

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА  
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ  
И СИБИРСКОЙ  
ПЛАТФОРМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

# ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ

*Труды, вып. 321*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА  
1978

Academy of Sciences of the USSR  
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

**TECTONICS OF THE BESEMENT  
OF THE EAST-EUROPEAN  
AND SIBERIAN PLATFORMS**

*Transactions, vol. 321*

---

**Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Труды ГИН АН СССР, вып. 321. М., "Наука", 1978.**

В книге рассмотрены общие вопросы тектоники раннего докембрия. Описаны структуры и особенности формирования докембрийского фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ, охарактеризованные на основе концепции стадийного становления континентальной земной коры в результате преобразования океанической коры геологического прошлого. Подчеркнута роль горизонтальных движений в формировании как континентальной коры, так и структуры. Представлены новые схемы строения и тектонического районирования фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ, намечены этапы и стадии становления их континентальной коры.

Табл. 4. Ил. 42. Библ. 443 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),  
*В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев*

Ответственный редактор

*М.С. Марков*

Editorial board :

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),  
*V. G. Gerbova, V. A. Krashennnikov, P. P. Timofeev*

Responsible editor

*M. S. Markov*

## ВВЕДЕНИЕ

Хорошо известно, что в пределах континентов докембрийские породы образуют большую часть консолидированной земной коры. Только площади, сложенные первично осадочными и магматическими породами фундамента древних платформ, составляют 4/5 всей суши Земли. Период формирования докембрийской коры охватывает огромный интервал времени, не менее чем в 7 раз превышающий интервал времени, падающий на фанерозой. Тем не менее общие теории развития геологических процессов во всех отраслях наук о Земле создавались и продолжают создаваться главным образом на основе изучения фанерозойской истории нашей планеты. Появление в последние десятилетия новых методов исследований, а также более детальное изучение региональной геологии докембрия и развертывание различных тематических работ в этих древнейших образованиях сильно расширило перспективы познания древнейших этапов формирования земной коры континентов. Совершенно очевидно, что исследования по этой проблеме, решение различных вопросов развития геологических явлений в процессе формирования земной коры во времени и пространстве с древнейших этапов становления ее оболочек дадут ключ не только к более совершенному пониманию общей теории образования земной коры, но и к познанию закономерностей размещения минеральных богатств, столь многочисленных и разнообразных в докембрийских породах.

Наиболее важными вопросами тектоники древнейших образований нашей планеты являются проблемы формирования различных оболочек земной коры и тесно связанная с ней проблема возникновения и развития докембрийских структур. В настоящее время взгляды исследователей, занимающихся изучением этих вопросов, сильно расходятся.

Существует самостоятельное научное направление, согласно которому в архее с верхним геохронологическим рубежом 2500–2700 млн. лет геологическое развитие Земли настолько сильно отличалось от более позднего, что никакой преемственности тектонических процессов на этом рубеже нет. Представители данного направления считают, что самым ранним этапам формирования земной коры соответствует так называемая нуклеарная стадия ее развития, в течение которой на очень древнем базитовом основании возникали купола и куполовидные тектонические формы при полном отсутствии линейных структур. Становление нуклеарной оболочки в пределах континентов завершилось образованием гранитно-метаморфического слоя. Именно на этом слое, начиная с нижнего протерозоя, стали развиваться в одних случаях геосинклинальные системы, похожие на подобные системы фанерозоя, а в других – протоплатформенные чехлы, в дальнейшем либо сохранившиеся до наших дней, либо также вовлеченные в последующее геосинклинальное развитие.

В противоположность нуклеарной концепции не менее широко распространены и традиционные взгляды, восходящие к представлениям Г.Штилле. Эти представления заключаются в том, что формирование земной коры и ее структуры в те далекие времена осуществлялось в том же направлении, что и в фанерозое, причем геосинклинальный процесс повсеместно возникал на континентальной коре.



Для обеих упомянутых концепций характерны положения фиксизма. В их основе лежат идеи о примате вертикальных тектонических движений, определяющих образование как различных оболочек земной коры, так и свойственных им структурных форм. Допускаются лишь сравнительно небольшие горизонтальные перемещения горных пород, приводящие к возникновению малой амплитуды надвигов и в исключительных случаях — к столь же малой амплитуды покровов. Во время формирования раннедокембрийских структур роль мощных латеральных перемещений крупных пластин и блоков отрицается и считается, что эволюция коры и структурных форм происходит на однажды установившемся определенном месте.

С этими концепциями тесно связана гипотеза базификации земной коры в том ее виде, согласно которому континентальная кора вследствие физико-химической переработки переходит в кору океаническую. Как известно, сначала в свете гипотезы базификации объясняли образование в мезозое современных океанов, но затем ее стали применять и к раннедокембрийским структурам в тех случаях, когда они характеризуются малыми мощностями гранитно-метаморфического слоя или когда такой слой отсутствует вообще.

В последние годы отдельные исследователи стремятся объяснить формирование докембрийской коры и ее структур с позиций новой глобальной тектоники. Как и для фанерозоя, выделяют литосферные плиты и предполагаемые, существовавшие в докембрийское время зоны срединных океанических хребтов, в стороны от которых вследствие спрединга движения этих плит приводили к явлениям субдукции и обдукции. Однако для раннего докембрия такие построения настолько гипотетичны, что не получили сколько-нибудь заметного признания. Если их не принимать во внимание, то для архея и протерозоя анализ структур и условий формирования коры в свете научной концепции мобилизма пока что предпринят не был. Не выявлены и не описаны мощные латеральные перемещения литосферных пластин и блоков, сопровождающих процессы формирования коры, как не выявлены и не охарактеризованы, по-видимому, существовавшие в глубоком докембрии явления деструкции коры, вызывавшие новообразование специфических тектонических форм.

