Породы слабонасыщены SiO_2 , реже насыщены.

Печенгский односторонний грабен. Он также выполнен существенно базитовой вулканической серией, в общих чертах сходной, а в верхней части разреза весьма сходной с имандра–варзугской вулканогенной серией (см. рис. 2). Здесь выделяются четыре формации: 1) однородная недифференцированная диабазовая формация ахмалахти мощностью не менее 1 км; 2) контрастная диабаз–альбитофировая с ортофирами формация куэцярви мощностью также около 1 км; 3) однородная слабо дифференцированная формация диабазов и диабазовых порфиритов коласйоки (200–1400 м); 4) однородная слабо дифференцированная формация диабазов и диабазовых порфиритов пильгуйarvi (2000 м).

Силлы габбро–диабазов обычно включаются в состав вмещающих формаций. Однако дифференцированные интрузии основных и ультраосновных пород с медно–никелевыми рудами следует выделять в следующую, пятую формацию. Эта последняя может занимать особое геологическое положение и быть связана с глубинным разломом (Жданов, 1964).

Несмотря на хорошую изученность Печенги, в формационном делении ее эффузивов остаются существенные неясности. Это касается прежде всего толкования второй формации (куэцярви), по которой опубликовано недостаточно сведений и сделаны противоречивые выводы. Присутствие здесь контрастных по химизму эффузивов является доказанным, но количественные их пропорции совершенно неясны, также как и временная последовательность кислых и основных членов. По одним представлениям (Поляк и др., 1970), это как бы обращенный ритм с кислыми членами в основании, что само по себе весьма необычно. В.Г. Загородний (1970) представляет себе строение формаций по–иному, а главное отмечает присутствие дифференциатов ряда щелочных базальтоидов. Последнее непонятно, так как этот же автор постоянно подчеркивает толеитовый характер магматизма Печенги. Непонятным остается также противопоставление в ряде работ толеитового и спилитового типов магматизма в этом районе.

Общие черты магматизма подвижной зоны. Суммируем некоторые общие особенности, которые отличают магматизм протерозойской подвижной зоны Кольского полуострова на заключительном этапе ее развития.

Всей зоне в целом и отдельным структурам свойствен мощный базитовый магматизм преимущественно в эффузивной и в меньшей степени в пирокластической и силловой фациях. В результате этого процесса сформированы мощные вулканогенные серии мощностью от 4–5 до 10–11 км.

Базитовые серии по своему характеру, безусловно, являются производными толеитовой магмы и принадлежат к магматизму толеит–базалтового типа. Об этом свидетельствуют их преобладающие петрографические (в частности, модальный состав) и петрохимические характеристики. На последних следует остановиться подробнее.

Как известно, наиболее распространенные методы пересчета химических анализов не дадут удовлетворительного результата для разделения оливин–базальтовых и то–

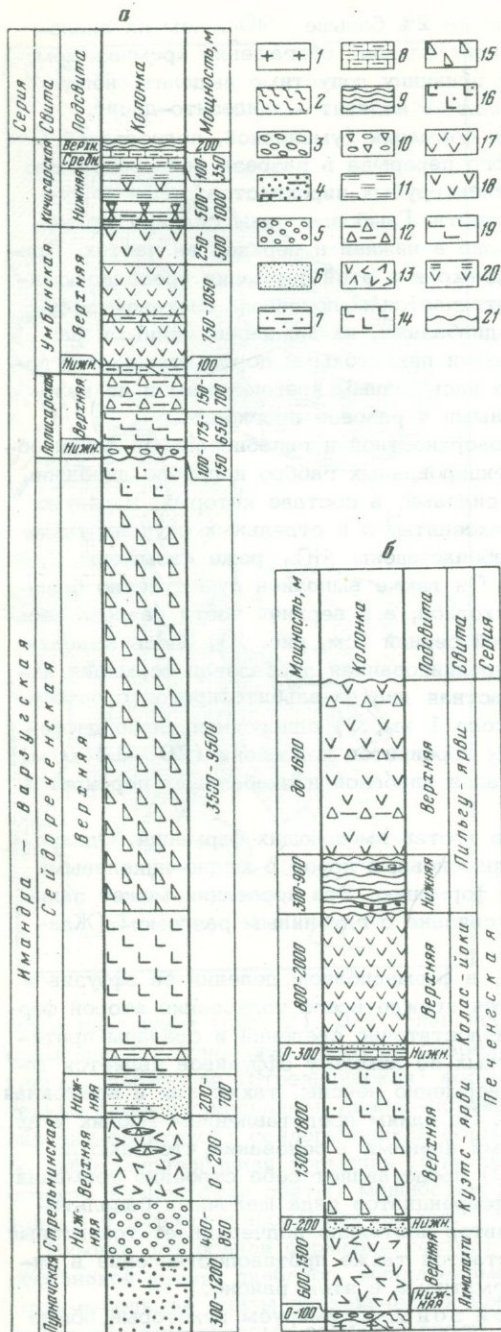
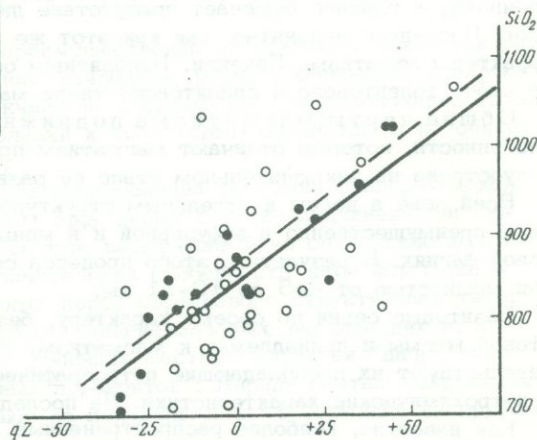


Рис. 2. Стратиграфические разрезы сред-непротерозойских отложений Имандра-Варзуга-Сосновского (а) и Печенгского (б) прогибов.

Архейский фундамент Печенги: 1 - олигоклазовые и плагиомикроклиновые гранитоиды и мигматиты; 2 - различные гнейсы кольской серии. Средний протерозой: 3 - полимиктовые конгломераты и гравелиты; 4 - метаморфизованные полимиктовые песчаники с линзами песчаных доломитов; 5 - метаморфизованные аркозы; 6 - кварцито-песчаники и кварциты; 7 - филлиты и алевроитовые филлиты, в подчиненном количестве линзы карбонатов и алевролитов; 8 - мраморизованные известняки и мраморизованные доломиты; 9 - филлиты, углистые филлиты, графитистые сланцы, туффиты; 10 - туфоконгломераты; 11 - слоистые туфы и туффиты; 12 - различные вулканические брекчии основного состава; 13 - преимущественно метадиабазы и их мандельштейны; 14 - метадиабазы; 15 - переслаивание метадиабазов, диабазовых метаплагиопорфиритов и их мандельштейнов и шаровых лав; 16 - лейкократовые метадиабазы ("диоритовые" метапорфириты); 17 - метадиабазы, их миндалекаменные и афанитовые разности более основного состава; 18 - метадиабазы крупнозернистые, мандельштейны, подчиненные метагаббро-диабазы, на Печенге авгитовые метадиабазы и метапорфириты; 19 - пикритовые метапорфириты и их шаровые лавы; 20 - преимущественно плагиоклазовые метапорфириты, относительно маломощные породы среди осадочно-вулканогенных пород; 21 - перерывы в осадконакоплении

Рис. 3. Диаграмма Шейнмана для эффузивов (К-37) Печенги (точки и сплошная линия) и Имандра-Варзуги (кружки и пунктирная линия)



леитовых серий. Для решения этой частной, но очень важной задачи Ю.М. Шейнманн и другие исследователи разрабатывают специальные методики, одна из которых сводится к выяснению скорости насыщения породы кремнеземом в зависимости от повышения общего его содержания (Шейнманн, 1965). Степень насыщения определяется кварцевым числом П.Ниггли - qz , которое вместе с валовым содержанием SiO_2 (молекулярные количества) служат координатными осями соответствующей диаграммы. Наклоны контуров полей химических составов изучаемых серий или средних линий этих полей являются графическим выражением коэффициента Шейнманна - K . Более крутой наклон и числовые характеристики $K = \text{до } 22$ имеют оливин-базальтовые серии, более пологий - толеитовые, для которых K превышает величину 20-22. Диаграмма (рис 3), построенная на достаточно представительном количестве анализов, дает как для печенгских, так и для имандра-варзугских пород $K = 37$, что можно рассматривать как убедительное доказательство толеитовой природы обеих серий.

Дальнейшая детализация представлений о генезисе родоначальной толеитовой магмы и определение тектонических условий ее возникновения были бы преждевременны, поскольку породы регионально метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Возникшие минеральные парагенезисы делают беспредметными попытки выделить здесь спилиты и спилит-диабазовые ассоциации в противоположность платформенным толеитовым базальтам. Как известно, эти серии не отличаются и петрохимически, что подтверждается и в данном конкретном случае.

Таким образом, быстрого и однозначного ответа о платформенном или геосинклинальном развитии прогибов по характеру их магматизма дать нельзя. Однако некоторые эмпирические петрологические закономерности, дающие в то же время историко-геологическую информацию, наметить можно. Это общее однородное петрографо-петрохимическое строение вулканогенных серий или рядов формаций. В них очень слабо намечена цикличность и периодичность в смене вулканитов и очень нечетко улавливается какая-либо направленность в повторяемости и смене циклов. Преобладают (особенно по мощности) однородные базальтоидные формации, в то же время некоторые характерные для подвижных поясов неогей формации отсутствуют или не обладают рядом характерных черт. Например, присутствие контрастной формации на Печенге еще нельзя считать доказанным, а непрерывные последовательно дифференцированные толщи, хотя и представлены, но как бы в недоразвитом виде. Так, в сейдореченской непрерывной формации, несмотря на колоссальную ее мощность, разница в содержании SiO_2 у базитов основания и более кислых членов верхов разреза всего 10%, тогда как в неогейских непрерывных формациях она обычно составляет 20% и более.

В соответствии с необычным и нехарактерным для геосинклиналей неогей набором базитовых ассоциаций и отсутствием более кислых пород в верхах разрезов находится и общая петрохимическая эволюция рядов вулканогенных формаций. Как отметил Л.Я. Харитонов (1966), эти ряды в целом развиваются антидромно, с преобладанием более основных разностей в верхней части разрезов. Для Имандра-Варзуга-Сосновского прогиба кривая SiO_2 асимметрична: на протяжении нижних двух третей разреза она плавно идет в сторону увеличения кремнезема, а на последней трети - круто, в сторону его уменьшения. Не отмечается пока какой-либо направленной эволюции в содержании глинозема и щелочей, что характерно, например, для магматитов главного геосинклинального этапа ортогеосинклиналей. Отсутствуют парагенезисы базитов с кремнисто-железистыми (джеспилиты), кремнистыми (яшмы, яшмо-кварциты и т.д.) существенно хемогенными образованиями, которые вообще не представлены в рассматриваемых разрезах. Известно, что в характерных для раннего и позднего докембрия прогибах типа Лабрадорского трога или Карсакпая, а также в ортогеосинклиналях палеозоя и мезозоя такой парагенезис является типичным.

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Имандра-Варзугский грабен. Здесь снизу вверх выделяются следующие формации.

1. Терригенно-карбонатная формация пурначской свиты (500 - 1200 м), представленная метаморфизованными тонкозернистыми алевролитами и песчаниками с первично глинистым и карбонатным цементом.

2. Формация метаморфизованных аркозовых песчаников стрельнинской свиты (до 400 – 850 м). Она отличается хорошей сортированностью и окатанностью преимущественно среднезернистых аркозов, тонкой горизонтальной либо мелкой косо́й слоистостью.

3. Формация метаморфизованных кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев сейдореченской свиты (200–700 м), отличается очень высокой сортированностью пород по составу (до 90–95% обломочных зерен кварца), окатанности и размерности, а также относительно малой мощностью. Наблюдается тонкая, преимущественно косая слоистость, иногда с гигантскими (до 25 м) косыми сериями.

4. Туфогенно–сланцево–карбонатная формация кичисарской свиты (до 400 м). В нижней части ее намечается переслаивание тонкозернистых туфов, туффитов и филлитов, сменяющихся выше мелководными кремневыми строматолитовыми известняками и доломитами. Необходимо помнить, что нижняя и верхняя части разреза в Имандра–Варзуга–Сосновском прогибе отсутствуют.

Печенгский грабен. На основании материалов С.Н. Суслевой (Загородный и др., 1964) здесь выделяются снизу вверх следующие формации.

1. Базальная формация ахмалахти – полимиктовые конгломераты (иногда валуно–глыбовые), гравелиты, песчаники (0–300 м). Весьма мелководные, возможно, континентальные образования.

2. Терригенно–карбонатная формация куэцярви (0–200 м) – метаморфизованные кварцевые песчаники и алевролиты, аркозы, мелководные часто обломочные известняки и доломиты, возможно, органогенные.

3. Сланцево–карбонатно–терригенная формация коласйоки (0 – 300 м) – метаморфизованные кварцевые и аркозовые песчаники, в подчиненном количестве граувакки, полимиктовые конгломераты, туфоконгломераты, редко филлиты и линзы карбонатов.

4. Песчано–сланцевая формация пильгуярви (300 – 900 м) – метаморфизованные глинистые сланцы с подчиненными линзами аркозовых песчаников, туфов и конгломератов аллохтонного облика.

Общие особенности осадконакопления выражаются прежде всего в обилии аллохтонного материала и ведущей роли аллохтонных и существенно аллохтонных формаций. Более резко это заметно в Имандра–Варзугском разрезе (три формации из четырех). В Печенге чисто аллохтонной является лишь нижняя формация, но две следующие – существенно аллохтонны. В самой верхней свите из аллохтонного материала состоят внутриформационные конгломераты.

Немалая роль принадлежит автохтонному карбонатному материалу, который составляет большую часть верхней формации Имандра–Варзугского прогиба, а также в виде цемента и мелких линз присутствует в других формациях Печенги и Имандра–Варзуги.

Таким образом, можно констатировать, что кварц–аркозово–карбонатный тип осадконакопления резко преобладает; весьма подчиненным является сланцевый тип, ничтожную роль играет примесь туфогенного материала, а глаувакковое осадконакопление отсутствует. В тектоническом отношении важно отметить зрелость аллохтонного материала (хорошая сортировка, окатанность, однородность, преобладание кварца).

СТРУКТУРА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПОДВИЖНОЙ ЗОНЫ

По этим вопросам имеются известные публикации (Жданов, 1964; Потрубович, Симон, 1966; Шуркин, 1968; Литвиненко, 1968), особенно многочисленные по Печенге. Необходимо напомнить лишь положения, важные для обсуждаемой темы.

Оба грабена первоначально представляли собой более обширные и более изометричные прогибы. В частности, как показывают данные фациального анализа, ширина Имандра–Варзуга–Сосновского прогиба могла достигать 100 км (Симон, 1967).

После завершения развития прогибов в стадии грабенообразования были “вырезаны” грабены Печенги и Имандра–Варзуги. Проблема существования пород “южных крыльев” обоих прогибов дискуссионна.

Внутренняя структура прогибов отличается крайней простотой. Породы в обоих случаях залегают моноκлиально, с наклоном на юг и юго–запад в 20 – 40°, а иногда и более пологим. Лишь на флангах структур наклон увеличивается до 70 и даже до 90°. На Печенге некоторые исследователи предполагают существование на фоне моноκлинали пологих волнистых изгибов слоев. В Имандра–Варзугском прогибе по-

добные изгибы отмечаются очень редко. После возникновения структур их форма осложнена поздним грабенообразованием, в результате которого из первоначально изометричных или относительно изометричных в плане структур возникали асимметричный линейный Имандра-Варзуга-Сосновский грабен и односторонний грабен Печенги, сохранившиеся в современной структуре земной коры (рис. 4).

Важнейшей особенностью первичных прогибов является структурная их однородность, отсутствие какой-либо тектонической и геоморфологической зональности в ходе всей истории их формирования вплоть до стадии грабенообразования. Эта первичная однородность наложила отпечаток на размещение формаций, их состав и фациальный профиль осадков.

По данным геофизических исследований, под обоими прогибами отсутствует "гранитный" слой земной коры и осадочно-эффузивные толщи непосредственно подстилаются образованиями "базальтового" слоя. Это объясняется либо отсутствием верхней части земной коры в момент заложения прогибов (Наливкина, 1966), либо, что более убедительно, последующей "океанизацией" коры (Жданов, 1972). Однако, поскольку имеются убедительные геологические данные о первоначальном наложении Печенгского и Имандра-Варзугского прогибов на метаморфические толщи раннего протерозоя, следует иметь в виду возможность существования последних под прогибами на глубинах порядка 10 - 12 км с измененными вследствие фазовых переходов физическими параметрами, что приводит к сходству физических свойств со свойствами базитов в приповерхностных условиях.

Последнее предположение подтверждается экспериментами В.А. Тюрменова (1971) с породами имандра-варзугской серии и подстилающих толщ в условиях всестороннего сжатия до 15 кбар. Полученные результаты позволили ему связывать сейсмические границы на глубине 12 - 15 км в основании прогиба либо с эффектами напряженного деформированного состояния поверхностных пород, либо с различными фронтами метаморфизма.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ПОДВИЖНОЙ ЗОНЫ

Попытаемся теперь подойти к историко-геологической типизации рассмотренных структур, а вместе с ними и того этапа развития протогея, который они представляют.

Можно видеть, что отнести Печенгский и Имандра-Варзугский прогибы-грабены к структурам какого-либо распространенного и хорошо изученного класса трудно. От наложенных геосинклинальных трогов протоплатформенного этапа и тем более от ортогеосинклиналей неогей данные прогибы отличаются прежде всего первично-мульдообразной или удлинненно-овальной формой, в общем меньшими размерами, отсутствием выраженных складчатых, прежде всего линейно-складчатых дислокаций, отсутствием кремнистых и граувакковых формаций, существенно карбонатно-кварцевым и аркозовым "типом" осадконакопления, хорошей сортировкой, устойчивой мелководностью и однородностью большинства осадков. Особенно заметно отличие от ортогеосинклиналей линейного, например, уральского типа - проявляется в развитии внутренней структуры, которая остается недифференцированной на основной стадии существования прогиба. С этим явлением связаны и особенности эволюции магматизма, а также его общий характер. Отсутствие или недоразвитость некоторых типичных в геосинклинальном ряду магматических формаций (контрастных), отсутствие характерной последовательности формаций в разрезе и их цикличности, первичная направленность петрохимической эволюции вулканогенных серий в целом - все это говорит об эволюции толлит-базальтовой магмы по принципу не свойственному ортогеосинклиналям неогей.

От "бороздой рожденных" структур (авлакогенов) Печенгский и Имандра-Варзугский прогибы отличаются своей морфологией, отсутствием интенсивных, неравномерно проявленных внутренних дислокаций, большой мощностью выполняющих отложений, наличием собственного формационного ряда и собственных магматических формаций. Отличает оба типа структур и геофизический разрез земной коры.

От зрелой стадии платформ неогей прогибы отличаются умеренной дислоцированностью, локально большими мощностями, последовавшим за их формированием заметным региональным метаморфизмом и даже явлениями гранитизации и гранитообразования.

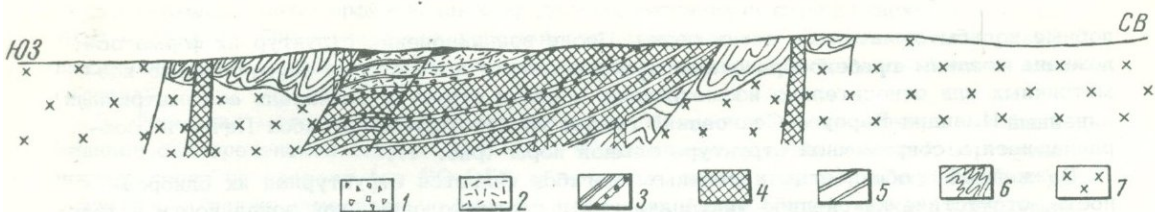


Рис. 4. Схематический структурный профиль средней части Имандра-Варзуга-Сосновского прогиба

1 - различные вулканические брекчии; 2 - вулканы верхних свит; 3 - осадочные породы верхних свит; 4 - основные лавы и силлы нижних свит; 5 - осадочные породы нижних свит; 6 - породы нижнего структурного этажа карелид; 7 - гнейсы и "гранитный" слой земной коры

Приходится признать, что раннедокембрийские прогибы этого типа обладают как бы недифференцированными чертами, обнаруживая смещение некоторых признаков: а) наложенных геосинклинальных трогов протоплатформ и авлакогенов катаплатформенной стадии развития; б) раннеокеанских орогенных впадин типа Кивино на Каналском щите.

Наиболее близкими для сопоставления с изученными объектами представляются образования орогенного класса. Однако для более тесного их отождествления надо: во-первых, путем дальнейшего геохронологического изучения исключить существующее предположение о значительном временном отрыве соответствующих отложений от подстилающих образований; во-вторых, объяснить отсутствие в этих наложенных структурах существенно оливин-базальтовых серий. Последнее сделать труднее, поскольку мы слабо знаем эволюцию базальтовых магм в геологической истории особенно на ее раннем отрезке. Может быть, со временем будет иметь смысл говорить о палеоили протоорогенных тектонических элементах и этапах развития. Пока же целесообразно ограничиться лишь описательной характеристикой структур изученного класса, поскольку для отражения специфики протерозойского развития существует уже достаточно разветвленная терминология.

Литература

- Гилярова М.А. Стратиграфия и структура Печенги. Л., Изд-во ЛГУ, 1967.
- Горецкая Е.Н., В.Н. Москалева, Т.Н. Иванова. Магматические формации и проблемы формационного анализа. В сб.: Геологические формации. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1968.
- Жданов В.В. История тектоно-магматического развития печенгской осадочно-эффузивной серии. В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., "Наука", 1964.
- Жданов В.В. Магматизм зон базификации материковой земной коры. В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., "Наука", 1972.
- Загородний В.Г., Мирская Д.Д. Суслова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М., "Наука", 1964.
- Загородний В.Г. Вулканогенные формации протерозоя Кольского полуострова. В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970.
- Кратц К.О., Шуркин К.А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Литвиненко И.В., Платоненкова Л.Н., Сипарова Ю.А., Анкундинов С.А. Глубинный разрез Имандра-Варзугской синклинойной зоны. В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1968.
- Наливкина Э.Б. О фундаменте раннепротерозойских эвгессивклиналей. - Геотектоника, 1966, № 2.

- Наливкина Э.Е. Проблема формаций метаморфических и ультраметаморфических пород. В сб.: Геологические формации. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1968.
- Новикова А.С., Чахмахчев В.Г. К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций. - Геотектоника, 1967, № 4.
- Палей И.П. Основные черты тектоники Балтийского щита. - Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 92. Проблемы региональной тектоники Евразии.
- Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. - Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, серия геол., 1962, вып. 5.
- Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., "Наука", 1964.
- Полканов А.А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. В кн.: Труды XIII сессии МГК, т. 2. М., ГОНТИ, 1939.
- Поляк Э.А., Турылева Л.В. Егорова Н.А. Печенгский осадочно-вулканогенный комплекс как вулканическое сооружение центрального типа. В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970.
- Потрубович Л.Н., Симон А.К. Стратиграфия прогиба Имандра - Варзуга - Сосновка. - Вестн. МГУ, серия геол., 1966, № 3.
- Симон А.К. Геологическое строение и история развития докембрийского Имандра-Варзуга-Сосновского прогиба (Кольский полуостров). Автореф. канд. дисс. МГУ. М., 1967.
- Тюремнов В.А., Волярович М.П., Галдин Н.Е. Петрофизические характеристики магматических горных пород при различных давлениях и глубинное строение структурной зоны Имандра - Варзуга. В кн.: Магматизм Балтийского щита. Л., "Наука", 1971.
- Фролова Т.И., Рудник Г.Б., Шарфман В.С. Главнейшие особенности развития магматизма в палеозойской эвгеосинклинали Южного Урала. - Сов. геология, 1966, № 5.
- Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., "Наука", 1966.
- Шейнманн Ю.М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии. - Сов. геология, 1965, № 8.
- Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1968.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Главные типы магматогенных и ультраметагенных формаций раннего докембрия СССР и принципы их выделения. В сб.: "Геологические формации". Л., изд. ВСЕГЕИ, 1968.