Современное состояние тектонических исследований в докембрийских образованиях свидетельствует о том, что многие коренные вопросы строения коры в начале геологического развития нашей планеты еще должным образом не изучены. Это заставляет сосредоточить внимание на исследованиях, направленных на выяснение основных закономерностей условий формирования коры и развития свойственных ей структур различных тектонических категорий.

Изучение тектоники докембрия по понятной причине всегда опиралось на успехи в этой области геологических знаний для фанерозоя. В недавнее время возникло новое научное направление, связанное с открытием того факта, что основание земной коры составляет океаническая кора геологического прошлого и что геосинклинальное развитие представляет собой процесс образования и перераспределения в пространстве и времени гранитно-гнейсовой оболочки, в конце концов завершающийся становлением континентальной земной коры. Коре океанического типа в фанерозойских складчатых сооружениях, как известно, принадлежат офиолиты, нижним членом которых является так называемый меланократовый фундамент, сложенный ультрабазитами, габброидами и амфиболитами, повсеместно сменяющими друг друга в стратиграфической последовательности. Для переходной стадии геосинклинального развития особенно характерны граувакковая, флишевая и андезитовая формации, а также процессы плагιοгранитизации и образование диоритов и плагιοгранитов. И, наконец, для орогенной стадии, заключающей геосинклинальный процесс, типичны молассы, вулканоплутонические комплексы, калиевый метасоматоз и возникновение массивов калиевых гранитов.

Почти все исследователи, изучающие структуры и строение коры раннего докембрия, выделяют крупные блоки, среди которых смежные блоки характеризуются различным возрастом свойственных им комплексов пород, составом и степенью метаморфизма. В таких блоках следует обратить внимание на после-

довательность образования разных комплексов пород, их отличия от фанерозойских комплексов и возможность их отнесения к трем упомянутым стадиям формирования коры. Подобный подход к раскрытию закономерностей строения раннедокембрийской коры не без успеха стали применять отдельные геологи. Тем не менее остается большое число нерешенных вопросов, охватывающих различные аспекты сходства и отличия разрезов фанерозойской и докембрийской коры.

Все подразделения офиолитовой ассоциации, характерные для складчатых сооружений фанерозоя, известны и в складчатых сооружениях докембрия любого возраста. Однако совершенно неясны структурная приуроченность и положение среди пород меланократового фундамента широко распространенных в докембрии нередко больших тел анортозитов, которые среди фанерозойских образований почти полностью отсутствуют. Нет надежных сведений и о стратиграфическом положении и соотношениях с аналогами меланократового фундамента различных по составу раннедокембрийских кристаллосланцев, в которых одними из главных породообразующих минералов являются пироксены, а иногда и оливин. То же самое можно сказать о разнообразных эклогитах и других породах ультраосновного и основного состава. Вряд ли можно сомневаться в том, что в докембрии аналогами верхних членов океанической коры фанерозоя являются часто сильно метаморфизованные основные вулканиты и связанные с ними толщи джеспилитов.

В разрезах глубокого докембрия, по-видимому, выше образований коры океанического типа залегают различные кристаллические сланцы и парагнейсы. Эти метаморфизованные серии заключают ряд своеобразных толщ, которым трудно найти неметаморфизованные аналоги среди отложений фанерозоя. К таким толщам принадлежат, например, разнообразные высокоглиноземистые кристаллические сланцы — дистеновые, кордиеритовые, силлиманитовые, ставролитовые и другие. Вероятно, они являются результатом метаморфизма особого типа терригенных отложений и вулканогенных образований с резко повышенным содержанием глинозема, не возникших позднее во время формирования фанерозойской земной коры. С толщами высокоглиноземистых кристаллических сланцев часто связаны также метаморфизованные вулканиты, первичный состав которых отвечает андезито-базальтам, андезитам и более кислым разностям. Такие вулканиты, вероятно, принципиально не отличаются от подобных вулканогенных накоплений фанерозоя. Можно думать, что все эти терригенные и вулканогенные образования соответствуют переходной стадии формирования земной коры докембрия.

Особый интерес представляет положение в разрезах раннего докембрия толщ, похожих на фл.ш и молассы. Очевидно, в архее такие толщи отсутствуют, и условия становления самых древних участков гранитно-метаморфического слоя континентальной коры существенно отличались от условий, существовавших в более поздние времена как докембрия, так и фанерозоя.

Таким образом, применяя к складчатым сооружениям докембрия ту же самую методику выявления стадийности развития земной коры, что и к складчатым сооружениям фанерозоя, можно выяснить основные закономерности ее становления во времени и пространстве.

Современная структура раннедокембрийских образований очень сложна. Давно известно, что в большинстве случаев раннедокембрийские офиолиты протягиваются в виде линейных полос, разделяющих упомянутые выше крупные блоки. В недавнее время советские ученые показали, что внутренняя структура этих полос характеризуется чешуйчатым строением, определяемым многочисленными надвигами, в совокупности создающими моноклиналильные тектонические формы. Такие моноклинали возникали до главной фазы гранитизации, которая их захватывает и особенно широко распространена в смежных блоках, где сосредоточены также основные поля различных гранитоидов. Эти новые данные опровергают представления, согласно которым пояса офиолитов возникали на гнейсовом основании в виде линейных узких трогов, образующих в современной структуре щитов якобы синклиниории с широко развитыми

ми крыльями. Вряд ли можно сомневаться в том, что участвующие в современной структуре чешуйчатых моноклиналей разрезы коры океанического типа ранее (до процессов складчатости и как следствие скупивания пород) занимали обширные пространства между участками, сложенными более зрелой корой, т.е. корой переходного типа, а в некоторых случаях и континентальной. Особенности первичного сочленения и последующих структурных преобразований таких пространств с этими участками подлежат тщательному изучению.

В глубоком докембрии к особой категории структур относятся гранито-гнейсовые купола. Их куполовидная форма подтверждена не только непосредственными наблюдениями в поле, но и аэрофотоснимками и снимками с искусственных спутников Земли. Внутренняя структура куполов чрезвычайно сложна. Многие исследователи подчеркивают, что осевые плоскости свойственных им многочисленных складок пластического течения пород часто бывают наклонены от периферии купола в сторону его апикальной части. Купола пронизаны различными по составу и происхождению автохтонными и аллохтонными гранитоидами вплоть до самых лейкократовых их разновидностей калиевой специализации. Столь же широко распространены в них явления гранитизации и мигматизации. Купола занимают иногда большие площади, тесно между собой сближены и напоминают в плане своеобразные "стада" или "рои" овальных тектонических форм. Межкупольные участки обычно также сложены гнейсами, имеющими очень сложную пликативную и дизъюнктивную структуру. В нижней части гнейсовых куполов встречаются прослойки и пачки амфиболитов. Хорошо доказано, что плагиогнейсы куполов образовались по различным вулканическим и осадочным отложениям, что подтверждается местами сохранившимися реликтовыми текстурами этих пород.

Все исследователи, изучавшие гнейсовые купола, пришли к выводу об их длительном унаследованном развитии, с чем трудно не согласиться. В архее и раннем протерозое они, несомненно, возникали на базитовом субстрате. Гнейсовые купола известны также в породах рифея, палеозоя и даже мезозоя. Тем не менее очевидно, что с ходом геологического времени гнейсовые купола возникали все реже и реже, а продолжительность их формирования неуклонно уменьшалась. Однако многие вопросы механизма формирования гнейсовых куполов и причины их автономного становления среди смежных и одновременно с ними развивающихся линейных структур совершенно не ясны. Эти вопросы, конечно, заслуживают изучения и решения.

Анализ разномасштабных геологических карт отдельных регионов Балтийского щита, а также щитов других древних платформ, не оставляет сомнений в том, что в глубоком докембрии (архей, ранний протерозой) возникали покровы, по амплитуде своего горизонтального перемещения не уступающие амплитудам покровных структур фанерозоя, а весьма вероятно и их превышающие. Исключительный интерес представляет тот факт, что как в фанерозойских покровных структурах породы коры океанического типа часто залегают на континентальной коре, так и в покровных структурах раннего докембрия отдельные подразделения офиолитовой ассоциации, вероятно, залегают на плагиогнейсах и связанных с ними кристаллических сланцах. Такие древние покровы, по-видимому, иногда сохранили свое первично пологое залегание в виде различных размеров тектонических останцов и довольно мощных отдельных пластин. Эти аллохтонные структуры, очевидно, местами были повторно дислоцированы в пологие син- и антиформы и претерпели метаморфизм.

Все эти вопросы о древнейших покровных структурах Земли надо как следует изучить и собрать однозначно их подтверждающие факты. Нельзя не сказать при этом, что отдельные исследователи, занимающиеся геологией раннего докембрия, крупные останцы таких покровов, сложенные внизу ультрабазитами, а сверху полосчатым комплексом габброидов меланократового фундамента, рассматривают в качестве стратифицированных, пронизывающих гнейсовое основание интрузий, и сравнивают их с хорошо известными расслоенными щелочными интрузиями ультраосновного и основного состава, возникавшими во время формирования чехлов древних платформ. Но по геофизическим данным

эти интрузии являются бескорневыми, что подтверждает их принадлежность покровным структурам. Вероятно, многие поля гранито-гнейсовых куполов в современной структуре раннего докембрия также занимают аллохтонное положение; они были автохтонными тектоническими формами лишь в течение своего образования.

Покровы и надвиги приводят к формированию деструктивных структур земной коры, так как в их тылу неизбежно возникает растяжение, затем разрыв сплошности оболочек коры, а в дальнейшем и образование участков, с которых сорваны те или другие члены этих оболочек. В последние годы в процессе развития фанерозойских геосинклинальных систем выделяют также деструктивные (рифтогенные) структуры иного рода. Такие структуры возникают в результате одностороннего или двустороннего раздвига ранее сформированной гранито-гнейсовой метаморфической оболочки, а также вполне зрелой континентальной коры. Показателями этих структур являются особого типа фации, представленные различными грубыми обломочными породами (конгломераты, гравелиты, осадочные брекчии, песчаники), щелочными вулканитами и ультраосновными щелочными интрузиями. Подобные структуры начали выделять и в образованиях раннего докембрия. Однако методы распознавания деструктивных структур такого рода еще недостаточно разработаны. Одновременно с разработкой методов выделения этих структур важно выяснить их роль в общем процессе структурообразования в раннем докембрии.