К.О. Кратц, В.А. Дедеев, Ф.П. Митрофанов,
В.А. Глебовицкий, А.К. Запольнов, А.Н. Неелов,
К.А. Шуркин.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ

Выяснение докембрийской истории формирования складчатой структуры земной коры, истории становления структуры фундамента древних платформ, несомненно, является одной из важнейших проблем современной геологической науки. До недавнего времени достаточно полная характеристика раннего докембрия, история развития складчатых систем архея, раннего и среднего протерозоя не были известны. Разработка методов всестороннего комплексного анализа результатов региональных геолого-геофизических исследований для расшифровки современной структуры глубоко погруженного докембрийского фундамента платформ, разработка радиометрических методов определения возраста горных пород и минералов, а также структурно-метаморфических методов изучения метаморфических комплексов дали объективный материал для восстановления последовательности тектонических процессов и открыли возможности выявления и сопоставления основных этапов формирования структур земной коры.

В настоящей статье разбираются главные особенности структуры докембрия Сибирской и Европейской платформ СССР. На их основе мы выделяем два типа тектонического развития в докембрии — сибирский и европейский.

СИБИРСКИЙ ТИП РАЗВИТИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР

Наиболее древние структуры, поддающиеся исследованию новейшими геолого-геофизическими методами, известны на современных Анабарском и Алданском щитах, которые представляют собой части Ангарского древнейшего стабильного массива, образовавшегося в результате раннеархейского тектогенеза ранее, чем 3300 ± 300 млн. лет назад.

Самые древние породы, обнажающиеся в пределах древнейшего ядра Ангарского массива (низы разреза раннего архея), представлены продуктами крайней осадочной дифференциации: кварцитами, высокоглиноземистыми и карбонатными породами (ингрский комплекс). В более высоком комплексе архея уже намечается некоторая зональность. Можно выделить области преимущественного накопления терригенно-карбонатных (тимптоно-желтулинский комплекс) и вулканогенно-терригенных толщ (зверевский и курультинский комплексы).

Все раннеархейские образования, обнажающиеся в современном эрозионном срезе, испытали однородный (в отношении температуры) метаморфизм в условиях гранулитовой фации умеренных давлений (от 6 до 10 кбар). Лишь на заключительных стадиях складчатости осуществлены преобразования в условиях гранулитовой фации низких давлений (5 кбар и ниже). Характерно для раннего архея ультраметаморфическое образование чарнокитовых мигматитов, чарнокитов и аляскитов.

Раннеархейские комплексы испытали многостадийную интенсивную деформацию. Складчатость общего смятия в пределах каждого цикла сменялась со временем образованием нелинейных, более или менее изометрических поднятий с формированием куполовидных структур разного масштаба и окружающих их складчатых систем.

Возникновение позднеархейских подвижных поясов знаменует собой следующий, принципиально новый этап тектогенеза. Эти пояса были заложены по периферии стабилизированной и глубоко эродированной в конце раннего архея области. Они окаймляли наиболее древние стабильные участки земной коры типа Алданского массива. При унаследованном простирании позднеархейских складчатых систем в ряде мест в наблюдаемых геофизических полях отмечается срезание более древних структур позднеархейскими. Внутри подвижных позднеархейских поясов выявлены в различной степени переработанные глыбы раннеархейского фундамента.

В позднем архее в непосредственной близости к стабильным массивам шло накопление терригенно-карбонатных формаций (становая, олекминская и другие серии), да-

лее от стабильных массивов отлагались вулканогенно-терригенные осадки (например, урканская серия), что свидетельствует о наличии вполне определенной структурно-формационной зональности. Это подчеркивается и характером магматизма. Во внутренних зонах наблюдаются проявления дифференциатов основной магмы: гипербазитов, габброидов, габбро-плагиогранитов, а во внешних — средних и кислых вулканитов, гранитов и мигматитов разных генетических типов.

Для позднеархейского этапа Сибири весьма характерно развитие глубинных разломов по границе древнейших стабилизированных массивов. С направлением этих разломов совпадает простираение позднеархейских подвижных поясов. Внутренняя же структура последних отличается большой сложностью: зоны линейных, сильно сжатых складок, обтекающих местами глыбы фундамента, чередуются со сложными куполовидными и чашевидными структурами.

Краевые глубинные разломы контролировали размещение тел гипербазитов и габброидов, в том числе и характерных габбро-анортозитов (например, джугджурского и каларского комплексов). В связи с этими разломами в породах фундамента формировались, возможно, наложенные зоны гранулитов высоких давлений. Сутамские гранулиты, например, занимают отчетливо секущее положение по отношению к внутренней структуре алданских пород. В целом же метаморфизм верхнеархейских комплексов был довольно однородным и отвечал условиям фации альмандиновых амфиболитов кианит-силлиманитовой фациальной серии.

Следующий тектонический этап, раннепротерозойский, характеризуется развитием подвижных поясов, в основном по периферии эпиархейского Ангарского стабильного массива. Типичным примером является Тукурингрский подвижный пояс.

Для раннепротерозойских подвижных зон свойственны многие черты, типичные для геосинклиналей верхнего докембрия и фанерозоя. Особенно отчетливо выделяются внутренние (янканская, муйская, камчадалская и другие серии) и внешние (желтулакская и другие серии) структурно-формационные зоны. При этом для внутренних зон характерен основной вулканизм, интрузии гипербазитов, габброидов, плагиогранитов, а для внешних — гранитоидные комплексы (например, чуйско-кадарский и др.).

Наконец, для раннепротерозойских складчатых систем характерны парные метаморфические пояса с развитием кианитового типа метаморфизма во внутренних зонах геосинклиналей и андалузитового типа — во внешних. В структурном отношении, вероятно, самым характерным следует считать наличие нормальной геосинклинальной складчатости заверщенного типа.

Все только что сказанное относится к структурам обрамления современной Сибирской платформы. Во внутренних ее частях могут быть выделены лишь отдельные раннепротерозойские наложенные зоны, типа Удоканской. В них наблюдается ряд особенностей в характере первичноосадочных формаций, структур, магматизма и метаморфизма. Имеется набор весьма специфичных, обычно терригенных, часто эпиконтинентальных формаций, содержащих кислые вулканиты. Кислый магматизм очень характерен для этих зон, где выделяется полная серия гранитоидов: от реоморфизованных гранитоидов основания до явно перемещенных гранитов, интрузирующих слабометаморфизованные породы ранних протерозоид. Наконец, образованиям раннего протерозоя этих структур свойствен вертикальный зональный метаморфизм от высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации до неметаморфизованных пород.

В среднем протерозое заканчивается формирование складчатых структур фундамента Сибирской платформы в границах, близких к современным; в это время начинает образовываться платформенный чехол. Когда завершилось формирование структур удоканского типа, по краям платформы возникли краевые поднятия и краевые прогибы. Последним свойственны наземные порфиоровые и молассоидные формации (типа улканской, аkitканской и других серий). В них развиты пологие структуры, чередующиеся с интенсивными приразломными деформациями.

ЕВРОПЕЙСКИЙ ТИП РАЗВИТИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР

Тектоническое районирование внутренней структуры фундамента Европейской платформы, особенно в пределах Балтийского и Украинского щитов и Русской плиты, обосновывается имеющимся фактическим материалом. Доказано, что все нижнепротерозой-

ские комплексы лежат на глубоко размытом архейском гранито-гнейсовом основании. На карте тектонического районирования фундамента Европейской платформы (см. статью В.А. Дедеева и др. в этом же сборнике) хорошо видно, что раннепротерозойские подвижные зоны сопряжены с региональными глубинными разломами.

В составе фундамента Европейской платформы наиболее древние архейские комплексы сложены разнообразными глубоко метаморфизованными породами, первоначально песчано-глинистого состава, нередко с повышенным содержанием глинозема и с прослоями железистых кварцитов (кольская серия).

Более молодые отложения беломорского комплекса состоят из таких же пород, а также из основных и срених эффузивов.

Древнейшие магматические проявления представлены инициальными эффузивами основного и среднего состава и комагматической серией гиперстеновых диоритов - габбро-лабрадоритов - норитов - ультрабазитов. Характерно, что архейские интрузии не обнаруживают связи с линейными зонами глубинных разломов.

Для более древнего, кольского, комплекса пород установлен однородный метаморфизм гранулитовой фации умеренных давлений. Часть пород беломорского комплекса метаморфизована, вероятно, сначала в условиях гранулитовой фации, а затем - высокотемпературной амфиболитовой фации кианитового типа. Широко проявлены процессы ультраметаморфизма, которые привели к образованию чарнокитов и гранитных мигматитов.

Характерна многостадийность формирования складчатой структуры архея. При этом начальные стадии характеризовались складчатостью общего смятия, а заключительные - образованием изометрических, нелинейных поднятий с сопутствующими системами разноориентированных, иногда кольцевых складок.

Следующий крупный этап тектонического развития европейского докембрия - раннепротерозойский - начинается с заложения подвижных поясов на всем эпиархейском, прежде консолидированном основании. В связи с этим ранние протерозойские подразделения разделены многочисленными изометричными глыбами - "обломками" этого основания.

Раннепротерозойские подвижные пояса характеризуются вполне определенным набором формаций, типом магматизма, метаморфизма и стилем тектонического развития. В них развиты как терригенные, так и вулканогенные (кислые - лептитовые и основные - спилитовые) формации, часто с железистыми кварцитами. В узких раннепротерозойских карельских и свекофенских подвижных зонах наблюдается слабо выраженная структурно-формационная зональность.

Интрузии основного и ультраосновного магматизма этого этапа приурочены к зонам глубинных разломов. Очень характерны также и разнообразные проявления гранитоидов автохтонного и аллохтонного залегания.

История метаморфизма рассматриваемого этапа сложна. На начальных стадиях развития был проявлен зональный метаморфизм андалузитового типа. На конечных, завершающих стадиях появляются парные метаморфические пояса. Один из подобных поясов - свекофенский - характеризуется проявлением зонального метаморфизма андалузитового типа, второй - беломорско-лапландский - метаморфизмом кианитового типа.

Для складчатой структуры карелид типичны сложные сочетания линейных складчатых систем и изометричных куполовидных структур реформированного более древнего фундамента.

Тектоническая история следующего этапа - среднепротерозойского характеризуется окончательным оформлением эпираннедокембрийского Фенно-Сарматского массива.

После среднего протерозоя начался принципиально новый этап тектонического развития.

В позднем протерозое по периферии эпираннедокембрийской Фенно-Сарматской палеоплатформы закладывались подвижные пояса, носящие уже все черты типичных геосинклиналей фанерозоя. В центральных участках ее в это же время были "оживлены" глубинные разломы раннепротерозойского заложения. Однако активность их была меньшей, чем в раннем протерозое и сопряжены с ними были уже не типичные геосинклинальные трюги, а авлакогены, сходные с Удоканской и другими "недоразвитыми" подвижными зонами раннего протерозоя Сибири.

В результате проявления позднепротерозойского тектогенеза были сформированы внешние углы Европейской докембрийской платформы, которая с этого времени существует в своих современных границах.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ВЫДЕЛЯЕМЫХ ТИПОВ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ГЕОТЕКТОНИКИ

Попытаемся теперь сформулировать основные черты сходства и различия европейского и сибирского типов развития докембрия. Первое различие заключается в разновременности, асинхронности возникновения однотипных в геотектоническом смысле структур.

В самом деле, время возникновения первых крупных стабильных массивов, которые могут быть выделены в современной структуре фундамента платформ и изучаться геолого-геофизическими методами, относится, по-видимому, к раннему архею на Сибирской платформе и лишь к позднему архею на Европейской платформе. Первые наложенные подвижные пояса, сопряженные в своем развитии с системами протяженных зон глубинных разломов, фиксируются с позднего архея в Восточной Сибири и с раннего протерозоя на европейской части континента. Этап окончательной стабилизации палеоплатформ (кратонов) также закончился разновременно в сибирском и европейском секторах современной Евразии — соответственно, в раннем и в среднем протерозое. Наконец, заключительный этап становления платформ в современных границах приходится главным образом на средний протерозой на Сибирской платформе и на поздний протерозой на Европейской платформе.

Следует также отметить и различный характер заложения первых подвижных поясов. В Восточной Сибири позднеархейские — раннепротерозойские подвижные пояса закладывались, в основном, по периферии первичных стабильных массивов. Поэтому здесь раннепротерозойские подвижные пояса носят многие черты типичных геосинклиналей. В частности, в них уже достаточно четко выражено разделение на различные структурно-фациальные зоны. Некоторые исследователи выделяют здесь даже эв- и миогеосинклинали. Напротив, раннепротерозойские подвижные пояса фундамента Европейской платформы развивались на гранито-гнейсовом комплексе основания. Они узкие, носят характер "рвов" и "трогов". В них отсутствует четкая дифференциация на структурно-формационные зоны, что несколько сближает их с позднеархейскими подвижными поясами Восточной Сибири.

Таким образом, намечается асинхронность сходных тектонических этапов; опережение этапов становления складчатого докембрийского фундамента Сибирской платформы — аналогичных основных этапов становления фундамента Европейской платформы. Следует добавить, что асинхронность тектонического развития атлантического и тихоокеанского сегментов Евразии проявлялась и в дальнейшем на протяжении всего фанерозоя.

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ДРУГИХ МАТЕРИКОВ

Анализ докембрийской тектоники других континентов позволяет предположить, что выделяемые нами в пределах СССР европейский и сибирский типы развития докембрия не являются исключительными, они имеют аналоги на других континентах. Так, последние обобщения по строению докембрия Канадского щита показывают, что там имеется почти полная аналогия с выделяемым нами европейским типом. В южной и юго-западной Африке, где по периферии громадных эпираннеархейских стабильных массивов развиты наложенные позднеархейские и раннепротерозойские подвижные пояса, по-видимому, проявлены черты сибирского типа докембрийской геотектоники.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ГЕОТЕКТОНИКИ

В процессе формирования фундамента древних Сибирской и Европейской платформ, а также древних платформ других континентов можно выделить три основных этапа. Самый поздний из них, охватывающий по времени ранний и средний протерозой в Восточной Сибири и поздний протерозой в Европейском секторе, может быть назван "платформенно-геосинклинальным". В короткой статье нет необходимости специально останавливаться на его характеристике. Отметим лишь, что подвижные пояса этого этапа носили многие черты типичных геосинклинальных систем фанерозоя и их развитие завершило формирование фундамента платформ в современных границах последних.

Предшествующий платформенно-геосинклинальному этап может быть назван "протогеосинклинальным" этапом развития земной коры, а соответствующие подвижные пояса и системы - протогеосинклинальными.

В стадию прогибания в протогеосинклиналях происходило отложение разнообразных осадочных и вулканогенных пород. Складчатые структуры протогеосинклиналей относятся к типу глубинной геосинклинальной складчатости, они во многом зависят от степени регионального метаморфизма пород и от поведения комплекса основания (фундамента, ложа протогеосинклинали). Так, наряду с крупными линейными и дугообразными складчатыми системами, в основании главного геосинклинального комплекса и в фундаменте на поздней стадии развития в условиях ультраметаморфизма образуются диапирные куполовидные структуры. В этом случае складчатые структуры высокометаморфизованных пород напоминают по характеру структуры более древнего, предшествующего этапа. Однако, если в одном случае куполовидные структуры отмечаются повсеместно, то в другом характерно сочетание линейных структур главного геосинклинального комплекса и куполовидных структур реоморфизованного комплекса основания. Не исключено, что это различие является следствием неодинаковой глубины формирования наблюдаемых ныне тектонических структур (глубины, соответствующие амфиболитовой фации - для протогеосинклинальных комплексов и глубины, соответствующие гранулитовой фации - для более древних комплексов).

Для структур протогеосинклинального этапа весьма характерны зоны региональных глубинных разломов как по границам стабильных структур, так и внутри протогеосинклиналей. К этим зонам глубинных разломов приурочены метаморфические пояса высоких давлений, а также интенсивные проявления вулканогенных и интрузивных пород основного и ультраосновного состава. Протогеосинклинальные образования относятся к структурам одного мегацикла. При этом в хорошо изученных разрезах, например, карелид, отчетливо выражены, по крайней мере, две фазы складчатости.

Протогеосинклинальные области характеризуются изменчивостью регионального метаморфизма в пространстве и во времени, в них часто картируется метаморфическая зональность и парные метаморфические пояса. Особенно большая дифференциация метаморфизма, выделение синхронных парных метаморфических поясов с повсеместно проявленной метаморфической зональностью, характеризует завершающую стадию развития этих структур.

Кроме разнообразия метаморфических явлений, разницу в тепловом и динамическом режиме структур протогеосинклинальных областей подчеркивает и магматизм. Во внутренних зонах развиты начальные основные эффузивы, гипербазиты и габброиды, а также габбро-плаггиограниты. К зонам глубинных разломов часто приурочены габбро-анортозиты и интрузивные чарнокиты. В подвижных зонах с гранито-гнейсовым комплексом основания, кроме вулканитов основного состава, присутствуют средние и кислые вулканиты, а также гранитоиды и мигматиты разных генетических типов. Гранитные массивы и кислые вулканиты образуются в срединных массивах.

Следует отметить, что процессы гранитообразования в рассматриваемый этап были интенсивными. Они были связаны с явлениями ультраметаморфизма комплекса основания и низов протогеосинклинальных толщ, т.е. с процессами перекристаллизации и метаморфической дифференциации, а также метасоматоза, полного и селективного анатексиса. Реоморфизованные массы, гранитные расплавы, гранитизирующие флюиды перемещались в верхние зоны, образуя хорошо выраженные вертикальные серии гранитоидных комплексов. С интенсивными процессами гранитообразования, возможно, связана и наступившая в конце этого этапа инверсия многих подвижных протогеосинклинальных областей и их переход в разряд областей завершённой складчатости.

Для протогеосинклинального этапа развития земной коры могут быть выделены и относительно стабильные структурные элементы протоплатформы (эпирархейская Алдано-Анабарская), а также первичные срединные массивы (эпирархейский Беломорский, Приднепровский, Житомирский и др.). Последние, безусловно, отличаются от фанерозойских срединных массивов. Они характеризовались интенсивной складчатой и метаморфической переработкой в условиях высокой степени метаморфизма (до амфиболитовой фации), а также образованием реоморфизованных гранито-гнейсовых куполов и мигматит-гранитных плутонов.

Перейдем теперь к характеристике еще более раннего тектонического этапа развития земной коры, предшествующего протогеосинклинальному. Несмотря на то, что на-

ши знания о древнейших геологических процессах все еще крайне ограничены, мы можем полагать, что в раннем архее существовали обширные мобильные области с весьма специфическими, характерными только для них чертами. Принятый в этой статье термин для этого тектонического режима "прогеосинклиналь" (Шуркин, Митрофанов, 1968) и соответственно для этапа — "прогеосинклинальный" по разным соображениям может считаться не очень удачным, но в настоящее время ему трудно найти удовлетворительную замену.

К основным отличительным чертам самых ранних прогеосинклинальных комплексов, объединяющим их и отличающим от образований других этапов развития земной коры, следует прежде всего отнести выдержанность характера супракрустальных образований на огромных площадях. Это объясняет большую площадную протяженность прогеосинклинальных мобильных областей и нелинейный характер бассейнов осадконакопления. Хорошая стратификация толщ, наличие продуктов крайней осадочной дифференциации (кварцитов, высокоглиноземистых и карбонатных пород) и отсутствие грубообломочных фаций свидетельствуют о слабой дифференцированности областей на зоны поднятий и прогибов, а также о слабой дифференцированности тектонических процессов. Это особенно характерно для ранних стадий прогеосинклинального этапа.

Своеобразие складчатых структур прогеосинклинальных комплексов заключается в наличии гигантских складчатых овалов, куполовидных структур и складок течения разной ориентировки и размеров, т.е. в глубинном типе складчатых структур. Возможно, это связано и с глубиной современного эрозионного среза древнейших структур и геофизически находит свое отражение в мозаичном характере современного магнитного поля над структурами данного возраста.

Структурные несогласия внутри комплексов обычно не устанавливаются. Это может быть связано с их исчезновением в процессе последующих наложенных складчатостей и процессов глубокого метаморфизма. Выявление таких несогласий, как показывают последние специальные работы, возможно лишь при детальном структурно-метаморфических исследованиях.

Характерной особенностью регионального метаморфизма прогеосинклинальных комплексов является однородность его проявления на огромных площадях. Так, все известные на территории СССР раннеархейские образования однородно метаморфизованы в условиях гранулитовой фации умеренных давлений (6–10 кбар). Это позволяет говорить о прямой зависимости характера метаморфизма от глубины и равномерности погружения толщ, об устойчивости высокого теплового режима, об отсутствии существенных термальных аномалий, что может объясняться опять-таки слабой тектонической дифференциацией земной коры в это время.

Специфичны по характеру своего проявления прогеосинклинальные магматогенные и ультраметабазитные формации. Основной магматизм свойствен стадиям прогибания и инверсии прогеосинклиналей, он прерывался в стадию ультраметаморфизма, когда пластичные породы зоны ультраметаморфизма перекрывали пути миграции глубинной основной магмы.

Для домигматитовых пород среднего и основного состава невозможно предполагать наличие связей с зонами глубинных разломов, поскольку не устанавливается признаков линейного или поясового распределения этих пород. Антидромная последовательность образования древнейших гиперстеновых диоритов — габбро-лабрадоритов — габбро-норитов — гипербазитов отличается от обычной последовательности формирования фанерозойских магматических пород ранних стадий развития геосинклиналей. Этому можно найти объяснение в незначительной мощности и неустойчивости формирующегося гранито-гнейсового слоя прогеосинклинального этапа. Ультраметабазитные чарнокит-мигматиты и гранит-мигматиты этого этапа развиты по всей площади и по всему разрезу древнейших комплексов. Все они являются обнаженными зонами рождения гранитных магм в ультраметаморфических условиях гранулитовой или амфиболитовой фаций.

Отмеченные особенности прогеосинклинальных комплексов древних платформ не позволяют сопоставлять их с образованиями геосинклинальных областей. Формирование этих комплексов, вероятно, происходило в обширных и нелинейных мобильных областях, заложенных на первичной, по-видимому, андезит-базальтовой земной коре.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ОРОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС ЗАПАДНОГО СКЛОНА АЛДАНСКОГО ШИТА

На западном склоне Алданского шита (междуречье Чары и Олекмы) развиты отложения архея, нижнего и верхнего протерозоя. Среднепротерозойские осадочные образования достоверно не установлены.

По структурно-вещественным признакам (по Ю.А. Косыгину и др.) здесь отчетливо выделяются архейский фундамент, орогенный комплекс нижнего протерозоя и верхнепротерозойский осадочный чехол.

Наиболее древние отложения объединяются в курультинскую серию или несмуриинскую толщу. Они слагают блоки среди отложений олекминской и чарской серий. Геологосъемочными работами на междуречье Чары и Токко установлены непосредственные переходы между толщами и складчатыми структурами в олекминской и чарской сериях, что позволяет считать их разновозрастными. Заканчивается разрез архея отложениями борсалинской серии. Отложения последней отличаются по составу от подстилающих пестротой литологического состава, флишoidalным характером осадков, повышенным количеством вулканогенных пород. В современном срезе они образуют грабен-синклинали или выполняют центральные части синклиналильных структур, в которых широко развиты сложные линейные складки.

По характеру осадков, строению формаций и складчатых структур отложения борсалинской серии могут быть отнесены к протоорогенным (по К.В. Боголепову) образованиям архейской протогеосинклинали. К борсалинской серии нами с некоторой долей условности относятся отложения Борсалинской, Темуляжитской, Ималькско-Тарынакской грабен-синклиналей, Юс-Кюельской синклинали, Бурпалинского и Каларского грабенов.

Нижнепротерозойские отложения слагают в описываемом регионе дейтероорогенный (по К.В. Боголепову) комплекс, формирование которого проходило в два этапа. В ранний этап сформировались отложения терригенно-вулканогенной формации с широким развитием базальт-андезит-липаритовой группы формаций (по Ю.А. Кузнецову). К образованиям этого этапа относятся отложения Суьганского, Олондинского, Таас-Миэлинского, Итчиляжского, Усть-Ханинского, Ярогинского и других грабенов, а также тарагайская толща Юс-Кюельской синклинали и др. Толщи грабенов несогласно налегают на структуры архея и так же несогласно перекрываются отложениями удоканской серии и ее аналогов.