Как показывают данные геофизики, на шитах и в фундаментах плит древних платформ встречаются различной конфигурации в плане большие и малые участки, лишенные "гранитного" слоя коры (например, Прикаспийский сегмент). Мыслимы три возможных случая их происхождения: 1) остатки первичной океанической коры; 2) вскрытие океанической коры в тылу мощных покровных структур, фрагменты которой сохранились до наших дней; 3) также сохранившиеся фрагменты океанической коры, но в результате раздвигов (деструкция второго рода), происшедших в континентальной коре. Все эти три случая возникновения и сохранения участков коры, на которых отсутствует гранитный слой, не только возможны, но, по-видимому, и существуют в действительности. Задача заключается в выявлении таких структур, их описании и выяснении их роли в процессе становления континентальной коры.

Для раннего докембрия не выяснены пространственные и временные закономерности таких широко распространенных в фанерозое структурных категорий, как краевые прогибы, краевые вулканические пояса с характерными для них вулканоплутоническими формациями и некоторые другие тектонические формы. Чрезвычайно важной представляется полная и тщательная ревизия всех существующих геофизических данных и данных бурения по древним платформам, прежде всего Восточно-Европейской и Сибирской, в свете тех научных принципов, которые положены в основу настоящей работы.

Принципы эти следующие: 1) признание для всех эпох докембрия первичности коры океанического типа по отношению к континентальной коре; 2) соиздание континентальной коры в процессе геосинклинального развития как путем ее новообразования, так и путем латерального перераспределения ранее возникших участков такой коры; 3) прогрессивное разрастание континентальной коры в пространстве и во времени, неравномерно охватывающее различные площади поверхности Земли; 4) признание большой роли горизонтальных движений в формировании структуры оболочек коры наряду с вертикальными движениями, причем амплитуда горизонтальных движений в своем пределе всегда во много раз больше предела вертикальных движений; 5) неравномерность проявления этих двух категорий тектонических движений; 6) направленная периодичность и фазовость развития структуры нашей планеты, одновременно ее охватывающие, но не одинаково проявляющиеся во многих ее сегментах и даже полусферах.

В предлагаемой вниманию читателей книге рассмотрены вопросы соиздания и развития континентальной земной коры в раннем докембрии и показана роль латеральных тектонических перемещений в процессе ее становления. На приме-

ре анализа раннедокембрийской тектоники некоторых структурных элементов фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ в целом раскрыт механизм становления гранитно-метаморфического слоя и континентальной земной коры древних платформ. Это первый опыт широкого применения нового принципа структурного анализа, разработанного при составлении тектонической карты Евразии (Пейве и др., 1976), к раннедокембрийским образованиям.

Первая часть книги посвящена анализу структуры и истории формирования континентальной коры Балтийского щита и восточной части Русской плиты. Эта часть открывается разделом коллектива авторов – Н.А.Штрейса, А.С.Новиковой, А.А.Савельева, Г.Л.Горошенко и В.П.Мартыновой – “О покровной структуре Балтийского щита”, в котором сделана попытка применить к анализу тектоники Балтийского щита принцип стадийности развития континентальной коры фанерозойских складчатых поясов, а также предложена принципиально новая схема структурного районирования щита, раскрывающая тесные связи между явлениями гранитоидного магматизма и латеральным структурообразованием. На примере анализа Свекокарельского сегмента Балтийского щита показано, что его становление происходило в процессе прогрессивного разрастания гранитно-метаморфического слоя земной коры, как в пространстве, так и во времени. Намеченные внутри названного сегмента пластины, прошедшие в разное время сначала океаническую, а затем – переходную к континентальной (“островодужную”) стадии развития, оказались расположенными рядом, что, несомненно, вызвано их латеральным сближением. Часто в зонах сочленения разновозрастных пластин прослеживаются узкие полосы разрезов океанического типа чешуйчато-надвигового строения. В работе описаны также некоторые особенности тектоники рифтогенных структур Свекокарельского сегмента и раскрыты их пространственные и временные связи с корой континентального типа.

Среди тектонических элементов Балтийского щита особое место занимает Свеконорвежская провинция. Современные данные противоречат широко распространенным представлениям об архей-свекофенском времени становления ее континентальной оболочки с последующими явлениями регенерации в готский (раннерифейский) этап развития. Рассмотрению этих новых материалов по геологии южной и центральной Швеции, а также южной Норвегии и обобщению результатов полевых экскурсий в Швеции посвящен второй раздел монографии – “Структура и история формирования континентальной коры Свеконорвежской провинции Балтийского щита”. Ее авторы – А.С.Новикова и Св.А.Сидоренко – показали, что в краевой юго-западной части Балтийского щита выделяются все элементы формационного разреза, свойственные континентальной, переходной и океанической стадиям развития земной коры. Своеобразие рассматриваемого сегмента состоит в том, что здесь сформировался сокращенный тип разреза коры. Весьма важным представляется то обстоятельство, что наиболее интенсивные проявления гранитоидного магматизма сопряжены во времени с покровно-надвиговым структурообразованием, каждый раз предшествующим гранитизации и ультраметаморфизму. Эти выводы, полученные на основе историко-геологического анализа структуры Свеконорвежской провинции, в целом хорошо согласуются с данными изотопной геохронологии.