Для отложений раннего этапа дейтероорогенного комплекса характерными структурами являются чешуйчатые моноклинали, осложненные на локальных участках по разломам мелкими гребневидными складками второго порядка. Формирование осадков происходило в опускавшихся прогибах с постепенным захватом и соседних участков глыбово-сводовых поднятий. Осадки этого этапа имели более широкое распространение по сравнению с современными выходами. Об этом свидетельствуют налегание на архейские отложения различных горизонтов этих толщ (Таас-Миэлинский грабен), наличие многочисленных галек этих пород в базальных горизонтах перекрывающих отложений, отсутствие периклиналильных и центриклиналильных замыканий структур в грабенах, срезание структур ограничивающими грабен разломами, отсутствие краевых фаций, изменение мощностей и характера осадков от центра к периферии грабена и т.д.

Магматические образования представлены породами основного состава, андезитами, кварцевыми порфиритами, габбро, диоритами, гранодиоритами и гранитоидами.

По характеру заложения, составу формаций, положению этих толщ в общей структуре склона шита представляется возможным отнести их к орогенным образованиям и, вслед за К.В. Боголеповым, назвать дейтероорогенными или вторичными орогенными (по К.Б. Мокшанцеву).

В поздний этап дейтероорогенного комплекса образовались отложения удоканской серии Удоканского прогиба, угуйской серии (олонгитская, туостайская, чародакская, намсалинская, ханинская и станахская свиты) Ханинской, Олдонгсинской и Угуйской грабен-синклиналей и кебектинской свиты. Структуры позднего этапа несогласно на-

ложены на грабены раннеорогенного этапа и архейские структуры. Наиболее четко это наблюдается во взаимоотношениях субмеридионального Олондинского грабена и субширотного Удоканского прогиба, а также Таас-Мизэлинского грабена и Олдонгсинской грабен-синклинали.

В составе терригенной формации этого этапа выделяется три субформации: нижняя — вулканогенно-терригенная, средняя — карбонатно-терригенная и верхняя — терригенная. Нижняя субформация выделяется только в Удоканском прогибе. Строение формации отражает отдельные стадии развития орогенной области.

Характерной особенностью терригенной формации является преобладание обломочных континентальных прибрежно-дельтовых отложений, характеризующихся косой и горизонтальной слоистостью, знаками ряби, трещинами усыхания и другими признаками мелководья. Наблюдается быстрое выклинивание пачек по латерали и вертикали, резкая смена пород, появление локальных участков с грубозернистыми или глинистыми участками пород. Все это обуславливает различный характер строения отдельных участков прогиба, но в целом общие особенности строения во всем бассейне сохраняются. Осадки имеют аллохтонное происхождение.

Наблюдения над составом пород, изменениями мощностей в грабен-синклиналях (Олдонгсинской, Ханинской, Угуйской) позволяют предположить связь их с удоканским прогибом. На это указывает сходный литологический состав, закономерное увеличение мощности и уменьшение зернистости осадков в южном направлении, а также усложнение складчатости к югу. Породы позднего этапа смяты в брахиформные простые складки, осложненные в зонах разломов и над грабенами раннего этапа линейными складками.

Характерной особенностью раннепротерозойского позднего этапа является широкое развитие магматических пород. Наиболее ранними являются породы основного состава, слагающие пластовые тела в кадарской подсерии удоканской серии. Более молодыми являются гранитоиды куандинского комплекса, габбро-анартозитовый каларский комплекс, гранитоиды чуйско-кодарского комплекса.

Осадочные отложения твердо установленного среднепротерозойского возраста на описываемой территории отсутствуют. В Патомской складчатой области отложения тепторгилской серии, по мнению В.К. Головёнка и В.Л. Тихонова, являются орогенными образованиями.

В верхнем протерозое начинается формирование осадочного чехла. На ранних этапах эти отложения несут черты орогенных комплексов (ничатская и кумахулахская свиты). С основания ималькской свиты формируется типичный спокойно залегающий чехол, который перекрывал почти всю описываемую территорию.

ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИСТОРИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ГЛАВНЕЙШИЕ МАТЕРИАЛЫ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СХЕМЫ

В строении кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы выделяются четыре типа слагающих его элементов, различающихся по возрасту и особенностям структуры. Они отчетливо обособливаются в пределах выступов фундамента (Балтийского, Украинского шитов) и предположительно в закрытой чехлом части платформы. Такими элементами фундамента являются: 1) древнейшие архейские массивы; 2) ниже- и среднепротерозойские складчатые системы, образующие изогнутые складчатые полосы; 3) участки более древних массивов, подвергшихся глубокому метаморфизму и гранитизации в нижнем и среднем протерозое; 4) участки фундамента, расположенные главным образом по краям платформы и сложенные более древними образованиями, подвергшимися метаморфизму и гранитизации в позднем протерозое. Кроме того, к основанию древней платформы должны быть отнесены образования древнейшего ее осадочного чехла, покрывающие отдельные ограниченные участки и испытавшие влияние метаморфизма. По возрасту они относятся к нижнему и среднему протерозою.

Главнейшими исходными данными для выяснения тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы служат материалы по строению ее выступов (Балтийского и Украинского шитов), а также слабо прикрытого чехлом района Курской магнитной аномалии на Воронежской антеклизе. За последние годы материалы бурения позволили изучить строение кристаллического основания Белорусской антеклизы и неглубоко погруженных склонов всех упомянутых поднятий. Для участков фундамента платформы, прикрытых более мощным чехлом осадочных отложений, могут быть использованы данные отдельных буровых скважин и главное — результаты геофизических исследований.

В итоге обобщения этих материалов удается составить более или менее обоснованную схему строения фундамента большей части Восточно-Европейской платформы, за исключением ее юго-восточного угла (Прикаспийской впадины), для расшифровки структуры которого из-за мощности осадочного чехла (более 14–15 км) мы пока не располагаем никакими данными. Остается неясным и такой важнейший вопрос: относится ли складчатое основание Прикаспийской впадины к фундаменту Восточно-Европейской платформы или оно обладает верхнепротерозойским основанием и должно быть исключено из состава древней платформы.

Наиболее изученной и в то же время самой сложной частью фундамента платформы является Балтийский шит. В последние годы в результате проведения радиометрических определений возраста минералов и горных пород получена обоснованная схема строения его фундамента, которая хотя еще и далека от совершенства, но все же позволяет рисовать основные черты структуры как советской, так и финляндской и скандинавской частей шита. При этом значительную роль для понимания тектоники шита сыграли работы А.А. Полканова и ЭК. Герлинга (1961), Н.Г. Судовикова (1964), Д.Я. Харитоновой (1962), К.О. Кратца (1963), И.П. Палея (1963) — по Карелии и Кольскому полуострову; сводки П.Гейера (1967) по Швеции; П.Эскола (1961, 1967), А.Симонена (1963) — по Финляндии, Г.Борта, П.Рейтана и Г.Хольтедаля (1957) — по Норвегии, а также данные Международной тектонической карты Европы (Кратц и др., 1964). В последние годы к ним добавились работы К.А. Шуркина (1968), В.А. Соколова и др. (1970), И.П. Палея (1966), Симонена (Simonen, 1971), Лундегарда (Lundegardh, 1971), Л.И. Салопа (1971), Велина (1972), Эриксона (Ericson, 1971), М.А. Гиляровой (1972) и другие исследователей.

Обобщение материалов по строению украинской части фундамента платформы принадлежит Н.П. Семененко (1964), М.Н. Доброхотову (1966); Г.И. Каляеву (1965),

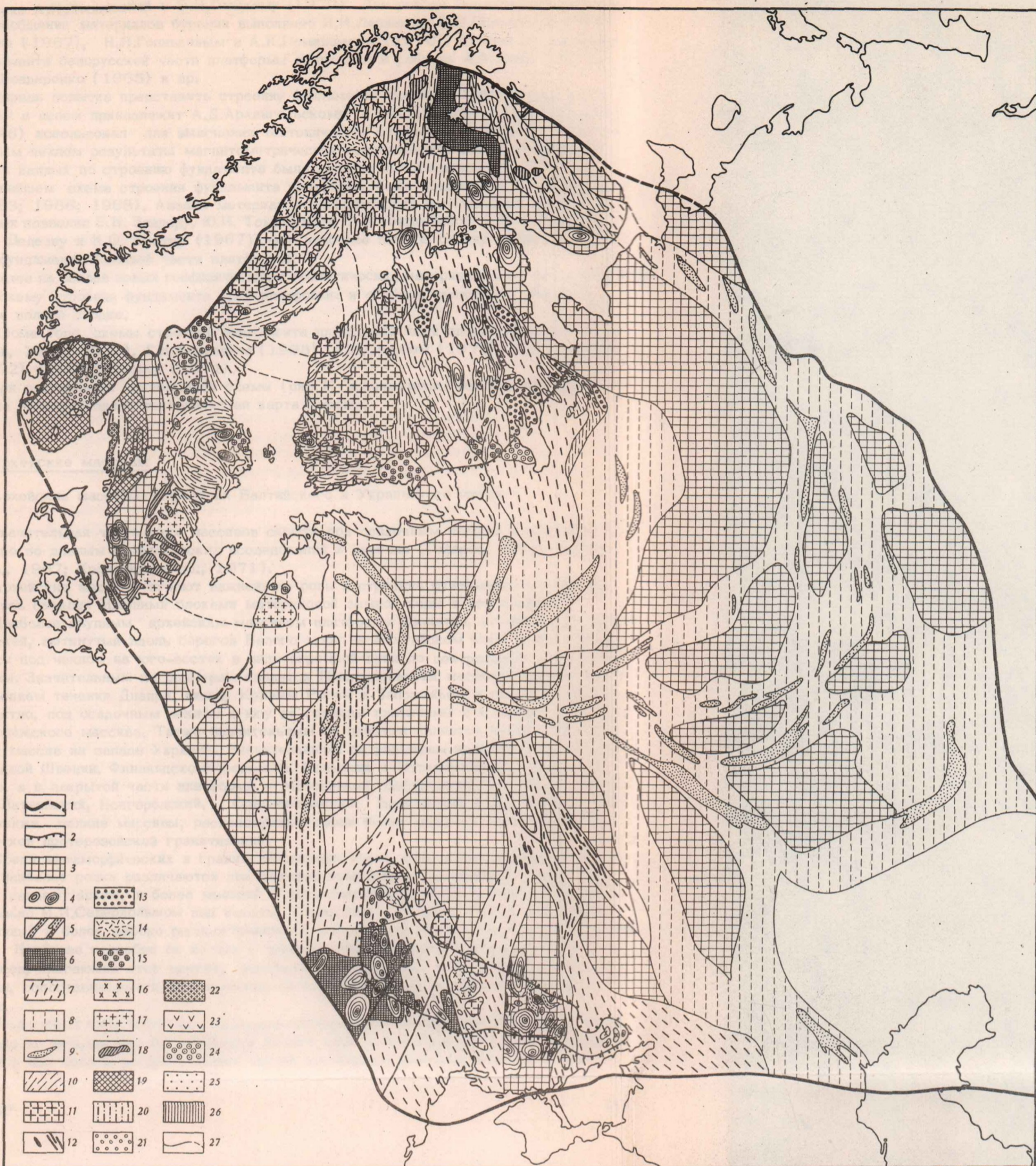


Рис. 1. Схема тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы (составил М.В.Муратов)

1 - граница Восточно-Европейской платформы (пунктиром показана граница платформы предположительно); 2 - граница платформенного чехла (контуры выходов фундамента платформы на поверхность).

Архейские массивы: 3 - архейские гранито-гнейсовые массивы (контуры массивов под чехлом платформы показаны); 4 - элементы структуры гнейсовых массивов (куполовидные формы и линии простираения); 5 - древнейшие основные гнейсы (более 3000 млн лет) и амфиболиты в составе архейских массивов (конско-верховцевской серии и др.); 6 - гранулитовый и чарнокитовый комплекс: пироксен-плагиоклазовые гнейсы, перидотиты, пироксенолиты, нориты, чарнокиты; 7 - архейские массивы, подвергшиеся раннепротерозойской гранитизации и метаморфизму (в интервале 1700-2000 млн лет).

Нижне- и среднепротерозойские складчатые области: 8 - нижне- и среднепротерозойские складчатые системы под платформенным чехлом; 9 - главные полосы магнитных пород (основных и ультраосновных интрузий и эффузивов) в их пределах; 10 - синклинали прогибы с геосинклинальным комплексом нижнего протерозоя в Свеккофеннской, Карельской и Кольской областях; 11 - ранне- и среднепротерозойские гранитоиды; 12 - нижнепротерозойский комплекс, выполняющий системы трогов (палеоавлакогенов); 13 - среднепротерозойский комплекс отложений чехлов древних массивов ятулий; 14 - среднепротерозойский комплекс вулканогенно-осадочных толщ (серия Кируны); 15 - граниты рапакиви (1650 млн лет); 16 - позднепротерозойские гранитоиды северной Швеции (1570-1535 млн лет) и коростенский комплекс Украины (1700-1500 млн лет); 17 - готские граниты (1700-1560 млн лет); 18 - порфиры смоланд; 19 - Дальсландская складчатая область (гнейсовое основание, подвергшееся позднепротерозойской гранитизации, 800-1160 млн лет); 20 - протерозойская складчатая область фундамента Белоруссии, а также геосинклинальный комплекс Дальсландской системы; 21 - орогенный комплекс Дальсландской системы и комплекс Телемарк Норвегии; 22 - позднепротерозойские гранитоиды - гранит Бохус (1600 млн лет); 23 - докембрийские ультраосновные интрузии и анартозиты; 24 - древнейшие образования платформенного чехла вепской серии; 25 - серия иотнийских и овручских песчаников; 26 - палеозойские щелочные интрузии Хибин; 27 - линии разломов выявленные и предполагаемые (пунктиром)

а также А.Н.Козловской и В.Н.Гладкому (1970). Для района Воронежской антеклизы обобщение материалов бурения выполнено И.Н.Леоненко, В.Д.Полищуком и Зайцевым (1967), Н.П.Голивкиным и А.К.Романшаком (1970). Данные по строению фундамента белорусской части платформы приведены в работах А.М.Папа (1965), Б.В.Бондаренко (1965) и др.

Первая попытка представить строение фундамента Восточно-Европейской платформы в целом принадлежит А.Д.Архангельскому (1941). Позднее Н.С. Шатский (1946) использовал для выяснения тектонической структуры фундамента под осадочным чехлом результаты магнитометрических исследований. Общая сводка более новых данных по строению фундамента была сделана Л.А.Вардянцем (1955). В дальнейшем схема строения фундамента платформы была предложена Р.А.Гафаровым (1963; 1966; 1968). Анализ материалов геофизических исследований и буровых данных позволил В.Н. Зандеру, Ю.И. Томашуносу, А.Н. Берковской, Л.В. Суворовой, В.А. Дедееву и К.О. Кратцу (1967) дать наиболее полную сводку данных о строении фундамента большей части платформы.

Далее на основе новых геофизических и геологических материалов Р.А. Гафаров (1971) дал схему строения фундамента всей платформы и обобщил имеющийся материал в более полной сводке.

Кроме того, схемы строения фундамента платформы были сделаны автором (Муратов, 1963, 1970), Г.И.Каляевым (1965), Л.И.Салопом (1971), В.Н.Дедеевым (1972) и А.С.Новиковой (1971).

При составлении приложенной схемы (рис.1) использованы все эти материалы, а также Международная тектоническая карта Европы.

Архейские массивы

Архейские массивы в пределах Балтийского и Украинского щитов

Значительная часть этих массивов скрыта под осадочным чехлом и выявлена только по данным геофизических исследований и бурения (Гафаров, 1963; Зандер и др., 1967; Кропоткин и др., 1971).

Архейские массивы играют важнейшую роль в строении фундамента платформы, являясь самыми древними блоками материковой земной коры в его пределах.

Наиболее крупным архейским массивом платформы является, по-видимому, Беломорский, вытянутый вдоль берегов Белого моря на Балтийском море и протягивающийся под чехлом на юго-восток в виде огромной дуги до центральных частей платформы. Значительным по размерам является Приднепровский массив, расположенный в среднем течении Днепра, между Кривым Рогом и Запорожьем и протягивающийся, вероятно, под осадочным чехлом к югу до границы платформы и к северу в пределы Воронежского массива. Также значительным по площади является Бугско-Днестровский массив на западе Украины. Значительными по размерам являются массивы юго-западной Швеции, Финляндско-Карельский, Кольский и Мурманский на Балтийском щите, а в закрытой части платформы - Мозовецкий, Добжинский, Поморский, Литовско-Латвийский, Новгородский, Средневолжский, Башкирский и др. Многочисленны также мелкие массивы, расположенные среди более молодых образований или участков протерозойской гранитизации.

Среди метаморфических и гранитизированных пород, слагающих архейские массивы, наиболее резко различаются два главных комплекса: древнейший, относящийся к раннему архею, и более молодой - позднеархейский. Первый выделялся первоначально И.И.Седерхольмом под именем "Саамского". Второй, хорошо стратифицированный и более широко распространенный, разделен на разновозрастные серии гнейсов. Наиболее подробно он изучен в пределах Беломорского массива. Комплекс гнейсов, слагающих этот массив, именуется беломорским, а на других выделяются серии, сопоставляемые с ним и иногда по аналогии также называемые беломорскими.

Беломорский массив занимает значительную площадь и вытянут с северо-запада на юго-восток. От побережья Белого моря и Кандалакшской губы он продолжается под чехлом до центральных частей платформы, достигая Котласа и между-

речья верховий Унжи и Сухоны. При этом он образует дугообразный изгиб и отклоняется к югу, а затем к юго-западу, достигая района Галича, Костромы и Ярославля. Южная часть массива имеет очень сложное строение и авторы сводки (Зандер и др., 1967) выделяют в его пределах несколько частей, сложенных различными по составу и возрасту породами и прорванных гранитами раннего карелия. В строении массива преобладают биотитовые гнейсы, гранат-биотитовые, амфиболовые двуслюдяные гнейсы, разнообразные амфиболиты, а также глиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы с силлиманитом, кордиеритом и ставролитом.

На Балтийском шите древние архейские породы известны местами в основании беломорского комплекса. Они образуют включения среди гнейсо-гранитов и мигматитов. Их возраст по радиометрическим определениям составляет 3000–3400 млн лет.

Беломорский комплекс гнейсов характеризуется ясной последовательностью напластования и слагает систему крупных складок, вытянутых с северо-запада на юго-восток. Среди них некоторыми исследователями выделяются стратиграфически выдержанные толщи и свиты, общая последовательность которых описана К.А.Шуркиным (1968). Нижние свиты состоят из амфиболитовых и биотитовых гнейсов, амфиболитов и двуслюдяных гнейсов с небольшими пропластками мраморов; в верхних преобладают глиноземистые гнейсы, биотитовые и двуслюдяные гнейсы с редкими пачками амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Общая мощность всего комплекса определяется в 8–10 км.

Особенности разреза позволяют считать, что этот комплекс формировался в условиях большого прогиба земной коры, в котором сначала шло накопление вулканогенного, туфового, лавового (амфиболиты) и песчано-глинистого материала (биотитовые и другие гнейсы), а затем ритмично чередующихся песчано-глинистых осадков. При этом фашиальная однородность и выдержанность отдельных свит свидетельствуют о слабой расчлененности прогиба, в котором происходило их накопление. Мощность и непрерывность разреза, а также присутствие эффузивных толщ в его нижней части свидетельствуют о геосинклинальном режиме их накопления.

Прогибы значительных размеров и со слабо выраженной расчлененностью, характерные для архейских областей осадконакопления, получили наименование протогеосинклиналей (Павловский, 1964). Беломорский гнейсовый комплекс, по-видимому, относится именно к протогеосинклинальным образованиям.

Одновременно с формированием осадков беломорского комплекса происходило образование интрузий – перидотитов, габбро-норитов небольшого размера ("друзитов") и внедрение крупных габбро-лабрадоритовых тел (Шуркин, 1968).

После формирования осадочных толщ беломорской серии они подверглись складчатости и глубокому метаморфизму в условиях амфиболитовой фации и в отдельных местах образуют гнейсо-гранитные купола. Породы комплекса были мигматизированы и нередко гранитизированы. Основные интрузивные тела превращены в разнообразные амфиболиты. Степень метаморфизма возрастает вниз по разрезу. В нижней части гнейсы часто замещаются мигматитами и палингенными гранитоидами. Те и другие представлены плагиоклазовыми и плагиоклаз-микроклиновыми гранитами, гранодиоритами и диоритами. Граниты образуют небольшие, но многочисленные тела, не четко отграниченные от мигматитов. Большинство из них возникло за счет кристаллизации палингенной магмы. Однако есть также и метасоматические граниты (Шуркин, 1968). С гранитами тесно связаны генетически широко распространенные здесь пегматитовые тела.

По геологическим данным, беломорский комплекс не только древнее карельского, но слагает массив, который является выступом основания карелид. Радиометрический возраст беломорского комплекса оценивается не всегда определенно. Многие прорывающие его гранитоиды и сопровождающие пегматиты, несомненно, более молодые, чем сам комплекс и, по данным радиометрических определений, имеют возраст в интервале 1900 – 2140 млн лет. Присутствуют и еще более молодые карельские гранитоиды с возрастом 1830 – 1880 млн лет. Однако большинство исследователей относит сейчас беломорский комплекс к более древним образованиям, возраст которых превышает 2600 млн лет.

Беломорский массив продолжается на северо-запад в Финляндию, где он сложен гнейсовым комплексом, получившим наименование серии Туутса-Савукоски и имеющий много общих черт с беломорским. На продолжении Беломорского массива протягива-

ется полоса так называемого гранулитового пояса. Он сложен как породами кислого состава, близкими к гнейсам и чарнокитам, так и основного состава — гиперстенowymi гнейсами, габбро-норитами и местами перидотитами.

Породы гранулитового комплекса образовались, по-видимому, за счет отложений беломорского и более древнего комплексов, подвергшихся глубокой метаморфизации в условиях гранулитовой фации метаморфизма на значительной глубине в период формирования карельского комплекса. Об этом свидетельствует возраст гранулитов, близкий к карельскому — 1920–1980 млн лет (Шуркин, 1968). Однако возраст их по биотиту определяется величиной более 3500 млн лет, а по амфиболу — около 2900 млн лет. Эти данные свидетельствуют, по-видимому, о значительной древности исходных пород как гранулитового, так и самого беломорского комплекса.

Кольский массив охватывает значительное пространство в середине Кольского полуострова и вытянут вдоль него. В строении этого массива участвуют две различные по возрасту серии. Главную роль в его строении играет более молодой комплекс гнейсов, из-под которого местами, по данным Л.П.Бондаренко и В.Б.Дагелайского (1968), выступают в отдельных блоках, поднятых по разломам, или в ядрах антиклинальных структур более древние образования. Последние представлены, по данным тех же исследователей, комплексом гранито-гнейсов, мигматитов, гранитизированных гнейсов и кристаллических сланцев основного состава, а также амфиболитов и чарнокитов. Породы эти являются образованиями более древними, чем беломорская серия. С участками их распространения связано определение радиометрического возраста пород до 3250–3600 млн лет (Масленников, 1968). А.А.Полканов относил эти породы к древнейшей саамской складчатой системе архея Балтийского щита, сохранившейся среди более молодых образований в виде реликтов (Полканов и др., 1964).

Более молодая серия представлена гранит-биотитовыми гнейсами, гранатовыми амфиболитами с подчиненными слоями магнетитсодержащих сланцев, реже — магнетитсодержащих кварцитов, а в верхней части ее преобладают гиперстен-роговообманковые гнейсы, силлиманит-гранатовые гнейсы, гранулиты и другие породы (Бондаренко, Дагелайский, 1968). Отложения этой серии образуют сложную складчатую структуру и, согласно К.А.Шуркину, могут быть отнесены к аналогам беломорского комплекса как по данным радиометрического возраста, так и по сходному составу секущих их гранитоидов.

Кольский массив в западной части прорван небольшим, но очень сложным Мончегорским плутоном ультраосновных и основных пород. Последний состоит из пироксенитов, норитов и габбро-норитов, возраст которых превышает 3000 млн лет. Эти породы включают линзы оливинитов и перидотитов, а также ксенолиты габбро-норитов с возрастом более 4000 млн лет, который отвечает, по-видимому, возрасту верхней мантии. Участки этих пород рассматриваются как обломки вещества мантии, вынесенные при образовании сложной интрузии. Кроме этой интрузии, кольскую серию прорывают габбролабрадориты и гиперстеновые диориты.

Мурманский массив сложен преимущественно микроклиновыми и плагиомикроклиновыми гранитами. Лишь в виде глыб и ксенолитов сохранились среди них древнейшие олигоклазовые гнейсо-граниты с признаками мигматизации (с возрастом около 3000 млн лет), а также амфиболиты и амфиболитовые гнейсы. Радиометрический возраст этих гнейсов составляет 2300–2000 млн лет, а возраст гранитоидов — 1800–1660 млн лет (Шуркин, 1968), т.е. является карельским. Мурманский массив считается поднятым блоком гнейсового фундамента карельской системы, подвергшейся сильной гранитизации в эпоху позднекарельской складчатости.

Карельско-финляндский массив выделяется А.Симоненом (1964) и И.П.Палем (1966) как древний досвекофеннокарельский массив. Он занимает значительную часть центральной и восточной Финляндии и охватывает большую территорию Карельской АССР. Массив сложен парагнейсами, сланцами, основными интрузиями и в значительной части ортогнейсами с возрастом 2600–2800 млн лет. На древний докарельский возраст этих гнейсов указывал еще Ваюрюнен (1939). Значительная часть массива была позднее охвачена карельским метаморфизмом и гранитизацией.

Карельско-Финляндский массив расположен внутри Карельской складчатой области, между ее ветвями — Восточно-Финляндской и Ладожской, с одной стороны,

и Центрально-Карельской - с другой. На небольшом участке близ оз. Олуярви массив граничит с Свеккофеннской областью центральной Финляндии.

Гнейсовый массив юго-западной Швеции ограничивает с запада гранитный массив Смоланд и центральную зону свеккофенид Швеции, отделяясь от них большим глубинным разломом. Массив юго-западной Швеции вытянут более чем на 550 км с юга на север в виде относительно узкой, немного изогнутой полосы, в средней части которой располагается оз. Венерн. Весь массив сложен гнейсами, среди которых значительная роль принадлежит ортогнейсам, хотя встречаются и явно первично-осадочные породы, в частности кварциты, образующие отдельные линзы и полосы. Наблюдаются полосы и линзы амфиболитов, а также тела оливинсодержащих габбро-диабазов (гиперитов). По возрасту гнейсы массива юго-западной Швеции являются более древними, чем свеккофениды, и могут рассматриваться как образования, сходные с гнейсами, слагающими Беломорский массив. На юге массива гнейсы образуют, согласно геологическим картам Швеции, куполовидные структуры.

Приднепровский массив ограничен на западе и востоке двумя меридиональными зонами разломов и шовных трогов - Криворожской и Орехово-Павлоградской. В строении массива принимают участие древнейшие гнейсы и другие метаморфические образования. Здесь выделяются два комплекса пород (Каляев, 1965; Доброхотов, 1967; Рябенко, 1970). Один из них образует относительно узкие изогнутые полосы и участки. Он представлен главным образом метаморфизованными основными эффузивами (амфиболитами, амфиболитовыми гнейсами) и нередко называется конско-верховцевской серией. Второй комплекс состоит из гнейсов, гранитов и мигматизированных пород, слагающих куполовидные структуры между участками, сложенными конско-верховцевской серией.

Предполагалось, что породы последней представляют эвгеосинклинальный комплекс нижнего протерозоя, слагающий синклинальные структуры. После того как началось массовое изучение радиометрического возраста пород, выяснилось, что конско-верховцевская серия представляет участки древнейших пород докембрия Украины, относящихся к раннему архею. Эти породы сохранились при формировании более молодых гнейсов и мигматитов серии и образованных ею гранито-гнейсовых куполов позднего архея.

Согласно данным многочисленных радиометрических определений, возраст пород конско-верховцевской серии колеблется от 2700 до 3600 млн лет, в отдельных образцах - до 3850 млн лет, а гранито-гнейсов и мигматитов - от 2600 до 3000 млн лет.

На всем протяжении Приднепровского массива распространены куполовидные формы залегания - овалы гнейсовые купола различных размеров. Породы конско-верховцевской серии между куполами слагают Верховцевскую, Чертомлыкскую, Конскую, Белозерскую, Сурскую и другие полосы. В их строении участвуют габбро-амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты. К югу от Запорожья в Белозерской полосе амфиболитов присутствуют пачки железистых пород - хлорит-магнетитовые и карбонатно-магнетитовые кварциты с прослоями сланцев, которые слагают джеспилитовую формацию мощностью до 500 м. Эта формация, по данным Г.И.Каляева (1969), относится к типу вулканогенно-осадочных толщ. Ниже ее залегают метаморфизованные спилит-диабазовая и кварцево-кератофировая формации. В последней также присутствуют пачки железистых пород.

Другая, Бузулукская, полоса амфиболитов и амфиболовых гнейсов с пачками железистых пород вытянута меридионально к северу от Никополя.

Все полосы, сложенные конско-верховцевской серией, представляют участки, сохранившиеся от воздействия процессов гранитизации и мигматизации, которые сопровождали формирование гнейсовых куполов.

В пределах Приднепровского массива присутствуют также и более молодые таковские граниты с возрастом 1750-1800 млн лет.

На севере, в пределах Воронежского выступа фундамента платформы, располагается продолжение Приднепровского массива. Здесь его слагают серые мусковит-биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы с маломощными прослоями амфиболитов, амфиболитовых сланцев и ультраосновных пород. Они получили наименование обоянской серии.

Гнейсы обоянской серии, не охваченные более молодым метаморфизмом, имеют радиометрический возраст около 2500 млн лет (Леоненко и др., 1967),

а гнейсы с жилками розовых аплит-пегматитовых гранитов, подвергшиеся позднейшей гранитизации и мигматизации, имеют возраст 2050 млн лет. Среди них, образуя относительно узкие полосы (часто изогнутые в плане), распространяются невыдержанные полосы пород, получившие наименование михайловской серии. Это — амфиболиты, амфибол-биотитовые гнейсы и гранат-биотитовые гнейсы с прослоями железистых кварцитов. Эти породы, по-видимому, аналогичны серии основных эффузивов (конско-белозерской серии) Белозерской, Бузулукской и других полос Украинского щита.

Таким образом, как в южной, так и в северной части Украинско-Воронежского массива имеются участки, сходные по строению и времени образования. Они могут рассматриваться как части единого древнего массива.

Бугско-Днестровский или Подольский массив расположен в западной части Украинского щита и прослеживается под чехлом осадочных отложений до юго-западного края платформы и берега Черного моря у Одессы. В его пределах между Винницей, Хмельником и средним течением Днестра, в районе Могилева-Подольского и в долине Буга широко распространены пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы (гранулиты) с подчиненными телами габброидов и гипербазитов, среди которых встречаются также высокоглиноземистые гнейсы. Последние смяты в сложные складки преимущественно северо-западного простирания. Породы принадлежат к гранулитовой фации метаморфизма и местами гранитизированы с образованием чарнокитов.

Комплекс пироксен-плагиоклазовых гнейсов и других основных пород многими исследователями рассматривается как архейская офиолитовая формация. По мнению Э.Б.Наливкиной (1970), они являются выступами базальтового слоя земной коры и имеют древнейший возраст. Вместе с тем возраст их метаморфизма и гранитизации более молодой (2600–2000 млн лет). Это относится и к возрасту проплавающих их так нахываемых чудново-бердичевских гранитов, возраст которых составляет 2300–2100 млн лет. Эти граниты, несомненно, моложе пироксен-плагиоклазовых гнейсов и чарнокитов, поскольку в них присутствуют ксенолиты этих пород.

Массивы центральной части платформы

Большой архейский массив выделяется севернее Бугско-Днестровского по геофизическим данным в бассейне р.Десны. Он охватывает площадь северной Украины и прилегающих частей Белоруссии и РСФСР и может быть назван Деснинским.

Три сравнительно небольших удлиненных массива, вытянутых в северо-западном направлении, расположены между полосами гнейсов, метаморфизованных в нижнем протерозое. Это массивы: Дмитриев-Льговский на севере, Ливенский — восточнее и Курский — южнее.

Вдоль этих массивов прослеживаются узкие зоны прогибов, заполненные курской железнорудной формацией. Далее на восток расположен так же вытянутый в северо-западном направлении Тамбовский массив.

Гнейсовые массивы западной части платформы

В западной части платформы, по данным бурения, выделен целый ряд более или менее крупных архейских массивов.

На западе, в пределах восточной части Польши, по данным Е. Зноско, С. Кубицкого и В. Рыка (1972), располагаются Мазовецкий, Добжинский и Поморский массивы, разделенные нижнепротерозойскими узкими складчатыми системами. Юго-восточнее, в Белоруссии, Р.А. Гафаров (1971) выделяет Минско-Пинский массив. В пределах побережья Рижского залива выделены Латвийско-Литовский (Зандер, 1967) и Даугаупилский массивы, а также небольшой массив в районе Липайи, отчетливо прослеживается как по геофизическим материалам, так и по данным бурения, большой Новгородский массив, имеющий в плане сердцевидную форму и разделяющий здесь карельскую и свекофеннскую протерозойские складчатые области.

В районе Горького выделяется массив, а большой Средне-Волжский массив в районе Куйбышева. Они разделяют отдельные ветви протерозойских складчатых систем. В верховьях рек Уфы и Белой, в Приуралье выделяется Башкирский массив.

Гнейсовые массивы, подвергшиеся раннепротерозойской гранитизации и метаморфизму

Наиболее крупный Кировоград-Житомирский (Рябенко, 1970) массив гнейсов, подвергшихся раннепротерозойской мигматизации и метаморфизму, расположен на Украинском щите, на пространстве между Приднепровским и Бугско-Днестровским (Подольским) древними массивами, а также к северу от них. Весь этот значительный по площади массив сложен, в основном, тетерево-бугским комплексом гнейсов и мигматитов, образующих интенсивно-складчатые структуры преимущественно северо-западного простирания. Точный возраст этого гнейсового комплекса неизвестен, имеются только данные о его мигматизации и гранитизации в интервале 1700 - 2000 млн лет. Не исключено, что этот комплекс является более древним, скорее всего верхнеархейским. Однако время формирования всего массива определяется только возрастом его гранитизации. Породы комплекса в двух местах проплавлены крупными интрузивными телами сложного состава и более молодого возраста (1400-1700 млн лет). Они получили наименование коростенского интрузивного комплекса, который представлен гранитами, близкими к раппакви, и крупными телами сопровождающих их основных пород, габбро, лабрадоритов и др.

Один из этих массивов расположен близ Коростеня на севере Украины, другой - у Новомиргорода.

Второй подобный же гранитизированный массив Приазовский, расположен на востоке Украинского щита близ берега Азовского моря. Он сложен комплексом гнейсов, в основном имеющих меридиональное простирание и прорванных интрузиями щелочных гранитов (мариуполитов), близких по возрасту к коростенским.

Описанные два массива значительно увеличивают площадь архейских гнейсовых массивов и при своем формировании в начале протерозоя образовали вместе с ними обширный массив сложного строения - остов будущей древней Восточно-Европейской платформы. Этот массив занимает весь юго-западный угол платформы и называется Украинско-Воронежским, или Сарматским, щитом.

Нижне- и среднепротерозойские складчатые области

В строении фундамента Восточно-Европейской платформы участвуют складчатые нижне-среднепротерозойские комплексы, слагающие системы геосинклиналичного типа, а также складчатые и нескладчатые комплексы того же возраста, описываемые ниже и относящиеся к образованиям древнейшего чехла платформенного типа, образовавшегося на поверхности отдельных массивов.

К геосинклиналичным складчатым областям относятся Кольская, Карельская, Свеккофеннская и, также, Дальсландская области Балтийского щита. Кроме них, по геофизическим данным и материалам бурения, под чехлом Русской плиты, на огромном протяжении западной, центральной и восточной ее части выделяются многие складчатые системы (Зандер и др., 1967), которые мы объединяем под общим наименованием Камско-Волжской складчатой области.

Карельская, Кольская, Свеккофеннская и Камско-Волжская складчатые области подверглись складчатости и метаморфизму, примерно, одновременно, в эпоху карельской складчатости, около 1850-1800 млн лет назад. Дальсландская область является более молодой. Эти области хорошо обнажены и изучены на Балтийском щите в пределах Кольского полуострова, Карелии, северной Финляндии, Швеции и южной Норвегии. Волго-Камская система выявлена только под чехлом платформы. Карельская и Кольская области разделены Беломорским архейским массивом, а Свеккофеннская и Дальсландская - массивом юго-западной Швеции. Между Свекко-

феннской областью Финляндии, Швеции и Карельской областью протягивается, по-видимому, крупная зона разломов.

Кольская складчатая область располагается в пределах Кольского полуострова к северу от Беломорского массива. Она отделена от последнего крупнейшей зоной глубинного разлома, вдоль которого на юге Кольского полуострова известны полосы тектонических брекчий и милонитов, а местами обнаружено надвигание блоков Беломорского массива на породы Кольской складчатой области.

В состав Кольской области входят две синклиналильные полосы, сложенные толщами нижнего карелия и разделенные срединным массивом центрального Кольского блока и Понойским горст-антиклинорием в середине Кольского полуострова. Южная синклиналильная зона - Терско-Варзугский синклинорий - протягивается от берега горла Белого моря вдоль р. Варзуги на запад через район верховьев р. Туломы (южнее Мурманска) и уходит затем на территорию Финляндии. Северная синклиналильная зона - Кейвская - расширена на востоке и сужается к западу, образуя узкую и длинную синклиналиль Полмос-Порос. Далее после перерыва она продолжается в районе Мурманска. Южная из этих зон сопровождается крупными наложенными впадинами, заполненными комплексом молассовых отложений среднего протерозоя. На западе, на границе с Финляндией, расположена Печенгская межгорная впадина, а на востоке - длинная Варзугская, частично перекрывающая Терско-Варзугский синклинорий.

На севере вся эта система ограничена глубинным разломом, отделяющим, ее от Мурманского массива, который занимает всю северную часть полуострова. Он сложен более древним гнейсовым комплексом. Южная и северная синклиналильные зоны представляют ряд обособленных синклинориев, которые сформированы мощными толщами нижнего карелия.

Кейвский синклинорий заполнен серией гранато-биотитовых и амфиболовых гнейсов, образовавшихся за счет мощной толщи терригенных отложений. В основании их залегают конгломераты. Гнейсовая серия прорвана плагиомикроклиновыми гранитами, относимыми Л.Я. Харитоновым к раннепротерозойским. Со следами несогласия на биотитовые гнейсы налегает серия высокоглиноземистых сланцев (кейвская), представленных мусковит-кианитовыми, слюдяно-ставролит-гранатовыми сланцами с прослоями кварцитов и отдельных горизонтов, обогащенных кианитом. Высокоглиноземистые сланцы и кварциты представляют собой метаморфизованные каолиновые глины и кварцевые песчаники и, несомненно, отделены перерывом от гнейсовой серии (Бельков, 1963; Головенко, 1971).

Узкая синклиналиль Полмос-Порос заполнена одноименной серией, которая состоит из биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов и мощных амфиболитов и метаморфизованных кислых эффузивов, а также ставролитовых, гранатовых и других глиноземистых гнейсов. Радиометрический возраст этих пород соответствует нижнекарельским образованиям¹.

Терско-Варзугский синклинорий приурочен к шовному прогибу на границе Беломорского массива и Кольской складчатой области. В нем преобладало накопление основных вулканитов с подчиненной ролью терригенных толщ. Синклинорий заполнен тундровой серией, состоящей из гнейсов, амфиболитов и глиноземистых сланцев, которые образовались за счет осадочно-вулканогенной толщи большой мощности. Породы эти залегают круто, образуя сложные складчатые структуры. Они прорваны двумя магматическими комплексами интрузий. К ранней группе относятся основные и ультраосновные согласные и секущие тела (перидотитов, пироксенитов, габброперидотитов, габбро-анортзитов и габбро), а также микроклиновыми и плагиомикроклиновыми гранитами и связанные с ними мигматиты. Последние особенно широко распространены в пределах Мурманского и центрального Кольского массивов и Понойского антиклинория. Радиометрический возраст их составляет 2000-2300 млн лет

¹ Существует, однако, представление, что серия Полмос-Порос является более древней, относящейся к архею (к сааидам), а радиометрический возраст их пород соответствует более поздним процессам метаморфизма (Масленников, 1968).

(Шуркин, 1968). К поздней группе относятся часть основных интрузивных тел и микроклиновые граниты (возраст 1800–1750 млн лет; Масленников, 1968).

Наложённые Печенгская и Варзугская межгорные впадины заполнены эффузивноосадочными толщами. Они состоят из основных эффузивов, метадиабазов, мандельштейнов в сопровождении туфов, туфобрекчий, туфопесчаников и осадочных пород — серицит-биотитовых, хлоритовых сланцев, филлитов, доломитов с известковыми водорослями, арфозов и кварцитов. Реликтовые текстуры, косая слоистость, знаки ряби и следы размыва указывают на крайнюю мелководность условий их отложения. Мощности этих толщ очень велика, до 6000–10 000 м (Сидоренко, Лунева, 1961). Они относительно слабо дислоцированы, заполняя глубокие депрессии, имеющие в общем простое строение (А.К. Симон).

К интрузиям позднего карелия относятся щелочные граниты и связанные с ними амазонитовые пегматиты.

Обе синклинальные зоны Кольской области разделены массивом центрального Кольского блока и Понойским горст-антиклинорием, а к северу от них расположен Мурманский гнейсо-гранитный массив. Все эти массивы представляют выступ основания этой области. Развитие Кольской геосинклинальной области происходило на архейском метаморфическом и гранитизированном основании. В развитии ее намечаются, по-видимому, два этапа: 1) более древний, когда формировались толщи гнейсов и кристаллических сланцев геосинклинальных прогибов (Кейвского и Терско-Варзугского); 2) орогенный, когда образовались межгорные впадины и заполняющий их молассовый комплекс осадочных пород и эффузивов.

По времени первый этап, судя по возрасту интрузивных комплексов, продолжался в интервале от 2300 до 1800 млн лет. Развитие второго этапа происходило после рубежа 1750 млн лет.

Карельская складчатая область занимает восточную и северо-восточную части Балтийского щита в пределах северной Швеции, восточной Финляндии и Карелии. Она состоит из ряда узких прерывистых зон, сложенных кристаллическими сланцами, метаморфизованными вулканогенными и изверженными породами, которые на основе радиометрических определений относятся к нижнему протерозою с возрастом 2500–1850 млн лет. Толщи этих метаморфических пород, слагающие отдельные синклинальные зоны, разделенные более древними гнейсами, давно уже выделялись под наименованием сортовальской, ладожской, бергаульской, тунгусской, гимольской, большеозерской, парандовской и других серий. К.О. Кратц (1963), учитывая их нижепротерозойский возраст, включил их в состав карельского геосинклинального комплекса под наименованием нижнего карелия. К верхнему карелию он, так же как и другие исследователи, относил вышележащий ятулийский комплекс менее метаморфизованных пород, которые несогласно перекрывают нижний карелий. Теперь ятулий относится к элементам раннего платформенного чехла, рассматриваемого ниже, и должен быть исключен из геосинклинального комплекса.

Общая мощность нижекарельских метаморфических толщ, по данным К.О.Кратца, в разных зонах Карельской области колеблется от 1000 до 4000 м.

Нижекарельский геосинклинальный комплекс залегает на гнейсах и гранитах архейского основания. Он образует узкие длинные полосы, в которых метаморфические породы залегают круто и образуют крутые сжатые складки, осложненные разрывами. Эти полосы представляют остатки ранее существовавших синклиналей и синклинальных зон, частично уничтоженных после складчатости размывом и сильно нарушенных последующими дислокациями. Поэтому вместо нормально выраженных синклинальных складок здесь присутствуют отдельные участки крыльев или оконечностей синклиналей, и иногда даже трудно восстановить их первоначальную форму. Их можно объединить в пять главных зон несколько различного простираения.

1. Северофинляндская — Восточнокарельская, вытянутая вдоль края Беломорского массива от верховьев р.Карасиокка в северной Норвегии до Ветренного кряжа в Советской Карелии.

2. Западнокарельская, вытянутая в северном направлении от берега Ладожского озера и между Ладожским и Онежским озерами через район Сегозеро до оз.Куйто (Ухта).

3. Ладожская — Восточнофинляндская, вытянутая от берегов Ладожского озера через восточную Финляндию, район Коли, Куопио до Сулу на берегу Ботнического залива. Ответвление этой зоны отходит от района оз. Оудуярви к северо-востоку через район Кусамо, сливаясь затем с первой северо-восточной зоной карелид.

4. К западу от этого ответвления в пределах северной Финляндии располагается четвертая очень короткая зона, имеющая совершенно другое – широтное простирание. Она включает обширный синклиниорий Кеми–Рованиери к северу от оконечности Ботнического залива.

5. Последней является зона шведской Лапландии, вытянутая от берегов Ботнического залива до города Кируны в почти меридиональном направлении.

В составе нижекарельского геосинклинального комплекса выделяют серии различных метаморфических сланцев и эффузивов и серию (сариолийскую) – конгломератов и песчаников большой мощности с пачками эффузивов. Сариолий отделен от нижних серий несогласием и относится к самым низам среднего протерозоя (около 1800 млн лет).

В Западнокарельской полосе распространены гимольская (нижняя) и большезерская (верхняя) серии. Нижняя из них состоит из глиноземистых биотитовых гнейсов и амфиболитовых гнейсов, а также графитовых и тальково–хлоритовых сланцев с пачками магнетитовых кварцитов и амфиболитов, составляющих терригенно–вулканогенную железистую формацию (гимольская серия). Верхняя серия включает более кислые метаморфические и вулканические породы (лептитовые гнейсы, магнетитовые кварциты, кварцево–биотитовые и кварцево–серицитовые сланцы, туфопесчаники и туфобрекчии). Как выяснено исследованиями В.М.Чернова и К.А.Ининой (1967), эти породы формировались в условиях относительно приподнятой области вдоль края Карельско–финляндского массива, в пределах которого шло накопление терригенных осадков и вулканических толщ кислого состава. С этой зоной связан ряд железорудных районов (Гимольский, Костомукшский и др.). Восточнее зона ограничивалась, согласно В.М.Чернову и К.Н.Ининой, полосой поднятий, а далее располагалась следующая геосинклинальная Восточнокарельская зона с преобладанием интенсивного прогибания и накопления в ней продуктов подводного вулканизма основного состава (амфиболитов, амфиболовых биотит–плагиоклазовых и других гнейсов) и метаморфических сланцев парандовской серии и диабазов, зеленых сланцев, кератофиров тунгудской серии.

На восточной окраине этой зоны, на границе с Беломорским массивом, расположен очень интересный район Ветренного края, в котором эти же серии сопровождаются мощными выступами диабазов, мандельштейнов, метаморфизованных туфобрекчиевых пород, а в верхней части – также ультраосновных пикритовых порфиритов и пироксеновых порфиритов, амфиболитизованных диабазами, туффитами и другими продуктами основного магматизма (Богачев и др., 1967; Новикова, 1971).

С нижекарельским комплексом в отдельных участках связана пирит–пирротиновая минерализация с залежами промышленных руд. На продолжении Восточнокарельской зоны северной Финляндии среди нижекарельских толщ преобладают вулканические образования, в которых известны толщи с подушечными лавами, туфами и туфобрекчиями, а также яшмовидные кремнистые породы и джеспилитовые железные руды (район Киттиле).

В Ладожской зоне в синклинии у берега Ладожского озера распространена сортавальская серия амфиболитов с прослоями и линзами карбонатных пород (Кратц, 1963). Выше залегают породы ладожской серии, состоящей из гнейсов и сланцев, которые образовались из толщи ритмично чередующихся песчано–глинистых отложений.

На продолжении этой же зоны в восточной Финляндии в районе Оутакумпу распространены слюдяные сланцы, филлиты, кварциты, доломиты, сопровождаемые основными и ультраосновными породами – офиолитами. Они прослеживаются в районе севернее Куопио, где их сопровождают глиноземистые сланцы и кордиеритовые гнейсы. Возраст их древнее 1900 млн лет, так как их прорывают граниты, имеющие возраст 1880 млн лет.