В третьем разделе, написанном К.А.Клетиным, – “История формирования земной коры Скандинавии в рифее по данным изотопной геохронологии” – обобщены данные многочисленных определений возрастов метаморфических и магматических пород, проведенных Rb/Sr и U/Pb методами в различных лабораториях мира. Показано, что в западной Скандинавии земная кора формировалась на протяжении многих сотен миллионов лет, охватывающих ранний и средний рифей. Геохронологические рубежи образования метаморфических пород падают на 1,2 и 1 млрд. лет; выделяется также уровень 850–900 млн. лет – массового появления калиевых и нормальных гранитов. В работе обсуждаются некоторые аспекты проблемы соотношений геосинклинальных образований с породами меланократового фундамента.

В исследовании С.В.Богдановой и Р.А.Гафарова “Состав и строение фундамента восточной части Русской плиты и некоторые особенности становления конти-

ментальной коры в раннем докембрии" (четвертый раздел) впервые рассмотрена история формирования континентальной коры фундамента восточной части Русской плиты. На основе комплексного анализа состава, особенностей формационных комплексов, петрофизических характеристик и структурных соотношений раннедокембрийских образований наиболее разбуренной Волго-Уральской области выявлены существенные отличия эволюции эндогенных процессов в архейских срединных массивах и линейных позднеархейско-раннепротерозойских складчатых зонах. Определилась особая роль раннеархейских вулканогенно-осадочных толщ в развитии архейских массивов, а также важное значение глыбинных надвигов, расчленяющих массивы и линейные зоны. Проведено геолого-геофизическое районирование восточной части Русской плиты.

Вторая часть книги - "Тектоника и история формирования континентальной коры Сибирской платформы" - состоит из двух разделов. Первый из них - "Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии" - принадлежит А.М.Лейтесу и В.С.Федоровскому. Авторы по-новому раскрывают строение и важнейшие этапы формирования земной коры Алданского щита. В составе континентальной коры Алданского щита, сформировавшейся к рифею, выделены формационные комплексы и структуры протометаморфического гранулит-базитового слоя уровня 3,5-3,0 млрд. лет, меланократовый фундамент и осадочно-вулканогенная оболочка которого подверглись гранитизации и регрессивному повторному метаморфизму в раннем протерозое. Комплексы и структуры становления и развития гранитно-метаморфического слоя представлены зонально метаморфизованными сериями рифтогенных шовных прогибов, образованиями океанической, переходной и континентальной стадий. В составе комплексов переходной стадии выделены осадочно-вулканогенные островодужные серии, осадочные толщи протоконтинентального подножия, склона, шельфа и внутренних прогибов протоконтинента, а также массивы гранитоидов плагиогранито-гнейсовой и гранодиорит-гранитной формаций, а в составе комплексов континентальной стадии - вулканоплутонические серии, сочетающиеся с поздними молассами. На юге Восточной Сибири обосновано выделение основных тектонических неоднородностей раннего протерозоя, образующих систему "протоконтинент - океан". Выявлен и изучен латеральный ряд структур этой системы, включающей внутренний прогиб протоконтинента, протоконтинентальный шельф, склон, подножие, островную дугу и океаническую область, а также латеральный ряд соответствующих метаморфизованных первично осадочных и осадочно-вулканогенных формаций. Показано, что на юге Восточной Сибири не существовало изначальной континентальной коры фанерозойского типа. Первая зрелая континентальная кора возникла здесь лишь к началу рифея 1,8-1,6 млрд. лет назад. Выяснено, что ее формирование происходило в течение стадий, аналогичных установленным при исследовании процессов становления континентальной коры геосинклинальных складчатых систем фанерозоя. Это открывает новые возможности для корреляции процессов и комплексов докембрия и фанерозоя, что необходимо для разработки единой теоретической модели развития континентальной коры.

Во втором разделе - "Строение фундамента Сибирской платформы и некоторые особенности становления его континентальной коры" - Р.А.Гафаров и Ю.И.Прозоров на основе обобщения геологических и геофизических материалов провели тектоническое районирование Сибирской платформы, раскрывающее с позиций мобилизма представление о стадийности развития ее фундамента. Выделены крупнейшие сегменты литосферы двух типов. Сегменты первого типа, обладающие зрелой континентальной корой, приурочены к ее краевым частям. Сегменты второго типа, сложенные преимущественно гранулит-базитовым протометаморфическим слоем, составляют центральную часть фундамента Сибирской платформы.

В монографии в новом свете рассматриваются большие вопросы теоретической тектоники, направленные на выяснение общих закономерностей формирования континентальной коры древних платформ в глубоком докембрии. Решение многих таких вопросов требует привлечения большого сравнительного

материала, относящегося к фундаментам древних платформ, которые находятся за пределами нашей страны. Даже беглое знакомство с тектоникой этих платформ свидетельствует о том, что каждая из них, а также некоторые из них вместе взятые, обладают специфическими, неповторимыми особенностями строения. Особый интерес представляют древние платформы Гондваны. Как известно, для них очень характерны складчатые пояса рифейского возраста, распространенные не только по краям платформ, но и протягивающиеся внутри них. Надо думать, что изучение тектоники именно платформ Гондваны вместе с данными о тектонике платформ Северного полушария позволит подойти к выяснению вопроса о закономерностях в периодичности становления континентальной коры на протяжении всей докембрийской летописи Земли.