В районе оз.Оулуярви в основании карельского комплекса залегают основные вулканические породы. В широтной зоне синклинория Кеми–Рованиери нижекарельский комплекс представлен в нижней части спилитами и туфами, сменяясь кварцево–полевошпатовыми сланцами.

Охарактеризованные выше серии нижекарельского комплекса представляют метаморфизованные морские отложения и продукты вулканической деятельности, достаточно типичные для главного этапа геосинклинального развития складчатых областей.

Они сопровождаются магматическими телами основного и ультраосновного состава, вероятно связанными с выступами основания земной коры. Это — перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, габбро, диориты и тронпьемиты. К концу времени формирования нижекарельских толщ приурочено образование микроклин-плаггиоклазовых и плаггиоклазовых гранитов, с которыми связана мигматизация нижекарельских толщ и их архейского основания. Более поздним является внедрение олигоклаз-микроклиновых гранитов и габбро-перидотитов. Радиологический возраст самых ранних гранитов, согласно данным С.Б.Лобач-Жученко (Герлинг и др., 1965), составляет 2300 — 2000 млн лет, а более поздних — 1920—1850 млн лет.

Дальнейшее продолжение Карельской складчатой области расположено в шведской Лапландии, в зоне, которая от берега Ботнического залива протягивается в северном направлении. Здесь на гнейсово-гранитном основании (беломорском), имеющем возраст около 2700 млн лет, залегают осадочно-вулканогенные породы, сопровождаемые интрузиями. Эти породы принадлежат к карельскому комплексу и представлены зеленокаменными толщами эффузивов с участием спилитов и туфов, а также филлитовых сланцев, аргиллитов и карбонатных пород (доломитов). Среди них известны железные руды джеспилитового типа, присутствуют и кварциты. Комплекс этих пород смят в складки и прорван интрузиями, несколько различающимися по составу и возрасту. Наиболее древними являются — хапарандиориты (*Harparandiorit*) с возрастом 1880 млн лет. Поздние интрузии, так называемые линаграниты, имеют возраст 1820 млн лет, ревсундгранит (*Revsundgranit*) — 1785 млн лет. Есть также и основные интрузии (габбро). На Карельский комплекс с размывом и конгломератом в основании налегает мощная серия, называемая "порфирами кируна". Она имеет более молодой возраст и будет охарактеризована ниже.

Сариолийский комплекс Карельской складчатой области развит на более ограниченном пространстве, чем метаморфизованные более древние серии. Он представлен мощной толщей конгломератов, песчаников, эффузивов и туфов. Согласно новым данным В.А. Соколова и др. (1970), В.З.Негруца (1971 г.) и других исследователей, сариолийский комплекс достигает до 600—1500 м мощности и слагает обширные синклинальные прогибы. Основание сариолийского комплекса несогласно налегает на нижекарельские складчатые структуры и ложится с размывом на гнейсово-гранитное основание. (Гилярова, 1972). На поверхности последнего иногда обнаруживаются следы выветривания.

Внизу сариолийского комплекса преобладают конгломераты, валунные конгломераты, песчаники, аркозы, а выше — диабазовые туфы, диабазы, туфопесчаники, глинистые и хлоритовые сланцы. Известны скопления вулканических бомб.

Сариолийский комплекс метаморфизован слабее, чем нижекарельский, и образует более простые складчатые структуры. Это — молассовые отложения, заполняющие отдельные межгорные впадины и соответствующие молассовому или орогенному этапу развития Карельской складчатой области.

В строении Карельской складчатой области нижекарельский комплекс с его мощными толщами основных эффузивов и терригенных осадков играет роль главного геосинклинального, сариолийский является орогенным или комплексом заключительного этапа геосинклинального развития. Не только такое двухъярусное строение карелид, но и их общая сложная структура, охватывающая широкую полосу, состоящую из многих синклинальных зон, которые разделены антиклинальными зонами и участками срединных массивов, являются достаточно характерными для геосинклинальных областей, для заключительного этапа типичен и магматизм, выраженный начальным вулканизмом и достаточно характерными порфировыми эффузивами. Конец главного этапа и орогенный этап сопровождаются образованием комплекса гранитоидов, имеющих возраст в интервале 1880—1785 млн лет, и развитого как в пределах Карелии и Финляндии, так и Швеции.

К югу от Онежского и Ладожского озер Карельская складчатая область скрывается под осадочным чехлом платформы. Судя по отдельным данным бурения и геофизическим материалам, она протягивается к югу в виде трех или даже четырех полос (четвертой очень узкой), сложенной комплексом нижнего карелия и разделенных гнейсо-гранитными массивами. Этим зонам соответствуют хорошо выраженные полосы магнитных аномалий, имеющих меридиональное простирание и распространенных между Новгородом и Вологдой до района оз.Селигер, Калинина и Рыбинска (Зандер и др., 1967). Однако далее упомянутых пунктов эти аномалии резко обрываются и

сменяются широтными магнитными аномалиями, по которым можно судить о том, что здесь Карельская система заканчивается и сменяется другой с почти перпендикулярно направленными элементами структуры.

Камско-Волжская область, скрытая под чехлом центральных частей фундамента Восточно-Европейской платформы, имеет в плане форму огромной дуги. Она выявлена в основном по данным изучения магнитных аномалий. Впервые эта область была намечена по широтным полосам аномалий, которые занимают пространство между оз. Селигер и Калинином на севере и районам Вязьмы и Калугой - на юге. Еще Н.С. Шатский (1946) широтные простирания магнитных пород фундамента платформы к югу от Москвы рассматривал как элементы простирания здесь Карельской складчатой системы. В.Н. Зандер и др. (1967) связывают их с западной частью полосы нижнепротерозойских (карельских или свекофенских) складчатых систем, называемых ими Смоленской, Владимиро-Казанской, Мезенско-Камской, Камской и Мезенской. Эти системы образуют вместе дугу, охватывающую с юга, востока и северо-востока Беломорский массив и занимающую северный край платформы. Всю эту полосу, представляющую, видимо, единую складчатую область сложного строения, по местоположению лучше всего было бы именовать (по названию рек) Днепровско-Волжско-Камско-Мезенской, поскольку она протягивается от верховьев Западной Двины и Днепра через Волгу, верховья Камы и вдоль Мезени. Однако во избежание таких длинных названий проще ее именовать Камско-Волжской. Перечисленные выше Смоленская, Камская и другие системы составляют лишь ее отдельные отрезки.

Вся эта система прогибов насыщена на отдельных участках магнитными телами различной степени намагниченности, вытянутыми вдоль простирания всей полосы. По-видимому, это основные, ультраосновные и интрузивные породы и амфиболитовые тела. Кроме того, в эту полосу включены многочисленные вытянутые по простиранию мелкие массивы гнейсов (Муромский, Мешерский, Горьковский), массив восточнее Кирова, а также массивы более молодых гранитоидов.

На севере эта система прогибов, судя по данным В.Н. Зандера и др. (1967), выклинивается к югу от п-ова Канин и не является непосредственным продолжением Кольской области карелид. Она отделена от последней Мурманским массивом и расположена по отношению к Кольской кулисообразно. На широтном отрезке эта система расширена и элементы ее северо-западнее Москвы ограничивают меридиональные простирания Карельской системы. Такое взаимоотношение позволяет допустить, что Волжско-Камская область моложе Карельской. С другой стороны, хорошо известны случаи торцового сочленения и разновозрастных складчатых областей.

В бассейне верховьев Западной Двины Камско-Волжская система отклоняется в юго-западном направлении.

От Камско-Волжской системы прогибов в южном направлении отходят два ответвления - Башкирское вдоль края платформы, в районе Ижевска, и Рязано-Саратовское (Зандер и др., 1967) в районе Рязани, вытянутое вдоль Пачелмского авлакогена. Оба они, судя по геофизическим материалам, сливаются с основным стволом Камско-Волжской области и поэтому могут быть признаны разновозрастными ответвлениями этой системы. Рязано-Саратовская и Башкирская ветви Камско-Волжской области, по-видимому, обгибают Средне-Волжский массив, и, сливаясь, слагают далее на юго-востоке значительное пространство основания платформы, пока совершенно не изученное из-за большой глубины залегания здесь его поверхности.

Свекофенская складчатая область слагает всю площадь западной Финляндии и отсюда протягивается через Ботнический залив и Аландские острова в Швецию, в район Стокгольма и провинцию юго-восточный Норрланд и Вестерботтен. От Карельской Свекофенская область отделена зоной глубоких разломов, а на юго-западе ограничивается гранитным массивом юго-западной Швеции, вытянутым в виде узкой полосы с севера на юг. Этот массив по возрасту аналогичен Беломорскому. На юге Свекофенская область окаймляется Смоландским гранитным массивом.

Свекофенская система была выделена И.Н. Седерхольмом (Sederholm, 1899) как архейская и всегда ранее считалась более древней, чем Карельская. И. Седерхольм, П. Эскола и другие исследователи подчеркивали, что первоначально выделенные в восточной Финляндии калевийская и ятулийская серии, которые затем П. Эскола (Escola, 1918) объединил в карельскую систему, располагаются на древнем архейском основании. В то же время Свекофенская система такого основания не имеет, что позволяет считать ее очень древней.

Геологические соотношения этих систем указывают на более древний возраст свекофенид по отношению к карелидам. Поэтому многочисленные данные определения радиометрического возраста, выяснившие около десяти лет назад, что обе системы являются одновременными, оказались совершенно неожиданными для большинства финских геологов. Эти определения показали, что поздние гранитоиды этих систем имеют сходный возраст в интервале 1880–1730 млн лет. Одновозрастны в них также процессы метаморфизма. Одинаковым является и возраст прорывающих их по-стороненных гранитов раппакиви – 1650–1620 млн лет.

Вместе с тем в строении этих систем намечаются существенные различия. Свекофеннская система состоит из ряда сильно изгибающихся в плане синклинальных зон в виде дуг или петель, разделенных крупными массивами гранитов, которые окаймляются этими изогнутыми полосами. Складчатые зоны протягиваются из Швеции через Аландские острова и дно Ботнического залива в Финляндию, участвуя в строении ее западной и центральной частей. Они состоят из мощнейших комплексов (до 8000–10 000 м) метаморфизованных пород. Среди них преобладают лептиты – мелкозернистые кварцево-полевошпатовые метаморфические породы, образовавшиеся из кислых и средних продуктов вулканизма и частично из осадочных отложений, по которым вся формация, слагающая описываемые полосы, получила название лептитовой. Вместе с ними широко распространены глиноземистые сланцы и киншигиты, образовавшиеся из глин и глинистых сланцев и обогащенные глиноземом. Кроме того, здесь развиты полосчатые железистые кварциты с железорудными пачками, а также метаморфизованные граувакковые песчаники и прослои кальцитовых мраморов. Основные и средние эффузивы имеют ограниченное распространение. То же можно сказать и о кварцитах, которые известны в низах разреза, особенно в Финляндии.

Всего выделяется до четырех главных синклинальных зон свекофеннских пород в пределах Швеции и две – в Финляндии, из которых одна явно является продолжением полосы центральной Швеции. Кроме того, ряд значительных более мелких полос широтного простиранья располагается среди гранитов Смоланда в южной Швеции.

Наиболее изученной и типичной является зона свекофенид центральной Швеции. Она образует в плане дугу, простирающуюся в районе Стокгольма и оз. Меларен в широтном направлении и затем на западе резко отгибающуюся к северу и северо-западу, уходя в южный Норрланд. Согласно данным сводной работы П. Гейера (1967), эту зону слагает мощная лептитовая формация. Нижняя часть ее представлена преимущественно кислыми вулканическими породами, лептитами, чередующимися с известняковыми и доломитовыми мраморами, и железорудными пачками, состоящими из полосчатых железистых кварцитов. Верхняя часть состоит из граувакковых песчаников и глинистых пород (сланцы грютхюттэн), иногда графитистых сланцев. В районе оз. Меларен вулканические излияния образуют только пачки пород основного и среднего состава, а главная роль принадлежит грауваккам и сланцам. Все эти породы в результате сильного метаморфизма превращены в гнейсы. Они слагают крупный синклиниорий Меларен, который сопровождается с юга, запада и севера Свеаландским антиклинорием, окаймляющим его в виде дуги. В антиклинории выступают кислые эффузивы с прослоями железных руд и карбонатных пород. На лептитовую формацию с резкими следами несогласия налегают конгломераты Элвестроп, сохранившиеся в небольших участках.

Лептитовая формация сопровождается раннесвекофеннскими гранитоидами, образование которых проходило одновременно со складчатостью. Они представляют гнейсовидные граниты, образующие крупные тела разнообразного состава, в которых граниты представлены разными типами. Присутствуют также габбро, являющиеся наиболее ранними внедрениями. Раннесвекофеннские гранитоиды с возрастом около 1880 млн лет участвуют в строении складчатых структур свекофенид, имея одинаковую общую ориентировку интрузивных тел и структурных элементов. С ними также связан метасоматоз пород лептитовой формации. Позднее образовался второй комплекс позднесвекофеннских гранитоидов, которые имеют секущий характер по отношению к складчатым структурам и массивам раннесвекофеннских гранитоидов и образуют как небольшие тела и дайки, так и огромные батолиты. С ними связана мигматизация многих участков и значительных площадей свекофенид, а также образование так называемых венитовых гнейсов. В последних вещество кислого состава, в частности пегматитовое, в виде прожилков сильно пропитывает всю толщу пород, ко-

торы образуют нередко сильно деформированные, как бы гофрированные текстуры. В венитовые гнейсы превращены породы лептитовой серии на значительных участках к югу от оз. Меларен и на севере центральной Швеции близ Евле. Позднесвекофенские гранитоиды центральной части Швеции имеют радиометрический возраст 1730–1800 млн лет, что и определяет время окончания складчатости и гранитизации свекофеннид.

Севернее, в юго-восточном Норрланде, в зоне, имеющей до 300 км ширины, свекофеннский комплекс имеет несколько другой состав, чем в центральной Швеции. Здесь в основании разреза залегают базальные кварциты Наггем, а выше – толща граувакк и кварцито-песчаников, чередующихся с основными эффузивами. Эти породы гранитизированы, как и в центральной Швеции, и также сопровождаются двумя формациями гранитоидов – ранними и поздними.

Третья полоса свекофеннид, расположенная в северном Норрланде вдоль границы с карелидами, вытянута вдоль р.Шелефте Эльв. Здесь распространена вулканическая серия, представленная основными, средними и кислыми эффузивами, чередующимися с относительно слабо метаморфизованными осадочными породами, филлитами, граувакками. Выше с несогласием (Гейер, 1967) залегают филлитовая серия Эльзаберг, сложенная в основании конгломератами Варгфорс. Эта серия содержит графитистые сланцы и несколько горизонтов известняков. Выше залегают вторая вулканическая серия. Все эти породы смяты в складки, образуя структуры, вытянутые в почти меридиональном направлении. Их прорывают гранитоиды Йорн, соответствующие раннесвекофенским, а также целый комплекс интрузий Хапаранд, включающий габброидные породы, диориты и гранодиориты. Они внедрены одновременно со складчатостью и имеют возраст 1880 млн лет. Более поздняя формация калиевых порфировидных гранитов Ревсунд сопровождается телами пегматитов и в отдельных районах – сильной мигматизацией. Пегматитовые тела, связанные с гранитами Ревсунд (поздней генерации)¹ имеют радиометрический возраст 1785 млн лет (Велин, 1972), что соответствует приблизительно возрасту позднесвекофенских гранитов центральной Швеции.

Несогласно на эти породы налегает серия конгломератов, граувакк, аркозов, песчаников и алевролитов серии Варгфорс. Они сопровождаются интрузиями роговообманковых гранитов Сорселе и сиенитами. Возраст гранитов Сорселе составляет 1535 млн лет, а сиенитов – 1565 млн лет.

Свекофенниды центральной полосы Швеции переходят через Аландские острова на другой берег Ботнического залива в юго-западную Финляндию. Здесь они образуют сложно построенную систему складок широтного простирания. Породы этой полосы очень сильно метаморфизованы и местами превращены в венитовые гнейсы. Вместе с тем среди них сохранились и участки с относительно слабой метаморфизацией, как, например, в районе Темпере, описанном еще П.Н.Седерхольмом (Sederholm, 1899), где им были выделены и охарактеризованы филлиты и полосчатые пелиты, сохранившие все особенности осадочных пород².

В строении южнофинляндской полосы свекофеннид выделяются два синклиория (Идеярви на севере, в районе Тампере, и Гамелла на юге), разделенные антиклинорием Хеме. Согласно данным А.Симонена (1963), в основании разреза слагающих их метаморфических толщ залегают кварциты Тиирисмаа и Кикала. Это – эпидотовые и силлиманитовые кварциты, сопровождаемые конгломератами. Выше они сменяются толщей гнейсов. Значительную роль в строении этой толщи играют лептиты и граувакковые сланцы. Выше, в средней части разреза, преобладают основные вулканические породы с подчиненными осадочными. Самые верхи представлены преимущественно глинистыми толщами, превращенными в кинциты. Общая мощность разреза этих отложений достигает 8000 м.

Севернее, в районе Тампере, в синклиории Идеярви породы значительно слабее метаморфизованы. Нижнюю часть разреза, впервые описанного И.И.Седерхольмом,

¹ Выше упомянуты граниты Ревсунд ранней генерации с возрастом около 1880 млн лет.

² И.Седерхольм выделил их в особую ботническую формацию или систему.

слагают филлиты, кварцевые песчаники и слюдяные сланцы, образовавшиеся из тонкослоистых глинистых пород и граувакк, достигающих более 3000 м мощности. Выше залегают аркозы и кислые пирокластические образования, а также вулканические породы. На них залегают конгломерато-песчаная толща с основными и средними вулканическими образованиями, мощностью более 1000 м.

С юга Южнофинляндскую зону свекофеннид ограничивает Южно-Финляндский гранитный массив, разделенный на отдельные части полосами чарнокитов западного Усима. Граниты, по-видимому, представляют блоки или части древнего гнейсового комплекса, которые подверглись гранитизации позднесвекофенническими гранитами. Радиометрический возраст гранитов 1850-1750 млн лет.

К северу от южнофинляндской полосы свекофеннид располагается Центрально-Финляндский гранитный массив. Он имеет неправильно сердцевидную в плане форму, занимает всю среднюю часть страны и достигает 250 км в поперечнике. По периферии массива преобладают гранодиориты, кварцевые диориты, трондьемиты, диориты и габброиды. Эти образования относятся к раннесвекофенническим (1900-1880 млн лет), возникшим одновременно со складчатостью. Центральную часть массива слагают позднесвекофеннические разнообразные, большей частью огнейсованные гранитоиды с возрастом моложе 1775 млн лет.

К северо-западу от этого гранитного массива располагается Западно-Финляндская полоса свекофеннид, которая отделяет упомянутый массив от гранитного массива Васа. Эта полоса представляет синклиниорий, изогнутый S-образно и вытянутый от берега Ботнического залива у Коренеса до Кокколы. В его строении преобладающую роль играют глиноземистые сланцы и кингиты и имеется несколько выходов магнетитовых и родонитсодержащих кварцитов, залегающих, по-видимому, в основании разреза и представляющих реликты, сохранившиеся при гранитизации.

Гранитный массив Васа, расположенный на берегу Ботнического залива близ одноименного города, представлен гранитами, относящимися к позднесвекофенническим. Он образовался в результате процессов гранитизации и метасоматоза.

Продолжение Свекофеннской складчатой области можно предположительно наметить к югу от Финского залива и юго-восточнее Риги, по данным геофизических исследований (Зандер и др., 1967). Подтверждением этого служит не только простирающиеся складчатых полос на прямом продолжении свекофеннской зоны центральной Швеции, но и состав пород, вскрытых скважинами в Эстонии (Кууспяну, Побул, 1964), где развиты высокоглиноземистые гнейсы, сильно микроклинизированные гнейсы и другие породы, часто присутствующие в составе свекофеннского комплекса. Вскрытый в районе Таллина массив микроклиновых гранитов имеет типичный для свекофеннид состав, возраст его равен 1760 млн лет. Ветви свекофеннид охватывают Даугавпилсский массив, который представляет собой, так же как и Таллинский, участки их гранитизированного основания.

Можно выделить три полосы с характерными для свекофеннид изменчивыми простирающимися пород. Самая широкая из них протягивается от Саарема в широтном направлении и затем, в виде пологой дуги поворачивает к югу, достигая на юго-востоке Пскова, Острова и Опочки. На юго-западе эта полоса ограничена Даугавпилсским гранитным массивом, а на северо-востоке - Новгородским архейским массивом. Вторая полоса идет параллельно первой вдоль побережья Эстонии в районе Палдиску, а затем огибает с севера Новгородский массив. Третья полоса, самая западная, протягивается от Пярну вдоль берега Рижского залива на юг. Она отделена от широкой первой полосы Даугавпилсским гранитным массивом.

Даугавпилсский гранитный массив, расположенный между ветвями свекофеннических систем, сходен по своему строению и возрасту с Центрально-Финляндским массивом и другими массивами области свекофеннид.

Свекофеннская складчатая область в пределах центральной Швеции и Финляндии характеризуется широким развитием мощнейших толщ лептитовой формации, подвергшихся интенсивной складчатости, глубокому метаморфизму и гранитизации. Несмотря на преобладание в них кислых эффузивов (лептитов), большинство последователей считает их геосинклинальными образованиями. На севере Норвегии в провинции Норрботен на границе с Карельской областью большое значение приобретают зеленочаменные породы, спилиты, сопровождаемые интрузивным комплексом Хапаранд. Вместе с тем обращают на себя внимание существенные различия Свекофеннской и Карельской складчатых областей.

Нижнекарельский комплекс с преобладанием основных эффузивов и терригенных толщ в формационном отношении более сходен с типичным геосинклинальным, чем лептитовая формация. Кроме того, несомненным является очень слабое развитие орогенного комплекса в Свекофеннской геосинклинальной области. К этому комплексу можно отнести развитые лишь местами песчано-конгломератные формации, примерами которых являются упомянутые выше конгломераты Эльвастрой, песчаники и аркозы серии Варгфорс и, возможно, филлитовая серия Эльваберг. Правда, сариолийский комплекс орогенных образований Карельской складчатой области также имеет ограниченное распространение, но все же развит, видимо, шире. Еще И.И.Седерхольм указал на отсутствие в Свекофеннской складчатой области элементов неизмененного складчатого метаморфического основания, на котором развивалась эта область. Между отдельными петлями и дугами свекофеннид вместо срединных массивов расположены обширные поля позднесвекофенских гранитов, более молодых, чем окаймляющие их зоны (Центрально-Финляндский, Васа, Смоландский на юге Швеции и др.). Эти граниты образуют также секущие тела, дайки и целые батолиты. Именно с ними связано образование венитовых гнейсов с их характерной, как бы гофрированной текстурой, а также мигматизация многих участков и значительных площадей свекофеннид. В их пределах существуют лишь изолированные среди гранитов участки, блоки и ксенолиты гнейсов, мигматитов и других метаморфических пород, которые в последние годы признаются за остатки основания (Велин, 1972), подвергшегося значительной мигматизации и гранитизации. Э. Велин (1972) оценивает возраст этих досвекофенских пород в 2600 млн лет. По-видимому, по возрасту они близки к беломорскому комплексу. Таким образом, основание свекофеннид было сильно переработано позднейшей гранитизацией.

Исключительно широкое проявление гранитизации в Свекофеннской складчатой области является ее важнейшей особенностью. С гранитизацией связано формирование грандиозных массивов гранитоидов, таких, как Центрально-Финляндский, и другие, а также глубокий метаморфизм, проявившийся неравномерно. Процессы гранитизации и мигматизации здесь имели гигантский масштаб. Это и привело, вероятно, к почти полному исчезновению древнего основания в Свекофеннской области. Все это указывает на известные особенности Свекофеннской складчатой области и на отличие ее от других докембрийских геосинклинальных областей. Многие исследователи пытались найти объяснение этого своеобразия, особенно после того, когда выяснилась одновременность гранитизации и метаморфизма Свекофеннской и Карельской областей.

Ряд финских геологов (М.Миккола), а также Симонен (1963), К.О.Кратц (1961) и К.А.Шуркин (1968) пришли к выводам, что лептитовая формация, слагающая Свекофеннскую систему, является по времени осадконакопления одновозрастной с карельским геосинклинальным комплексом, не образовавшимся в другой, как выразился К.О.Кратц, "структурно-фациальной зоне", иначе говоря, Свекофеннская система, хотя и одновозрастна с Карельской и тесно связана с ней по истории магматизма, является в то же время обособленной складчатой областью. При этом К.О.Кратц (1961, 1963) неоднократно подчеркивал в своих работах, что имеется в виду одновозрастность нижнего карелия (а не всего карелия и не верхнего карелия) со свекофеннским осадочным комплексом.