# СТРУКТУРА И ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ

## О ПOKPOBHOЙ СТРУКТУРЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

### ВВЕДЕНИЕ

Проблема изучения тектоники раннего докембрия континентов охватывает широкий круг вопросов. Среди них весьма актуальными представляются те, которые направлены на выяснение закономерностей, свойственных внутреннему строению различных элементов докембрийской структуры щитов и плит древних платформ, а также те, которые раскрывают механизм формирования структуры фундамента платформ в целом.

Балтийский щит, как известно, является классической областью распространения докембрия, которая на протяжении более ста лет изучалась несколькими поколениями геологов. Тем не менее многие коренные вопросы его строения и развития все еще исследованы недостаточно и не отвечают современному уровню науки. Это стало особенно очевидным в последнее десятилетие, когда появились новые данные детального геологического картирования, глубокого и сверхглубокого бурения и геофизических исследований, а также материалы петрологического, петрохимического и радиологического изучения докембрийских образований.

Большинство исследователей единодушно во взглядах на тектоническое районирование Балтийского щита. Практически все признают схему расчленения структуры щита, появившуюся еще на заре его изучения и дошедшую до наших дней почти без изменения. В общих чертах это расчленение сводится к выделению следующих структурных провинций: Беломорской, Кольско-Норвежской, Карельской, Свекофенской, Свеконорвежской. Каждой из названных провинций свойственны оригинальные особенности формационного разреза и разное время проявления гранитоидного магматизма и соответственно формирования гранитно-метаморфического слоя, осуществлявшееся в различных сегментах щита в неодинаковые мегахроны. В связи с этим представляется весьма важным выяснить для каждого из названных сегментов состав и полноту формационных рядов, предшествовавших гранитоидному магматизму и его сопровождавшему, а также специфические особенности тех звеньев истории развития, которые раскрывают связи между проявлениями гранитоидного магматизма и тектоническими движениями, создавшими структуру отдельных сегментов. Анализ такого рода позволит выявить закономерности формирования гранитно-метаморфического слоя щита и наметить пути к познанию механизма, лежавшего в основе "стягивания" различных сегментов в единую структуру. В свете решения этой конечной задачи исключительный интерес представляют формационно-тектонические исследования зон сочленения между сегментами с характерными базит-гипербазитовыми ассоциациями с разным временем их появления в структурах, а также с различной морфологией их внутреннего строения.

В предлагаемом вниманию читателей разделе сделана попытка наметить пути подходов к решению некоторых из перечисленных вопросов, что, естес-



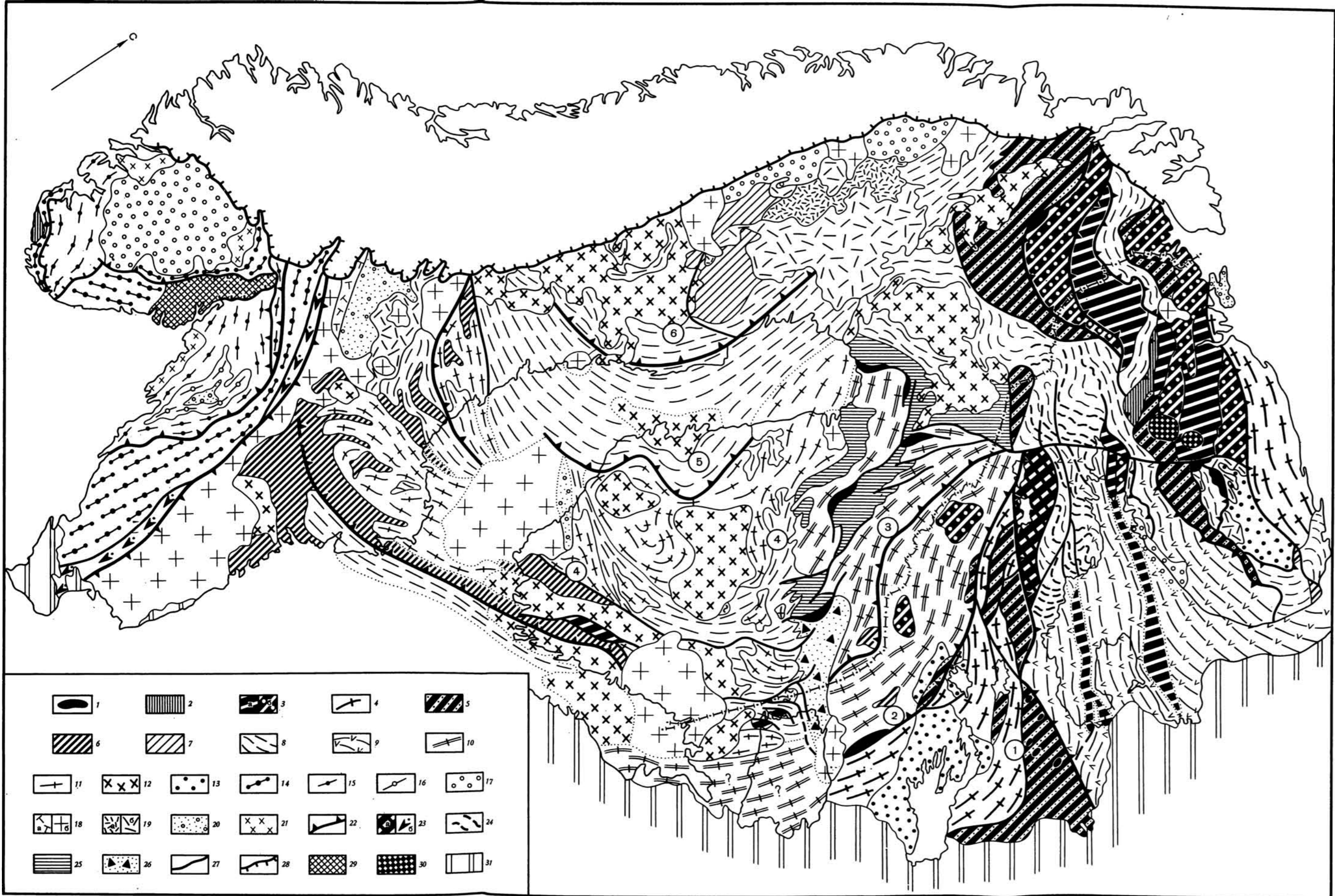


Рис. 1. Схема тектоники Балтийского щита. Составлена на основе легенды тектонической карты Северной Евразии (Пейве и др., 1976)  
 1-4 элементы разреза протобазальтового слоя. 1 - гипербазиты, габбро-нориты; 2 - габбро-нориты, габбро-анортозиты, анортозиты, габбро-амфиболиты; 3 - комплексы протобазальтового слоя нерасчлененные, включающие орто- и параметаморфиты гранулитовой - амфиболитовой фаций; вулканиды формации оливиновых толеитов (а), вулканиды андезито-базальтового и базальтового состава, метапелиты и метаграуваки, железисто-кремнистые образования (эузиты) (б); 4 - комплекс-показатель становления протобазальтового слоя (эндербиты, чарнокиты, диорит-плагиигранитные мигматиты) Мурманского массива, Волдозерско-Восточно-Карельской пластины к 3,5 - 3,0 млрд. лет назад  
 5-21 элементы разреза континентальной оболочки (орто- и параметаморфиты, главным образом амфиболитовой - зеленосланцевой фаций). 5 - комплексы океанической стадии (метапикриты, метабазациты, андезито-базальты толеитового ряда). 6-8 - комплексы переходной стадии: 6, 7 - типа островных дуг (6 - метавулканиды леп-

титовой формации, железисто-кремнистые и лептитовые метапелиты; 7 - метавулканиды андезито-базальтово-риолитового состава); 8 - типа краевых и внутренних сланцевых бассейнов (метапелиты, метаграуваки, частично флишидные). 9 - комплексы океанической и переходной стадий, нерасчлененные (метапелиты, метавулканиды андезито-базальтов). 10-17 - комплексы-показатели становления гранито-метаморфического слоя. 10-13 - в пластинах Свелокарельского сегмента: 10 - в Гимольско-Калевальской и Кухмо-Исалминской [плагиигранито-гнейсовый, диорито-гнейсо-мигматитовый (2,8-2,6 млрд. лет)], 11, 12 - в Свелофенской, Похьянмаа, Вестерботтенской [11 - плагиигранито-гнейсовый, диорито-гнейсо-мигматитовый (2,6-2,1 млрд. лет); 12 - Гранодиорито-гранитный, аллохтонный (2,1-1,8 млрд. лет)], 13 - нижняя моласса и ее аналоги; 14-17 - в Свелононорвежском сегменте [14 - диорито-плагиигранито-мигматитовый (2,1-1,4 млрд. лет); 15 - диорито-гнейсовый, гранито-гнейсовый (1,7-1,1 млрд. лет); 16 - гранодиорито-гранитный аллохтонный (готско-дальсландский нерасчлененный); 17 - нижняя моласса].

18-21 - комплексы-показатели становления континентальной коры. 18-20 - в Свелокарельском сегменте - вулканоплутонические ассоциации [18 - липаритовые порфиры (а), гранитоиды нормального ряда и рапакиви (б) (1,7-1,6 млрд. лет); 19 - сиенитовые порфиры (а), мошонит-сиенит-граниты (б) (1,6 млрд. лет); 20 - верхняя моласса]; 21 - в Свелононорвежском сегменте [щелочные граниты (0,95 млрд. лет)]  
 22-27 - элементы тектоники: 22 - фронтальные зоны покровно-надвиговых пластин; 23 - зоны бластомилонитов: среднепротерозойских (а), рифейских (б); 24 - бескорневые тела метагипербазитов и метагаббро; 25 - рифтогенные структуры; 26 - олистостромовые образования; 27 - сбросы, сдвиги, разломы неустановленного типа  
 28-31 - прочие знаки (элементы фанерозойской структуры щита); 28 - каледонский покров; 29 - грабен Осло; 30 - девонские щелочные массивы; 31 - платформенный чехол  
 Названия пластин (цифры в кружках): 1 - Волдозерско-Восточно-Карельская, 2 - Гимольско-Калевальская, 3 - Кухмо-Исалминская, 4 - Свелофенская, 5 - Похьянмаа, 6 - Вестерботтенская