Недавно шведский геолог П. Лундегард (Ludagardh, 1971) высказал предположение, что накопление свекофеннской формации происходило в Средне-Норрландском геосинклинальном прогибе за счет приноса обломочного и в основном эффузивного материала с соседнего юго-западного срединного массива. В пределах его многочисленные вулканы давали сначала кислые продукты извержений - игнимбриты, служившие материалом для образования лептитов, а позднее стали извергать основные лавы и туфы, типичные для верхних горизонтов свекофеннского комплекса.

Другое предположение было высказано П.Эскола (1961) и, судя по ссылке в работе А.А.Полканова и Э.К.Герлинга (1961), одновременно Н.Магнусоном, которые считали, что лептитовая формация свекофеннид является более древней, чем карелиды архейской формации, только охваченные более поздней гранитизацией и метаморфизмом в тесной связи с карельской складчатостью и интрузиями.

Н.И.Седерхольм придавал большое значение отсутствию основания у свекофеннид, считая это одним из аргументов для отнесения выделенного им свиония (который

впоследствии вместе с ботнием вошел в состав свекофенния) к древнему архею. Сейчас, однако, ясно, что отсутствие основания — явление вторичное, связанное с гранитизацией и обусловлено грандиозным масштабом этой гранитизации. Судя по составу лептитовой формации и значительной роли в ее составе кварцево-полевошпатовых пород и кислых вулканических продуктов, а также ее широкому площадному распространению, можно считать, что основанием ей служил комплекс более древних пород гранито-гнейсового состава, т.е. что она формировалась на поверхности земной коры материкового типа, а не на дне бассейна с океанической корой.

Суммируя все приведенные данные о строении Свекофеннской складчатой области и особенностях ее метаморфических толщ и гранитизации, можно высказать предположение, что лептитовая формация свекофеннид первоначально заполняла систему более или менее глубоких геосинклинальных впадин, возникших на поверхности древнего кристаллического массива, разделенных его выступами, с которых шел снос обломочного материала. В этих впадинах и произошло накопление мощных осадочно-вулканогенных толщ лептитовой формации. Эти толщи были захвачены складчатостью одновременно с внедрением комплекса раннесвекофеннских гранитоидов, а затем подверглись гранитизации одновременно с образованием позднесвекофеннских гранитов. По возрасту эти гранитоиды были одновременными с концом формирования Карельской складчатой области и ее заключительным этапом развития.

Нижне-среднепротерозойские складчатые области, подвергшиеся позднепротерозойской гранитизации и метаморфизму

К нижне- и среднепротерозойским складчатым областям, подвергшимся позднепротерозойской гранитизации и метаморфизму, относится область окрестностей Кируны в северной Швеции (провинция Норрботен). Готский массив южной Швеции, Дальсландская область юго-западной Швеции к западу от оз. Вёнерн и область Телемарк в южной Норвегии, а также область, расположенная у края Восточно-Европейской платформы в пределах Белоруссии.

Округ Кируны находится на севере Балтийского шита, здесь развиты образования юго-западной ветви карельского комплекса, идущей из Финляндии, а южнее — образования свекофеннского комплекса и прорывающие их ранние и поздние гранитоиды (с возрастом соответственно 1900 и 1775 млн лет). На их размытую поверхность, по данным Н. Магнуссона (1963), Е. Велина (1972) и других исследователей, несогласно налегает мощная толща так называемых порфиров Кируны. В основании ее залегают лавы и туфы, диабазы и вулканические конгломераты с прослоями граувакк и туфов. Выше прослеживаются сиенит-порфиры, кератофиры, содержащие бедную вкрашенность магнетита и апатита. На них располагается главное рудное тело железорудных месторождений (Формозова, 1965). Перекрываются эти отложения красными кварцевыми порфирами и кератофирами, залегающими спокойно и образующими пологие складки, осложненные разрывами. Мощности их до 1600 м.

Среди многочисленных и очень богатых железорудных месторождений известны месторождения Кируны и Еллевары, представленные магнетитовыми телами с обильным содержанием апатита.

Согласно Э. Велину, серия порфиров Кируны образовалась в интервале 1725 — 1600 млн лет, т.е. она относится к среднему протерозою. Ее сопровождает целый комплекс интрузивных тел, которые слагают большие гранитоидные массивы. Среди них есть граниты с возрастом 1725, 1670, 1635, 1605, 1540 млн лет и сиениты с возрастом 1565 млн лет (Велин, 1972).

По взаимоотношению этих интрузий с разными горизонтами порфиров Кируны установлено, что возраст последних неодинаков для разных частей серии. Нижние горизонты имеют возраст около 1725 млн лет, более высокие — 1670 млн лет, а самые верхние — 1605 млн лет.

Серия Кируны перекрыта серией Вакко (Хаупе), состоящей из кварцитов, конгломератов и филлитов, и образует самый верхний комплекс шведской Лапландии. Серия Вакко сопровождается гранитоидными и габбровыми интрузиями с возрастом от 1665 до 1540 млн лет. Присутствуют также интрузии гранита, похожие на древний линогранит, но имеющие возраст 1540 млн лет.

Как видно, пограничные области свекофенских и карельских складчатых систем в северной Швеции подверглись значительной более молодой интенсивной гранитизации в среднем и начале позднего протерозоя в интервале между 1725 и 1540 млн лет. Этот процесс сопровождался мощными вулканическими излияниями серии Кируны.

Готский массив южной Швеции расположен к югу от области типичного распространения свекофеннит в Свеаланде и занимает территорию всей его-восточной части страны. Этот массив обладает более молодым возрастом гранитизации по сравнению со свекофенскими гранитоидами. Он сложен среднезернистыми роговообманковыми гранитами, в которых плагиоклаз преобладает над микроклином, а также красными микроклиновыми гранитами. Граниты сопровождаются многочисленными телами пегматитов. Описываемый массив занимает огромную территорию и внутри него расположено более десятка участков и узких, иногда прерывистых полос метаморфических пород. Значительная часть этих пород является, несомненно, более древней, чем граниты. Так, кварциты Вестервик, распространенные на отдельных участках восточного побережья, в то же время образуют ксенолиты среди гранитов и, очевидно, древнее их. Точно так же кварциты, конгломератовидные кварциты и гнейсы представляют останцы, сохранившиеся среди окружающих их гранитов. По-видимому, эти гнейсы и кварциты Вестервик должны быть отнесены к остаткам свекофенских образований.

Иной возраст имеют кислые эффузивы, так называемые порфиры Смоланд. Они распространены среди гранитов в виде относительно узких полос широтного и восток-юго-восточного простирания среди гранитов. Это метаморфизованные породы, в которых при удалении от контактов с гранитами сохранились участки, относительно слабо метаморфизованные. По этим участкам можно установить, что по происхождению они представляют собой игнимбриты и лавы риолитового, дацитового и андезитового состава (Гейер, 1967; Lundegardh, 1971).

Считается, что эти породы генетически связаны с гранитами и образовались после ранних фаз их внедрения, но подверглись метаморфизму поздних фаз гранитизации. Порфиры Смоланд и готские граниты в шведской литературе относятся к особой возрастной группе готских образований. Их считают более поздними, чем свекофенские и часто рассматривают как связанные с особым "готским циклом" складчатости и магматизма. Данные определения радиометрического возраста готских порфиров Смоланд дают величины в интервале от 1750 до 1600 млн лет, возраст гранитов - 1750 - 1450 млн лет (по Э.Велину). Сейчас, однако, Оберг (Aberg, 1971) определяет их возраст величиной 1700 млн лет. Таким образом, более молодой возраст, чем свекофенских складчатых систем, подтверждается этим. Вместе с тем в области их распространения совершенно отсутствуют какие-либо осадочно-метаморфические комплексы, которые могли бы представлять следы разновозрастных готских геосинклинальных образований. Имеются лишь упомянутые останцы более древних складчатых кварцитов и гнейсов. Готская эпоха, очевидно, проявлялась не в развитии геосинклинальных систем, а только в очень широких процессах вулканизма и гранитизации.

Поэтому Готский гранитный массив вместе с эффузивными толщами (порфиров Смоланд) приходится считать не самостоятельной складчатой системой, а лишь частью Свекофенской области, которая отличается от типичных свекофеннит более поздними проявлениями процессов гранитизации и развитием сопровождающих ее процессов вулканизма в среднем (1700 млн лет) или даже в начале позднего (1450 млн лет) протерозоя.

Дальсландская складчатая область располагается к западу от массива юго-западной Швеции и оз.Венерн в пределах западной Швеции и охватывает южную Норвегию. Складчатые структуры этой области очень плохо сохранились из-за широкого проявления более молодой гранитизации. Согласно данным П.Гейера (1967), наиболее древним комплексом этой системы является формация Омоль, представленная метаморфизованными вулканическими породами кислого и среднего состава, а также полевошпатовыми кварцитами и конгломератами. Контакт этой формации с гнейсовым комплексом несогласный или тектонический. Однако есть данные о местном согласном налегании этих пород в синклинали Гильберга на выветрелую поверхность гнейсов, которая позднее подверглась метаморфизации и гранитизации, как и

вся формация Омоль. Граниты, пронизывающие и замещающие эту формацию, распространены очень широко.

Несогласно на формацию Омоль налегает серия Стура-Ле-Марстранд, состоящая из сильно метаморфизованных кварцитов, сланцев, вулканических пород с подчиненными телами интрузивных гнейсо-гранитов. Серия Стура-Ле-Марстранд слагает довольно широкую полосу, вытянутую вдоль побережья Скаггеррака и слагающую прибрежные острова, а на севере уходящую в пределы Норвегии и скрывающуюся под грабен Осло. Шведские геологи относят комплекс Омоль и серию Стура-Ле-Марстранд к готским образованиям, которые по стратиграфическому и возрастному положению моложе свекофенских.

К западу от оз. Венерн на породы комплекса Омоль резко несогласно налегают породы дальсландского комплекса, слагающие широкую синклиналь, вытянутую с севера на юг. В состав дальсландского комплекса входят две серии: 1) базальная серия Кипшебо, состоящая из конгломератов, граувак и кварцитовых песчаников с пачками риолитов; 2) верхняя - собственно дальсландская, состоящая из аркозов, конгломератов, кварцевых песчаников, кварцитов, сланцев, а также основных эффузивов. Общая мощность этой серии около 2000 м. Дальсландский комплекс представляет типичную молассовую формацию, слагающую характерную синклинальную структуру типа впадин орогенного или заключительного этапа геосинклинального развития. Возраст этого комплекса и слагаемой им синклинальной впадины определяется по возрасту расположенного западнее гранитного массива Бохус. Серия даек пегматитов и аплитов и мелкие штоки гранитов Бохус прорывают осадочные породы дальсландской серии. Радиометрический возраст даек по свинцовому методу равен 950 млн лет, а гранитов Бохус, по последним данным, составляет 1010 млн лет. Таким образом, окончание формирования серии дальсланд, слагающих ее складок и прорывающих интрузивных тел гранитов Бохус датируется временем около 1000 млн лет назад.

Складчатые комплексы, связанные своим формированием с этой эпохой складчатости, было предложено именовать, в соответствии с решением редакционной коллегии Международной тектонической карты Европы (второе издание) и рекомендацией коллоквиума по тектоническому расчленению Балтийского шита, дальсландскими.

Такой же возраст имеет формация Телемарк и сопровождающие ее граниты и другие магматогенные образования южной Норвегии. В пределах этой части Норвегии, западнее и восточнее грабена Осло, широко развит комплекс разнообразных гнейсов, гранитизированных гнейсов, гранитов, пегматитов, высококристаллических сланцев и амфиболитов. Формирование этих пород происходило в условиях глубинного регионального метаморфизма, при широком развитии процессов гранитизации. Граниты здесь тесно связаны постепенными переходами с вмещающими гнейсами и, с другой стороны, сопровождаются интрузивными гранитами, отличающимися по текстуре и образующими обособленные тела (посторогенные граниты). Амфиболиты формируют пластовые тела и линзы, согласные с вмещающими породами. На крайнем юго-западе Норвегии в Ругалонне они сопровождаются очень сложным магматогенным массивом основных пород - анортозитов, исследованных П. Мишо (Michot, 1961).

Среди сплошного поля гнейсов и магматических образований в районе Телемарка располагается участок негранитизированных осадочных и вулканических пород или образований, подвергшихся слабой гранитизации. Эта толща пород формации Телемарк достигает мощности 4000 м и разделяется на три серии (Барт, Рейтан, 1967). Первая состоит из кислых туфов и лав, а также агломератов, порфиритов и основных лав. Вторая, залегающая несогласно на нижней, начинается конгломератами, мощными кварцитами (до 800 м), а затем аспидными сланцами (местами с магнетитом) и филлитами. Выше залегают известковистые песчаники, кварциты и филлиты. Третья серия снова с несогласием и конгломератами в основании налегает на предыдущую и представлена кварцевыми сланцами, основными и кислыми эффузивами, а в верхних горизонтах иногда мраморами. В этой серии известны строматолиты.

В тектоническом отношении формация Телемарк слагает широкую, неправильной формы синклиналь, осложненную дополнительными складками и круто оборванную с юга. По характеру структуры и общему составу пород формация Телемарк, по-видимому, является орогенным комплексом складчатой области, геосинклинальный характер которой не сохранился из-за сплошной гранитизации, так же как нет и следов

ее основания. Возраст процессов метаморфизма и гранитизации составляет здесь 800–1100 млн лет, т.е. вполне соответствует возрасту гранитов Бохус и комплексу Дальсланд.

Таким образом, значительная часть Балтийского щита к западу от гнейсового массива юго-западной Швеции должна быть отнесена по возрасту гранитизации к образованиям относительно молодым.

К сожалению, для пород складчатого фундамента Дании, вскрытых буровыми скважинами (роговообманковые и биотитовые гнейсы), а также для гнейсов и гранитов, обнажающихся на о. Борнхольм, нет данных радиометрического возраста.

Дальсландскую систему по возрасту гранитизации принимают за относительно молодую позднепротерозойскую складчатую область. Однако следует иметь в виду, что возраст гранитизации не обозначает еще возраста самих осадочных толщ, которые подверглись гранитизации и могут быть более древними. Можно высказать предположение, что системы Дальсланд и Телемарк являются частями нижнепротерозойской теосинклинальной области, подобной Карельской, с типичными для них орогенными комплексами (серии Телемарк и Дальсланд), которые подверглись только более молодой гранитизации, сопровождавшейся внедрением гранитов Бохус.

Протерозойская складчатая область Белоруссии протягивается из центральных районов платформы и представляет собой оконечность нижнепротерозойской Камско-Волжской складчатой области (Пап, 1965; Гафаров, 1971). При этом, по данным радиометрического возраста слагающих ее пород, возраст ее гранитизации и метаморфизма здесь значительно моложе, чем в более восточных районах.

В пределах этой полосы в Белоруссии, по данным А.М.Папа (1965), метаморфический комплекс представлен биотитовыми гнейсами с пачками роговообманково-биотитовых гнейсов и амфиболитов, а также гиперстеновыми гнейсами, содержащими гранат и силлиманит. С амфиболовыми гнейсами и телами габбро и габбро-норитов этой полосы связаны мелкие линейные магнитные аномалии, образующие узкие полосы. Данные радиометрических определений возраста пород этого комплекса по скважинам в Белоруссии указывают на следующий возраст гнейсов (в миллионах лет): 1440 (Глебовичи), 1510 (Сморгань), 1000 (Красное), 1275 (Ждановичи), 1410–1290 (Барчай), 1410 (Крынок), 1310 (Сокулка – рубидиево-стронциевый метод). Для гранитов этой полосы имеются данные радиометрического возраста (в миллионах лет): 1340 (Мосты) – 1374 (Кривичи). На основании данных таких определений для белорусской части полосы этих пород А.М.Пап приходит к выводу об их верхнепротерозойском возрасте, относя их к готтидам. Авторы сводки по строению фундамента Восточно-Европейской платформы (Зандер и др., 1967) на этом основании предположительно относят всю рассматриваемую полосу к готским системам.

Таким образом, имеются основания для отнесения этой части фундамента платформы к областям с наиболее молодым возрастом метаморфизма фундамента. По-видимому, это продолжение нижнепротерозойской Камско-Волжской складчатой области, но подвергшееся процессам позднепротерозойской гранитизации и метаморфизма.

Обращает на себя внимание тот факт, что все упомянутые области с омоложенной гранитизацией фундамента располагаются по соседству с западным краем Восточно-Европейской платформы, вблизи ее границы с позднепротерозойской складчатой областью Центральной Европы. Вероятно, эта молодая гранитизация по происхождению связана с позднепротерозойской геосинклинальной областью Центральной Европы, окаймляющей край древней платформы.

Нижнепротерозойские комплексы чехла архейских массивов

Многие метаморфизованные и гранитизированные архейские массивы были покрыты в начале и середине протерозоя значительными по мощности отложениями чехла. Наиболее древние по возрасту платформенные образования, относящиеся к нижнему протерозою, заполняют систему грабенообразных прогибов (палеоавлакогенов) на поверхности Украинско-Воронежского архейского массива. Это хорошо известные Криворожская и Курская системы грабенообразных впадин, которые протягиваются

на значительном протяжении в виде узких трогов, вытянутых в почти меридиональном направлении.

В пределах украинской части шита хорошо выражены две зоны трогов — Криворожская и Орехово-Павлоградская. Первая из них представляет ряд резко асимметричных приразломных впадин, ограниченных с одной стороны крупнейшим Криворожским разломом, вторая — состоит также из нескольких трогов, протягивающихся на востоке шита. В.А.Рябенко (1970) выделяет еще две — Брусиловскую и Гадьновско-Бугскую синклиналильные зоны, однако последние сложены более глубокометаморфизованными породами и, вероятно, имеют более древний возраст и, следовательно, играют иную роль в строении фундамента платформы.

В заполнении Криворожской системы приразломных впадин участвует серия метаморфизованных осадочных пород, в которой выделяют три свиты.

Нижняя свита представлена конгломератами, песчаниками, аркозами и серицит-хлоритовыми и другими сланцами, залегающими с разрывом на подстилающих породах. В гальке конгломератов присутствуют амфиболиты и железистые кварциты, вымытые из конско-верховцевской серии нижнего архея (Рябенко, 1970) и гранитов Приднепровья.

Средняя свита представлена железистыми кварцитами и джеспилитами, переслаивающимися с аспидно-хлоритовыми, хлоритовыми и другими сланцами.

Верхняя свита кварцево-биотитовых и графитовых сланцев и песчаников распространена не только в пределах трогов, но и на более широкой площади за их пределами.

Г.И.Каляев (1969) и В.А.Рябенко (1970) считают, что богатые железорудные горизонты средней свиты криворожской серии образовались за счет размыва и перетложения железистых пород конско-верховцевской серии архея. Конгломерат в основании криворожской серии имеет возраст, согласно определениям по свинцовому методу, 2600 млн лет, вышележащие сланцы — 2300 млн лет.

На продолжении Криворожской и Орехово-Павлоградской троговых зон к северу, в пределах Воронежско-Курской части архейского массива, располагаются такие же узкие шовные трого, заполненные нижнепротерозойскими породами курской серии. Последняя, как и криворожская, разделяется на две свиты. Нижняя, песчанико-сланцевая включает в основании граниты и конгломераты, которые с размывом и несогласием налегают на подстилающие архейские породы. В верхней части преобладают кварцево-мусковитовые андалузитомусковитовые и другие сланцы.

Верхняя свита — железорудная — состоит из двух железорудных пачек, разделенных кварцево-биотитовыми и слюдяными, иногда гранатово-биотитовыми сланцами, песчаниками и кварцитами. Железорудные пачки представлены железистыми кварцитами, состоящими из магнетитовых и железо-слюда-магнетитовых, силикатно-магнетитовых пород.

После формирования этой серии произошло внедрение серых плагиоклазовых гранитов. Их возраст составляет 2185–2200 млн лет (Голивкин, Романшак, 1970). Накопление железорудной свиты курской серии прекратилось и стала отлагаться осколковая серия сланцев и карбонатных пород, не содержащая железных руд. Эта серия с размывом перекрывает курскую и распространена на более широкой площади. С ней связаны кислые и основные эффузивы тимской свиты. Еще более молодыми являются эффузивные породы воронцовской серии. Последняя слагает широкую полосу меридионального простирания, в пределах которой она дислоцирована и ограничена большой зоной разломов. Эффузивы воронцовской серии сопровождаются многочисленными основными и ультраосновными интрузиями.

Среднепротерозойский комплекс древнего (протоплатформенного) чехла

Наиболее широко распространены среди образований среднепротерозойского древнего чехла Восточно-Европейской платформы отложения ятулийского комплекса или ятулия Карелии и связанная с ним суйсарская вулканическая серия. Кроме того, к среднепротерозойским отложениям чехла относится вепский комплекс петрозаводских и шокшинских песчаников на побережье Онежского озера, а также охарактеризованный уже выше вулканический комплекс порфиров Кируны в северной Швеции и более молодая серия Вакко.

Наименование ятулия эти отложения получили от Г.И.Седерхольма (Sederholm, 1899) по имени мифического племени великанов – ятулов. Впоследствии ятулий был включен П.Эскола (Escola, 1918) в карельскую систему, а затем его стали относить к верхним горизонтам карелия. Благодаря исследованиям М.А.Гиляровой, Л.Я.Харитоновой, К.О.Кратца и других геологов, выяснилось большое различие в строении нижнего и верхнего карелия (ятулия), в их условиях залегания, метаморфизма и истории формирования.

В последние годы ятулий Карелии был очень детально и обстоятельно исследован В.А.Соколовым, Л.П.Галдобиной, А.В.Рыжевым, Ю.И.Соцуком, А.П.Световым, К.И.Хейсканеном (1970), причем ими были выяснены условия осадконакопления осадочной толщи ятулия, изучен сопровождающий ее вулканизм и складчатость. В итоге перечисленные исследователи пришли к выводу о наличии очень резкого несогласия и границы в степени метаморфизма между нижним карелием и сариолием, с одной стороны, и ятулием – с другой, а также к необходимости относить их к различным комплексам: нижний карелий и сариолий – к геосинклинальному нижнему протерозою, а ятулий – к платформенным образованиям среднего протерозоя. Ятулий Карелии относится по возрасту к интервалу 1850–1700 млн лет.

Ятулийский комплекс разделяется на две серии – сегозерскую и онежскую.

Первая представлена песчаниками, глинистыми и вулканогенными породами. Вторая серия в Карелии особенно широко распространена в районе Онежского озера, где представлена толщей чередования песчаников, глинистых и черных углисто-кремнистых пород (шунгитов) с прослоями доломитов и известняков, общей мощностью до 700 м. С ними связаны прослои, известные большим содержанием органического углерода (шунгитовые сланцы). Доломиты иногда содержат стромаболиты.

Общая мощность ятулия достигает 1200 м.

В восточной Финляндии ятулий представлен филлитами, слюдяными сланцами и кварцитами. Они образуют узкую длинную синклиналь, вытянутую вдоль сбросовой зоны и оз. Янис-ярви, и затем протягиваются на 100–120 км к северо-западу до берегов оз.Пиелис-ярви, слагая здесь более широкую впадину.

Западнее, близ Оутокумпу, широко распространены тонкосланцеватые филлиты, образовавшиеся, согласно выводам Х.О.Ваюрюнена (1939), из флишеподобных отложений, а также присутствуют черные сланцы и кварциты.

Вышележащая суйсарская серия представлена главным образом эффузивными породами. Она распространена в двух районах: Прионежской впадине и Ветренном кряже (на востоке Карелии). В ее состав входят диабазы, пикритовые порфириты, туфы, туфопесчаники, кремнистые сланцы и другие породы. Мощность достигает 1000 м.

Ятулийский комплекс и суйсарская серия залегают спокойно, образуя лишь местами крутые складки и флексуры вдоль систем разломов. Они сопровождаются интрузивными породами, из которых наиболее ранними являются пластовые тела диабазов, габбродиабазов, а также ультраосновных пород (серпентинизированных перидотитов). С диабазами местами связаны промышленные скопления титаномагнетита. В Восточнокарельской зоне (Ветренный кряж) встречаются сложные дифференцированные массивы основных (габбро) и ультраосновных пород.

После отложения толщ ятулийского и суйсарского комплексов произошло внедрение своеобразных гранитов – раппакиви. Эти граниты содержат крупные порфиroidные вкрапленники красного калиевого полевого шпата – ортоклаза, которые имеют округлую форму и достигают размера куриного яйца. Граниты внедрялись и застывали в платформенных условиях и не подвергались последующей деформации. Наиболее крупными массивами этих гранитов являются Выборгский, Сортвальский, Турку (в Финляндии) и др. Их возраст определен радиометрическим методом он составляет 1670–1610 млн лет. Они образовались в результате длительной дифференциации и кристаллизации габброидной магмы в платформенных условиях (Полканов, 1956). Время их окончательной кристаллизации, по радиометрическим данным, близко к возрасту диабазов вепского комплекса.

Мощная толща песчаников и диабазов окрестностей Петрозаводска разделяется на две серии: петрозаводскую, представленную серыми песчаниками, и шокшинскую, состоящую из розовых и красных песчаников. Среди них известны пластовые тела диабазов с возрастом около 1650 млн лет. Эти породы залегают очень спокойно, почти горизонтально, заполняя обширные впадины. Мощность их достигает 600–1000 м.

Подобные песчаники и кварциты в Финляндии и Швеции получили наименование иотния; они относятся к верхнему протерозою.

Более древний среднепротерозойский возраст петрозаводских песчаников, по сравнению с иотнием Швеции и Финляндии, вынуждает обособить их в вепскую серию (Шуркин, 1968), хотя по условиям залегания и литологическим особенностям они чрезвычайно сходны.

Вепский комплекс моложе ятулия и перекрывает ятулийские отложения.

По характеру залегания, большой мощности и древнему возрасту формирования ятулийский и вепский комплексы можно отнести к образованиям протоплатформенного чехла. В эпоху его накопления во многих районах платформы продолжались процессы гранитизации и глубокого метаморфизма.

Наиболее ранние комплексы верхнепротерозойского осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (иотнийская серия)

Накоплением верхнепротерозойского осадочного чехла на обширных площадях платформы начинается длительный платформенный период ее развития. Весь этот период требует специального рассмотрения.

В начале его происходило лишь местами накопление самых древних комплексов верхнего протерозоя, связанных только с отдельными частными депрессиями, не образовавшими сплошного покрова. Еще недавно эти комплексы не отличались от вепских отложений и объединялись под общим наименованием иотния. Определение возраста показало радиометрическим методом более молодой возраст иотния по сравнению с петрозаводскими песчаниками.

Для иотнийского комплекса, известного в Швеции, Финляндии и на Украине, характерно большое однообразие пород, участвующих в его строении. Иотнийский комплекс представлен повсеместно песчаниками и кварцитовидными песчаниками, нередко красными, диабазами, порфиритами и пиррофиллитовыми сланцами, играющими подчиненную роль.

В Швеции к иотнийскому комплексу относятся брекчии и кварцитовые песчаники с прослоями эффузивов (диабазов), известные в районе Далекармии и западнее г.Езле, и в районе оз.Маларен. Возраст их по диабазам составляет 800–1200 млн лет. В Финляндии они известны в двух местах и представлены конгломератами и песчаниками, достигая 100 м мощности. Здесь они перекрывают с разрывом граниты рапакиви. Возраст этих пород относится к интервалу 1300–1150 млн лет.

В Карелии на северном побережье Ладожского озера известны подобные же конгломераты, песчаники, глинистые сланцы с прослоями туфов.

На Украинском щите в районе г.Овруча толща песчаников и диабазов, получившая наименование овручской серии, заполняет довольно большую грабен-синклиналь широтного простирания.

Мощность песчаников достигает более 1000 м, возраст 1100–1200 млн лет (Дранник, 1968).

В пределах Польши несколько участков иотнийских песчаников, покрывающих поверхность Мазовецкого архейского массива, выделены и описаны в статье Е.Знос-ко, С.Кубицкого, В.Рыка (1972).

Близкие условия залегания и сходный литологический состав и одинаковый возраст позволяют отнести их к образованиям начальных стадий формирования верхнепротерозойского платформенного чехла.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В итоге длительного развития сложных складчатых образований и гранитизированных комплексов метаморфических пород образовался огромный, относительно устойчивый, малоподвижный блок континентальной земной коры фундамента Восточно-Европейской платформы. Процесс его формирования начался в глубоком архее, а закончился перед началом накопления самых ранних элементов осадочного чехла платформы (вепских и иотнийских отложений) в конце среднего и начале позднего протерозоя.

До начала этого процесса на месте Восточно-Европейской платформы еще не существовало гранито-гнейсового слоя. Земная кора находилась в ранней стадии своего развития и состояла из основных пород, продуктов магматизма и вулканической деятельности.

Вероятно, можно наметить два последовательных этапа развития земной коры этой древнейшей стадии, доисторической по отношению к формированию фундамента платформы. Один из этих этапов отвечает лунной эре, другой — раннему архею.

Первый этап характеризовался отсутствием на поверхности Земли воды в жидком состоянии и высокой температурой атмосферы, подобной современной атмосфере Венеры. Земная кора создавалась разнообразными процессами вулканизма и сопровождавшими их магматическими явлениями. Мы пока еще не можем с достаточным основанием выделить горные породы, связанные с лунной эрой, и не можем касаться проявлений этого этапа на площади Восточно-Европейской платформы.

Наиболее ранние каменные документы в пределах фундамента платформы связаны со вторым этапом, когда уже существовала водная оболочка, покрывавшая значительную часть поверхности земной коры — в раннем архее. К ним относятся осадочно-вулканогенные толщи с наиболее древним возрастом (до 3600–3300 млн лет). К этим образованиям относятся конско-верховцевская серия Украины, михайловская — Воронежского массива, кольская — Балтийского щита и другие, представленные амфиболитами, амфиболовыми и другими гнейсами и различными кристаллическими сланцами. По происхождению это комплексы эффузивных и пирокластических пород, граувакк, кремнистых и железисто-кварцевых хемогенных отложений (кварцитов и яшм), формировавшиеся в условиях морских водоемов. Вероятно, поверхность земной коры была покрыта водой неравномерно, отдельные части ее и вулканические постройки выступали из-под уровня воды, другие могли быть глубоко погружены под уровнем первичного океана.

Осадконакопление в условиях первичного океана происходило за счет интенсивной вулканической деятельности с приносом также переотложенных продуктов размыва отдельных участков суши и перемыва и переотложения вулканических продуктов. Земная кора отличалась еще небольшой толщиной, значительной подвижностью, легко разламывалась, давая выход огромным массам магматических продуктов.

По своему строению первичная земная кора была подобна лунной коре и близка к коре современных океанов, поскольку не существовало материковой коры, связанной своим образованием с процессами осадконакопления, осадочной дифференциацией и процессами метаморфизма и гранитизации осадочных толщ. Не могло быть также и разделения коры на платформенные и геосинклинальные части.

Земная кора находилась не только в догеосинклинальной стадии, что признается очень многими исследователями, но и в доконтинентальной, когда еще не было больших масс кислых пород, слагающих континентальные участки земной коры.

О догеосинклинальной стадии существования земной коры писал еще А.А.Борисяк (1924). Особенно подробно охарактеризовали ее Е.В.Павловский (1964, 1970) и М.С.Марков (Павловский, Марков, 1964), которые назвали этот этап развития земной коры "нуклеарным". Особенности раннего этапа признает также Д.Т.Вильсон (1959), который связывает его с формированием зеленокаменных ядер континентов.

Условия образования осадков и вулканические процессы этого древнейшего этапа начала архея происходили в условиях океанических бассейнов, покрывавших первичную земную кору. Условия осадконакопления в них были подробно рассмотрены Н.М. Страховым, который подчеркнул значительные различия состава атмосферы и водной среды этой эпохи, а также состава осадков, образовавшихся за счет пере-

отложения минералов вулканических пород и продуктов выветривания, возникавших в почти бескислородной атмосфере (Виноградов, 1959).

Несмотря на то, что наши знания о строении земной коры раннего архея весьма ограничены, можно полагать, что она была достаточно однородной. В связи с этим мы наблюдаем сходные черты метаморфизованных осадочно-вулканических толщ этого этапа в разных частях земного шара. Они представлены повсюду, как указывает Е.В.Павловский (1970), близкими по составу комплексами основных гнейсов и амфиболитов и железо-кремнистых пород, образовавшихся из основных эффузивов, пирокластов, граувакк, хомогенных, кремнистых и железистых осадков. Представителями их являются серии Киуэтин-Канады, кольская - Балтийского шита, конско-верховцевская - Украины, Калгурли - Австралии, Кайена - Гвианы, Себаквой и Булавой - Южной Африки и др. Сходство их указывает на однообразные условия формирования на обширных пространствах в условиях дна древнейшего океана, что позволяет связать их по генезису с формированием в условиях первичного океана раннего архея и назвать соответственно "первичноокеаническими комплексами". Они представляют образования, сохранившиеся лишь в виде реликтов, остатков древнейшей земной коры, которая существовала до возникновения сиалического фундамента платформы. Эти образования являются элементами, включенными в процесс формирования фундамента платформы в его состав и сохранившимися при дальнейших процессах складчатости, метаморфизма и гранитизации. Поэтому как древнейшие образования земной коры они открывают перед нами страницу очень древней истории Земли и в этом отношении их значение очень велико.

Середину архея следует считать временем начала возникновения гранито-гнейсовых пород земной коры фундамента платформы. Со времени около 3200-3300 млн лет начинаются интенсивные процессы гранитизации (Тугаринов, 1970), связанные с возникновением к этому времени значительных по мощности осадочных толщ, заполнивших отдельные впадины дна первичного океана.

Накопление мощных осадочных отложений связано, очевидно, с расчленением к этому времени земной поверхности на участки, длительно поднимавшиеся и опускавшиеся. В пределах отдельных впадин стали скапливаться осадочные накопления огромной мощности - до 5-6, а может быть и до 10 км. Вместе с тем в участках поднятий господствовали процессы денудации и своеобразного выветривания, роль которого впервые была отмечена и охарактеризована Н.В.Фроловой (1950), изучавшей архейские толщи Сибирской платформы.

В итоге процессов латеритного выветривания основных вулканических пород (базальтоидов) и осадочной дифференциации в бассейне осадконакопления, как показала Н.В.Фролова (1962), происходило накопление высокоглиноземистых отложений и хомогенных кремнистых и карбонатных пород, которые в результате метаморфизма превратились затем в силлиманитовые, кордиеритовые гнейсы и сланцы основного состава, а также кварциты и мраморы.

Вероятно, к областям подобного мощного осадконакопления, возникшим в середине архея и существовавшим в течение значительного времени, в пределах площади Восточно-Европейской платформы относятся прогибы, в которых накапливались верхнеархейские толщи беломорской серии и близкие к ним по возрасту отложения обоянской серии Воронежского массива и гнейсы юго-западной Швеции. Эти прогибы были очень широкими и, вероятно, неглубокими. Они заполнялись осадками, которые представляли до метаморфизации комплексы песчано-глинистых отложений и эффузивов большой мощности. В отдельных случаях известны следы несогласного их залегания на подстилающих первичноокеанических толщах. В конце этой эпохи прогибы подверглись складчатости, метаморфизации и гранитизации и превратились в складчатые серии гнейсов и кристаллических сланцев типа беломорского комплекса.

По отношению к обширным и длительно прогибающимся впадинам, в которых накапливались мощные толщи позднего архея, вероятно, целесообразно применять наименование "протогеосинклиналей", предложенное уже давно Е.В.Павловским (1964). Эти прогибы существенно отличаются от настоящих геосинклиналей более позднего времени. Отличия выражены в слабой дифференцированности протогеосинклиналей значительной площади и слабой фашиальной изменчивости толщ в их пределах. Протогеосинклинали - это сильно прогибавшиеся большие участки первичноокеанической коры, в которых шла более интенсивная аккумуляция осадков, чем в других ее частях.

Чрезвычайно характерным в дальнейшем развитии протогеосинклиналей является образование в их пределах гнейсовых и гнейсо-гранитных куполов. Образование этого рода структур признается многими исследователями как одна из характернейших черт тектоники древнего докембрия. В пределах Восточно-Европейской платформы мы видим их на примере Приднепровского массива Украины (Г.И.Каляев, В.В.Рябенко, М.Н.Доброхотов) и в пределах Беломорского массива (Богданов и Воинов, 1968). В других массивах этой платформы эти купола не выявлены из-за плохой изученности их под осадочным чехлом. Зато они хорошо известны в разновозрастных образованиях Алданского шита Сибирской платформы, Южной Африки, Гвианы и, как показал Л.И.Салоп (1971), на многих участках других древних платформ.

Купола имеют обычно овальную в плане форму, реже извилистые амёбообразные очертания, достигаю 50 - 100 км в длину. Слагающие их гнейсовые толщи интенсивно складчатые по периферии купола и сводообразно залегают в его центре, где часто бывает замещены гранитоидным массивом.

Накопление мощных толщ осадочно-вулканогенных отложений в отдельных прогибах, вероятно, создало условия для возникновения наиболее древних очагов вторичной кислой магмы и развития процессов гранитизации и мигматизации. Образование же куполовидных поднятий было обусловлено тем, что в итоге этих процессов происходила метаморфизация осадочных толщ и они приобретали в отдельных частях пластичное состояние.

Вероятно, при значительной мощности толщ, накопившихся в протогеосинклинальном прогибе, и при наличии тонкой подстилающей их первичноокеанической коры нижние горизонты осадочной толщи подверглись сильному воздействию интенсивного теплового потока, шедшего из мантии. Верхние части осадочной толщи играли роль одеяла и способствовали накоплению тепла и переходу нижних слоев в пластичное состояние. В дальнейшем эти пластичные, способные течь массы под давлением неравномерной нагрузки всплывали кверху, подобно соляным куполам внутри осадочных толщ глубоких платформенных впадин.

При этом процессе гнейсовые толщи, заполнявшие прогибы как древнейшие раннеархейские, так и более молодые позднеархейские, были интенсивно деформированы и смяты в складки, а после этого произошла известная их консолидация - скорее всего в итоге кристаллизации гранитоидной магмы в куполах и их ядрах. В результате образовались жесткие гранито-гнейсовые массивы платформенного типа.

Процессы эти закончились, как показывает изучение возраста метаморфизма и гранитизации, на рубеже 2600-2800 млн лет, который именуют эпохой беломорской складчатости (рис.2).

На поверхности этих массивов уже в начале раннего протерозоя могли образоваться осадочные толщи как элементы самого древнего чехла срединных массивов. Ранними элементами такого протоплатформенного чехла являются Курская и Криворожская системы грабенообразных впадин - палеоавлакогенов. Кроме того, части Украинского и Воронежского массивов были покрыты несколько позднее протоплатформенным чехлом, занимавшим значительную площадь и подвергшемся деформированию и метаморфизации.

В то же время с начала раннего протерозоя началось возникновение систем геосинклинальных прогибов. Эти прогибы образовали вдоль глубинных разломов очень сложные в плане системы впадин, которые огибали архейские гнейсовые массивы в виде дуг, в петлях которых сохранилось архейское основание.

Раннепротерозойские прогибы имели черты строения и развития, типичные для строения всех эвгеосинклинальных прогибов, и образовали Кольскую, Карельскую, Свекофенскую и Камско-Волжскую геосинклинальные области. Для этих наиболее ранних геосинклинальных образований характерно наличие полно развитого главного геосинклинального комплекса и относительно слабо развитого орогенного.

Как уже отмечено выше, в строении Карельской и Свекофенской геосинклинальных областей намечаются существенные различия. Резко разнятся они по характеру и мощности сопровождающих их развитие процессов гранитизации. Особенно интенсивно процессы гранитизации проявились в Свекофенской области, охватив не только системы геосинклинальных прогибов, но и разделяющие их массивы. При их проявлении в ходе развития этой области исчезли все следы древнего основания, подвергшегося этому процессу.

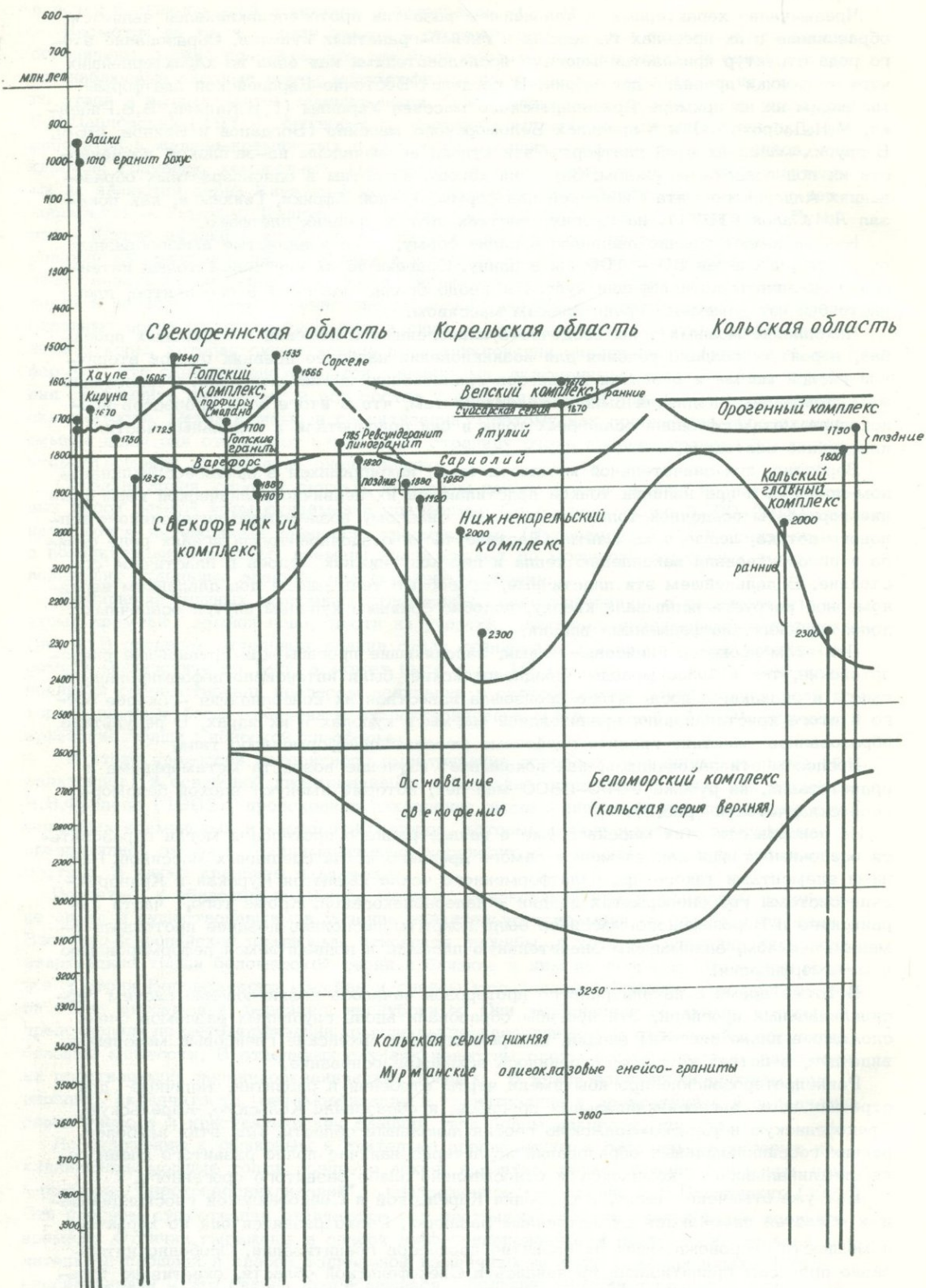


Рис. 2. Диаграмма истории осадконакопления и возрастного распределения интрузий в пределах Балтийского щита

В пределах Смоландского (Готского) гранитного массива южной Швеции процессы гранитизации не только привели к значительному уничтожению свекофенских комплексов, сохранившихся здесь в виде остатков, но и проявлялись более длительное время. Они сопровождались излиянием смоландских порфиров, которые подверглись метаморфизму в зонах контактов с гранитами и возраст которых значительно моложе, чем позднесвекофенских гранитов других районов (1700 млн лет). Он составляет 1560 млн лет, указывая на более позднее окончание здесь процесса гранитизации.

В Карельской и Кольской складчатых областях отчетливо выражены два этапа их развития – главный геосинклинальный и орогенный, разделенные крупным перерывом и несогласием. Соответствующая ему фаза раннекарельской складчатости и гранитизации датируется временем около 1850 млн лет.

Что касается Волго-Камской системы и ее ответвлений (Башкирского, Рязано-Саратовского), скрытых под чехлом Русской плиты, то для них наличие заключительного этапа пока остается невыясненным и, следовательно, этапы развития системы не могут быть пока выявлены.

Конец раннего протерозоя ознаменовался главной карельской складчатостью и процессами гранитизации и метаморфизма перед началом образования ятулийского комплекса чехла.

Одновременно со свекофенно-карельским этапом развития геосинклинальных областей Балтийского щита и Волго-Камской системы на Украинско-Воронежском массиве произошло образование Криворожско-Курской системы грабенообразных прогибов и осадочного чехла, а также метаморфизация и гранитизация последнего, которая датируется, по данным определения возраста процессов гранитизации, временем 2000–1700 млн лет и сопровождается формированием в это же время крупных массивов – Кировоград-Житомирского магматического комплекса.

Среднепротерозойская эпоха развития фундамента платформы связана с формированием ятулийского комплекса, относящегося к элементам древнего протоплатформенного чехла.

В это же время произошла гранитизация и метаморфизм Дальсландской складчатой области на юго-западе Швеции и юге Норвегии (Телемарк), а также в северной Швеции, в районе Кируны, и Белоруссии. Это была последняя эпоха сильного проявления процессов гранитизации, которые особенно широкого развития достигли вдоль юго-западного края платформы (Дальсланд, Телемарк, Белоруссия), а также вблизи северной ее границы (Кируна).

Эти процессы привели к глубокому метаморфизму значительных площадей фундамента и превращению его в монолитный жесткий массив, т.е. к тому, что называется кратонизацией.

В истории развития фундамента Восточно-Европейской платформы можно наметить четыре крупных этапа.

Первый этап является доисторическим по отношению к фундаменту платформы. Он связан с древнейшей эпохой начального развития земной коры в раннем архее, когда еще не было материковой земной коры и существовала первичная кора океанического типа. В ее пределах, возможно, были какие-то обособленные и различающиеся по строению части, но не было материковых участков с гранитно-гнейсовым слоем, отсутствовало также и разделение коры на геосинклинальные и платформенные области.

Второй этап связан с позднеархейской эпохой накопления достаточно мощных осадочных толщ в прогибах – протогеосинклиналях, их метаморфизацией и формированием гранитной магмы за счет гранитизации с образованием своеобразных элементов структуры гнейсовых куполов. Окончание этого типа приурочено к возникновению метаморфизма и гранитизации самых ранних массивов, обладавших гранито-гнейсовым слоем земной коры и имевших материковое строение.

Третий этап – раннепротерозойский характеризуется возникновением первых систем трогов геосинклинального типа, их развитием, а также процессами складчатости и гранитизации, связанными с ними и возникновением в результате этого раннепротерозойских складчатых областей (карелид).

В это же время происходила и гранитизация отдельных массивов вместе с покрывающими их осадочными толщами, а также образование систем троговых впадин

типа палеоавлакогенов (Курская и Криворожская системы), которые образовались на массивах с материковым строением земной коры.

Четвертый этап – среднепротерозойский с развитием древнейших элементов платформенного чехла в отдельных пологих впадинах (Соколов, 1970), представленных ятулийской серией песчано-глинистых пород и доломитов. С этим этапом связано было формирование огромных массивов гранитов раппакиви и вулканических излияний суйсарского комплекса, а с окончанием этого этапа – образование иотнийской и вепской серий и их аналогов в разных частях Восточно-Европейской платформы.

Литература

- Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М., Гостоптехиздат, 1941.
- Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Боровиков Л.И. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. В кн.: "Абсолютный возраст геологических формаций". МГК Докл. сов. геол. Проблема 3. М., "Наука", 1964.
- Барт Г., Рейтан П. Докембрий Норвегии. В кн.: "Докембрий-Скандинавии". М., "Мир", 1967.
- Беккер Ю.Р., Богданов Ю.Б., Якобсон К.Э., Негруца В.З., Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. Основные черты геологии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления. В кн.: "Вопросы тектоники докембрия континентов". М., "Наука", 1970.
- Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Богачев А.И., Куликов В.С., Пекуров А.В., Слюсарев В.Д. Новые данные по геологии и магматизму Ветренного пояса. Карельский филиал АН СССР. – Труды ГИН АН СССР, 1967, вып. 1.
- Богданов Ю.Б., Воинов А.С. О соотношении карелид и беломорид Восточной Карелии. – Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1968, т. 143.
- Бондаренко Б.В. Складчатые зоны докембрия Белоруссии по геофизическим данным. В кн.: "Геология и перспективы металлоносности кристаллического основания Белоруссии". Минск, 1965.
- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., "Наука", 1968.
- Борисяк А.А. Теория геосинклиналей. – Изв. Геол. ком-та, 1924, т. 43, № 1.
- Варданянц Л.А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ваюрюнен Х.О. Тектоника Карельской зоны. Труды XVII сесс. МГК, т. 2. М., ГОНТИ, 1939.
- Ваюрюнен Х.О. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ, 1959.
- Велин Э. Свекофенская складчатая область в Северной Швеции. – Геотектоника, 1972, № 5.
- Вильсон Д.Г. Геофизика и рост континентов. – Природа, 1959, № 8.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. В кн.: "Чтения им. В.И.Вернадского". М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. – Труды ГИН АН СССР, 1963, № 85.
- Гафаров Р.А. Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы. Геотектоника, 1966, № 4.
- Гафаров Р.А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 8.
- Гафаров Р.А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ Северного полушария. Вкн. "Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария". М., "Наука", 1971.
- Гейер П. Докембрий Швеции. В кн.: "Докембрий-Скандинавии". М., "Мир", 1967.
- Герлинг Э.К., Глебова-Кульбах Г.О., Лобач-Жученко С.Б., Афанасьев Л.И., Васильева С.Н. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. В кн.: "Абсолютный возраст пород докембрия СССР". М., "Наука", 1965.

- Гилярова М.А. Стратиграфия и структура докембрия Карелии и Кольского полуострова. - Изд.-во ЛГУ, 1972.
- Голивкин Н.И., Романшак А.К. Новые данные по геологии докембрия железорудных районов КМА. - Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, 1970, вып. 6.
- Головенко В. К. О взаимоотношении гнейсовой и сланцевой толщ кейвской серии Кольского полуострова. - Труды ВСЕГЕИ, 1971, т. 175.
- Горбунов Г.И., Зайцев Ю.С., Чернышев Н.М. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива. - Сов. геология, 1969, № 10.
- Горяинов П.М. К геологии, стратиграфии и генезису лептитов Балтийского щита. "Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия Балтийского щита". М., "Наука", 1971.
- Дедеев В.А. Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской плиты. - Геотектоника, 1972, № 3.
- Доброхотов М.Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии. Сов. геология, 1961, № 11.
- Доброхотов М.Н. Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита. В кн. "Проблемы осадочной геологии докембрия", вып. 2. М., "Недра". 1967.
- Дранник А.С. Тектоника и стратиграфия Словчанско-Овручской возвышенности. - Геотектоника, 1968, № 3.
- Зандер В.Н., Томашунас Ю.И., Берковский А.Н., Суворова Л.В., Дедеев В.А., Кратц К.О. Геологическое строение фундамента Русской плиты. М., "Недра", 1967.
- Зноско Е., Кубицки С., Рыка В. Тектоника кристаллического основания Восточно-Европейской платформы на территории Польши. - Геотектоника, 1972, № 5.
- Каляев Г.И. Формации и элементы тектоники Украинской железорудной провинции. - Сов. геология, 1962, № 11.
- Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. - Изд.-во АН УССР, Киев, 1965.
- Каляев Г.И. Генетические типы джеспилитовой формации и их тектоническое положение в Украинском щите. В кн.: "Проблемы образования железистых пород докембрия". Киев, 1969.
- Козловская А.Н., Гладкий В.Н. Украинский щит. Раздел книги "Тектоническая карта УССР и МССР" Киев, 1972; то же. - Геол. журнал АН УССР, 1970, т. 30, № 5.
- Кууспяю Т.П., Побул Э.А. Новые данные о строении кристаллического основания Русской платформы в пределах Эстонии. - Докл. АН СССР, 1964.
- Кратц К.О. Карелиды и свекофенниды. Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. Изд.-во АН СССР, 1963.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б. Тектоническое положение гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии в геосинклинальной системе карелид. В кн.: "Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-запада Карелии. М., "Наука", 1969.
- Кратц К.О., Магнуссон Н., Симонен А., Хольтедаль О. Балтийский щит. В кн.: "Тектоника Европы". М., "Наука", 1964.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А., Соловьева И.А., Трапезников Ю.А. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М., "Наука", 1971.
- Лазько Е.М. Некоторые замечания о границах Алданского щита. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 7.
- Лазько Е.М. Основы региональной геологии СССР, т. III. М., "Недра", 1971.
- Леоненко И.Н., Полищук В.Д., Зайцев Ю.С. Докембрий Воронежской антеклизы. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1967, № 5.
- Магнуссон Н.Х. Стратиграфия докембрия Швеции. - Труды, XXI сессии, МГК, вып. 1, М., 1963.
- Марков М.С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии. - Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5.

- Марков М.С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. В кн.: "Вопросы тектоники древних платформ". М., "Наука", 1964.
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П., Соловьева И.А., Шубаев А.С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., "Наука", 1967.
- Марков М.С., Соловьева И.А., Чехович В.Д. Островные дуги и становление гранитного слоя земной коры. - Геотектоника, 1967, № 1.
- Масленников В.А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. В кн.: "Геология и глубинное строение Балтийского щита". М., "Наука", 1968.
- Муратов М.В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. - Изв. вузов, Геология и разведка, 1966, № 3.
- Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые области докембрия и некоторые особенности их развития. - Геотектоника, 1970, № 2.
- Наливкина Э.Б. О фундаменте раннепротерозойских геосинклиналей. Геотектоника, 1966, № 2.
- Наливкина Э.Б. и Дьячкова А.Я. О базальтовом слое континентов и природе сейсмических границ в его пределах. - Сов. геология, 1970, № 4.
- Негруца В.З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. В кн.: "Проблемы осадочной геологии докембрия", вып.1. М., "Недра", 1963.
- Новикова А.С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. - Труды ГИН АН СССР, 1971, 237.
- Новикова А.С. О тектонике карелид основания Восточно-Европейской платформы. - Геотектоника, 1971, № 6.
- Палей М.П. Основные черты тектоники Балтийского щита. Региональная геология Евразии. - Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 92.
- Палей И.П. Этапы развития докембрия Евразии и проблема его синхронизации. - Геотектоника, 1965, № 4.
- Палей И.П. Области дорифейских складчатостей. В кн.: "Тектоника Евразии". М., "Наука", 1966.
- Павлова Т.Г. К вопросу о генезисе гранито-гнейсовых куполов. - Геотектоника, 1967, № 3.
- Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. - Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5.
- Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн.: "Вопросы сравнительной тектоники древних платформ". М., "Наука", 1964.
- Павловский Е.В., Марков М.С. Особенности тектоники разных этапов развития земной коры континентов. МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. М., "Наука", 1964.
- Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 5.
- Пап А.М. Кристаллический фундамент Белоруссии. В кн.: "Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии. Минск, 1965.
- Полканов А.А. Геология хогландия-иотния Балтийского щита. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1956, вып. 6.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. - Труды ЛАГЕД, 1961, вып. 12.
- Подканов А.А., Кратц К.О., Шуркин К.А. Четвертичная геология Карелии и Кольского полуострова. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19.
- Ронов А.Б. Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана, атмосферы. - Геохимия, 1964, № 8.
- Рябенко В.А. Тектоника Украинского щита. Киев, 1970.
- Салоп Л.И. Стратиграфия и тектоника докембрия Балтийского щита. Труды ВСЕГЕИ, 1971, т. 175.
- Семененко Н.П. Сопоставление докембрия Украины и Балтийского щита. - Геотектоника, 1972, № 5.
- Сидоренко А.В., Лунева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд-во АН СССР, 1961.

- Симонен А. Стратиграфия докембрия Финляндии. Труды XXI сессии МГК, вып. 1, М., "Мир", 1963.
- Сланзак О.И. Про структури Украинського докембрію, Київ, 1967.
- Соколов В.А. История геологического развития среднего протерозоя Карелии. - Геотектоника, 1972, № 5.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рыжев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск, 1970.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., "Недра", 1966.
- Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.
- Судовиков Н.Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. М., "Наука", 1967.
- Тугаринов А.П., Войтович Г.В. Докембрийская геохронология материков. М., "Недра", 1970.
- Фролова Н.В. О наиболее древних осадочных породах Земли. - Природа, 1950, № 9.
- Фролова Н.В. Вопросы стратиграфии регионального метаморфизма и гранитизации архея южной Якутии. - Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5.
- Формозова Л.Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции. В кн.: Труды ГИНАН СССР, 1965, вып. 141.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
- Харитонов Л.Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита. В кн.: "Вопросы геологии Кольского полуострова". М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Хольтедаль Г. Геология Норвегии. М., ИЛ, 1957.
- Чернов В.М., Инина К.А. Лептиты и лептитовые породы западной Карелии. Карельский филиал АН СССР. Труды ГИН АН СССР, 1967, вып. 1.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Шуркин К.А. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9.
- Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. М., "Наука", 1968.
- Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. В кн.: "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т. I М., "Наука", 1961.
- Эскола П. Докембрий Финляндии. М., "Мир", 1967.
- A berg G. Rb/Sr age of the Smaland porphyries. - Geol. fören. i Stolholm förhandl., 1971. Stockholm, 1971.
- E skola P. Huvuddragen av Onega Karolens Geologi. Medd. Geol. fören i Helsingfors ar aeg 1917 och 1918.
- Lundeeggardh P.H. Neue Gesichtspunkte zum Schwedischen Präkambrium. Geol. Rund., 1971, Bd. 60, N 4.
- Michot J. Le massif complex anorthosito-leuconoritique de Haaland-Heeleren et la paléogène basique. - Mem. Acad. Royal Belgique, Cl. sa. 25 ér. t. 15, 1961, N 1.
- Sederholm J.J. Eine archaische Sedimentformation in Süd-westlichen Finland. - Bull. Commis. Géol. Finlande, 1899, N 6.
- Simonen A. Das Finnische Grundgebirge. - Geol. Rund., Bd. 60, 1971, N 4.
- Sorgehfrei Th On the granite problem and the similarity of salt and granite structures. - Geol. foren Stockholm, i Forchändl. bd. 93, pt 2, 1971, N 545.

Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ. Кратц К.О., Глебовицкий В.А. Сб. "Тектоника фундамента древних платформ". М., "Наука", 1973 г., стр. 3 - 20

Произведена расшифровка структуры метаморфических поясов на базе тектонической карты СССР со снятым платформенным чехлом. Использование концепции фациальных серий позволило подойти к оценке теплового и динамического режима и показать, что необратимость тектонической эволюции находит отражение в проявлении регионального метаморфизма, в необратимом изменении термодинамического режима земной коры. Библ. 25 назв. Илл. 3.

УДК 551.24(470)

Внутренняя структура фундамента Русской и Тимано-Печорской плит и основные этапы его формирования. Дедеев В.А., Берковский А.Н., Запольнова А.К., Сб. "Тектоника фундамента древних платформ". М., "Наука", 1973 г., стр. 21-29

По данным региональных геолого-геофизических исследований, рассмотрено строение докембрийского фундамента советской части Европейской платформы. Проведено тектоническое районирование фундамента, выделены ранне- и позднеархейские, раннепротерозойские (карельские), среднепротерозойские (свекофенские) и позднепротерозойские (байкальские) складчатые системы, срединные массивы, а также основные зоны глубинных разломов. Намечено пять крупных рубежей в истории формирования складчатой структуры фундамента. Табл. 1, Библ. 8 назв. Илл. 1.

УДК 551.24 (5·71:56)

Тектоника нижнего докембрия западной части Алданского щита. Кудрявцев В.А. Сб. "Тектоника фундамента древних платформ". М., "Наука", 1973 г., стр. 30-35

Дано описание стратиграфии и тектоники архейских образований Алданского щита, в котором выделен ряд метаморфических комплексов. Установлен ряд этапов развития земной коры раннего докембрия в пределах зоны Сибирской платформы.

Библ. 13 назв. Илл. 2.

УДК 550.311:551.241

Структура земной коры Балтийского щита. Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Платунова А.П. Сб. "Тектоника фундамента древних платформ". М., "Наука", 1973 г., стр. 36-43

По данным геофизики и геологии, территория Балтийского щита делится на четыре крупные геоблока. По данным неотектоники и сейсмологии, эти геоблоки находятся в движении. На основании геохронологических и геологических данных утверждается, что современные движения геоблоков определены в основном положением древних докембрийских разломов. По расчетам гравитационных аномалий и по данным о глубинах гипоцентров землетрясений, разломы разделяют геоблоки до глубин 80-100 км. На основании этого предлагается при изучении структуры земной коры рассматривать не только верхний слой до поверхности Мохоровичича, но и всю тектоносферу до глубин порядка 100 км. Табл. 1. Библ. 19 назв. Илл. 3.

УДК 551.24+551.7 (471.321+471.322+471.323+471.324+471.325 +471.333)

Основные черты тектоники и истории геологического развития докембрия Воронежского кристаллического массива. Горбунов Г.И., Зайцев Ю.С., Раскатов Г.И., Чернышов Н.М. Сб. "Тектоника фундамента древних платформ". М., "Наука", 1973 г., стр. 44 - 49

В статье, иллюстрируемой схематической тектонической картой ВКМ, авторами, на основе комплексного анализа новых геолого-геофизических данных, сделана попытка

ка представить особенности тектоно-магматического развития кристаллического основания ВКМ и перекрывающего его осадочного чехла.

Дана характеристика и освещен ход формирования четырех структурных комплексов нижнего мегакомплекса с присущими им структурами, формациями, магматизмом, а также важнейшие черты тектонического строения верхнего мегакомплекса, включая и неотектонику.

Выявлена значительная унаследованность развития региона от этапа к этапу.

Кратко сформулированы основные задачи дальнейшего изучения тектоники докембрия ВКМ. Библ. 23 назв.

УДК 551.24:551.43

Тектоника Украинского щита и положение его в структуре Восточно-Европейской платформы. Каляев Г.И. Сб. "Тектоника фундамента древних платформ". М., "Наука", 1973 г., стр. 50 - 60

В пределах Украинского щита выделяются две группы тектонических элементов, заметно отличающихся по тектоническому режиму: 1) раннедокембрийские области с отчетливо выраженным геосинклинальным развитием; 2) раннедокембрийские прото-платформенные блоки. Эти группы прежде всего различаются в формационном отношении, хотя они не противостояли столь резко, как платформы и геосинклинали в послерифейское время. Протоплатформенные блоки в раннем докембрии играли роль "местных платформ" или срединных массивов, разделявших протогеосинклинальные ветви и системы. Общность формационных типов отложений позволяет объединять протогеосинклинальные системы Украинского щита с аналогичными образованиями КМА и карелидами Балтийского щита. Библ. 18 назв. Илл. 3.

УДК 551.24:550.93

Тектоническая карта фундамента Украинской ССР и Молдавской ССР. Гладкий В.Н. Сб. "Тектоника фундамента древних платформ". М., "Наука", 1973 г., стр. 61 - 64

В пределах Украинского щита выделены: 1) днеприды - аналоги саамид, с возрастом более 2600 млн. лет., располагающиеся в Среднем Приднепровье между Орехово-Павлоградской зоной глубинных разломов на востоке и Криворожско-Кременчугской на западе; 2) бутиды - аналоги беломорид, с возрастом 2600-2300 млн лет, на юго-западе щита и на его склонах в пределах Побужья; 3) азово-вольниды - аналоги первой фазы ранних карелид, с возрастом 2300-2000 млн лет, распространенные от Азовского моря на востоке до Вольни на западе; 4) саксаганиды - аналоги второй фазы ранних карелид, с возрастом 2100-1700 млн лет, распространенные крайне ограниченно; 5) ново-вольниды, с возрастом 1700-1500 млн лет, развитые на крайнем северо-западе. Ново-вольнской складчатостью заканчивается геосинклинальный этап развития Украинского щита.

УДК 551.24:551.71/72

Тектоника и основные этапы развития Алданского щита. Глуховский М.З., Ставцев А.Л. Сб. "Тектоника фундамента древних платформ". М., "Наука", 1973 г., стр. 65 - 75

Приведено описание крупных блоковых структур Алданского щита и слагающих их комплексов пород. Выделяются четыре основных этапа развития: 1) этап формирования базитового фундамента; 2) этап развития раннеархейских структур платформенного и геосинклинального типов; 3) позднеархейский этап заложения и развития протогеосинклинали; 4) раннепротерозойский протоплатформенный этап. Библ. 23 назв. Илл. 2.

Протоплатформенные образования Балтийского щита. Палей И.П. Сб. "Тектоника фундамента древних платформ". М., "Наука", 1973 г., стр. 76-81

Протоплатформенные отложения возникли в среднем протерозое на наиболее консолидированных участках щита, сложенных архейско-нижнепротерозойскими сложно-складчатыми и ранитизированными комплексами. Характерной особенностью протоплатформенных образований является сочетание платформенных, орогенных и, в меньшей степени, геосинклинальных черт. В качестве протоплатформенных образований рассматриваются ятулийские отложения Карелии и Кольского полуострова, готский комплекс и субиотний Швеции, а также формация телемарк Норвегии. Эти образования являются частью обширного нового класса структур, протоплатформенного класса. Библ. 22 назв. Илл. 1.

Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ. Гафаров Р. А. Сб. "Тектоника фундамента древних платформ". М., "Наука", 1973 г., стр. 82-94

Анализ данных глубокого бурения, региональных геофизических исследований и радиометрических определений возраста пород свидетельствует о том, что складчатый фундамент Восточно-Европейской платформы весьма гетерогенен по составу и строению и сложен свекофенно-карельскими складчатыми системами, соединяющими древние массивы. Особенности положения и простираения последних во многом предопределили, наряду с крупными горизонтальными движениями блоков, своеобразную сложноветвящуюся структуру складчатых зон эпикарельского фундамента Восточно-Европейской платформы. Установление основных черт строения фундамента этой платформы - наиболее хорошо изученного тектотипа древних платформ - имеет методическое значение, а также важно для решения проблем сравнительной тектоники.

Сравнительный анализ внутреннего строения фундамента выявляет существенное различие Восточно-Европейской и Сибирской платформ и в то же время значительное сходство Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ.

Библ. 43 назв. Илл. 1.

Заключительный этап развития протерозойской подвижной зоны Кольского полуострова. Симон А.К. Сб. "Тектоника древних платформ". М., "Наука", 1973 г., стр. 95-103

Предполагается, что среднепротерозойские грабены Имандра-Варзугский и Печенгский возникли из первоначально изометричных прогибов. Выполняющие их слабодислоцированные осадочно-вулканогенные толщи достигают мощности до 13 км. На 70-80% они состоят из продуктов базальтоидного вулканизма. Модальный состав и петрохимические особенности различных дифференциатов позволяют уверенно относить изученные магматические серии к толеит-базальтовому типу. Толеитовые базальтоиды образуют здесь главным образом однородные диабазовые и диабазпорфировые формации, а также нетипично представленную последовательно дифференцированную и проблематично контрастную формацию. Вертикальные ряды и особенности состава отдельных магматических формаций указывают на существенные отличия ортогеосинклиналей от базальтоидного магматизма линейного типа (например, Урала). Названные особенности магматизма, наряду с кварц-карбонатно-аркозовым типом осадконакопления и относительно простой тектоникой позволяют условно считать рассмотренные структуры протогея в историко-геологическом отношении ближе всего стоящими к структурам орогенного класса неогей.

Библ. 24 назв. Илл. 5.

Основные этапы формирования складчатой структуры земной коры в докембрии.

Кратц К.О., Дедеев В.А., Митрофанов Ф.П., Глебовицкий В.А., Запольнов А.К., Неелов А.Н., Шуркин К.А. Сб. "Тектоника фундамента древних платформ". М., "Наука", 1973 г., стр. 104-109

Разбираются основные черты современной структуры докембрия Сибирской и Европейской платформ. Описаны сибирский и европейский типы докембрийской геотектоники, основные различия между которыми сводятся к асинхронности возникновения однотипных в геотектоническом смысле структур фундамента. При этом выделяются три основных этапа формирования фундамента: прогеосинклиальный, структуры которого в современном эрозионном срезе представлены глубинным типом складчатых структур; протогеосинклиальный (в современном эрозионном срезе - линейные и дугообразные складчатые системы); платформенно-геосинклиальный. Последний этап охватывает ранний и средний протерозой в Восточной Сибири и поздний протерозой в европейском секторе Евразии.

Библ. 15 назв.

Раннепротерозойский орогенный комплекс западного склона Алданского щита. Петров А.Ф. Сб. "Тектоника фундамента древних платформ". М., "Наука", 1973 г., стр.110,111

Раннепротерозойский орогенный комплекс представлен отложениями Субчанского, Олондинского, Таас-Миэлинского, Итчилякского, Усть-Ханинского, Ярогинского и других грабенов. Они относятся к терригенно-вулканогенной формации, сочетающейся с базальт-андезит-липаритовой группой формаций. Осадки формировались в опускавшихся прогибах и, очевидно, ранее захватывали значительно большую площадь. По характеру заложения, составу формаций и положению этих толщ в общей структуре склона щита их следует отнести к дейтероорогенным образованиям.

Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования. Муратов М.В. Сб. "Тектоника фундамента древних платформ". М., "Наука", 1973 г., стр. 112-143

Основными элементами строения Восточно-Европейской платформы являются архейские массивы и ниже-средне протерозойские складчатые области. Последние по истории своего развития являются геосинклинальными, но отличаются особенностями метаморфизма и магматизма. Кроме того, выделяются ниже-среднепротерозойские складчатые области и архейские массивы, подвергшиеся позднепротерозойской гранитизации, в некоторых случаях сопровождавшейся вулканической деятельностью - округ Кируны и Готский массив, Дальсландская область в Швеции, Телемарк в Норвегии и фундамент Белоруссии. Рассмотрены также древнейшие элементы платформенного чехла платформы - криворожская и курская серии, ятулий Карелии и ютландский Швеции и Финляндии. В истории развития фундамента выделяется древнейший океанический этап и рассматриваются возможные условия начала формирования мощных архейских гнейсовых толщ и затем ранний (карельско-свекофеннский) геосинклиальный этап. Библ. 103 назв. Илл. 2.

Удб 633

СОДЕРЖАНИЕ

К.О.Кратц, В.А.Глебовицкий	
Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ	3
В.А.Дедеев, А.Н.Берковский, А.К.Запольнов	
Внутренняя структура фундамента Русской и Тимано-Печорской плит и основные этапы его формирования	21
В.А.Кудрявцев	
Тектоника докембрия Западной части Алданского щита	30
Л.Е.Шустова, В.А.Дедеев, А.П.Платунова	
Структура земной коры Балтийского щита	36
Г.И.Горбунов, Ю.С.Зайцев, Г.И.Раскатов, Н.М.Чернышов	
Основные черты тектоники и истории геологического развития докембрия Воронежского кристаллического массива	44
Г.И.Каляев	
Тектоника Украинского щита и положение его в структуре Восточно-Европейской платформы	50
В.Н.Гладкий	
Тектоническая карта фундамента Украинской и Молдавской ССР	61
М.З.Глуховский, А.Л.Ставцев	
Тектоника и основные этапы развития Алданского щита	65
И.П.Палей	
Протоплатформенные образования Балтийского щита	76
Р.А.Гафаров	
Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ	82
А.К.Симон	
Заключительный этап развития протерозойской подвижной зоны Кольского п-ова	95
К.О.Кратц, В.А.Дедеев, Ф.П.Митрофанов, В.А.Глебовицкий, А.К.Запольнов, А.Н.Неелов, К.А.Шуркин	
Основные этапы формирования складчатой структуры земной коры в докембрии	104
А.Ф.Петров	
Раннепротерозойской орогенный комплекс западного склона Алданского щита	110
М.В.Муратов	
Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования	112

1 p. 56 к.

747

5