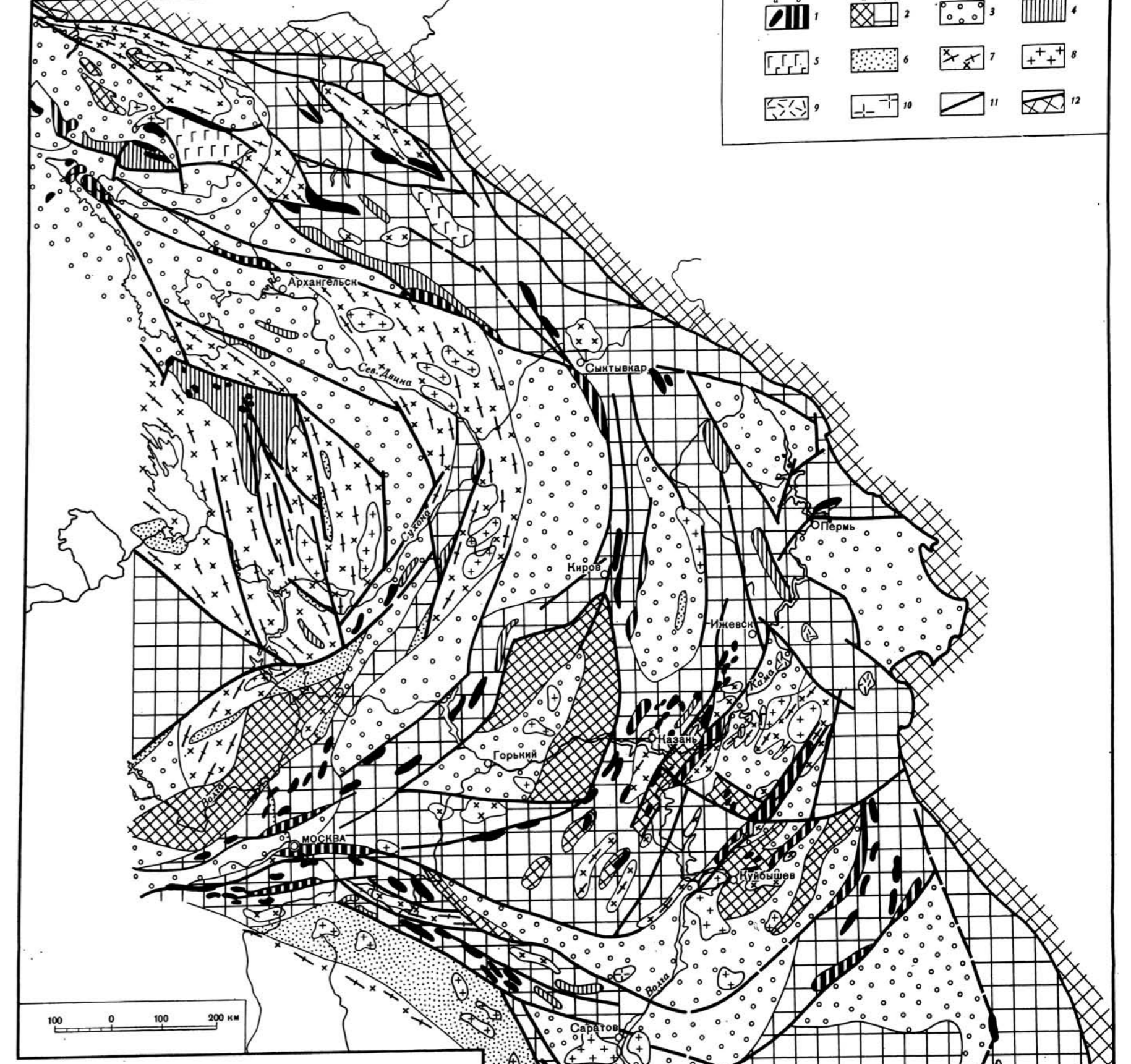


Рис. 26. Тектоническая карта дорифейского фундамента восточной части Русской плиты  
 1-10 - континентальная кора, сформировавшаяся к началу рифея (1,7-1,6 млрд. лет): 1-3 - комплексы протометаморфического гранулит-базитового слоя, образовавшегося в архее (к 3,5-3,0 млрд. лет назад) [1 - меланократовый фундамент: а - массивы и тела метагаббро, габбро-амфиболитов, амфиболитов и основных кристаллических сланцев, б - массивы анортозитов и габбро-анортозитов; 2 - меланократовый фундамент и архейские аналоги образований океанической стадии, нерасчлененные: а - раннеархейский гранулитовый комплекс, б - позднеархейско-раннепротерозойский комплекс, образовавшийся при повторном метаморфизме и гранитизации в условиях амфиболитовой фации (2,7-1,8 млрд. лет); 3 - архейская вулканогенно-осадочная оболочка первичной (?) земной коры - аналоги образований океанической и переходной стадий, нерасчлененные с широким развитием первично осадочных компонентов]; 4-10 - комплексы становления и развития гранито-метаморфического слоя, образовавшегося в позднем архее, раннем и среднем протерозое [4 - осадочно-вулканогенные аналоги образований океанической стадии; 5-8 - то же, переходной стадии: 5 - островодужные осадочно-вулканогенные известково-щелочные (2,6-2,0 млрд. лет), 6 - флишидные песчанико-сланцевые и карбонатные протоконтинентального подножия, склона, шельфа и внутренних прогибов (2,2-2,0 млрд. лет), 7 - гранитоидов диорит-плагиигранито-гнейсовый и

гнейсо-мигматитовой формаций, 8 - гранитоидов гранодиорит-гранитной формации (2,0-1,8 млрд. лет); 9, 10 - комплексы континентальной стадии (показатели становления континентальной коры): 9 - вулканоплутонические, сочетающиеся с поздней молассой и траповая формация рифея (1,7-1,0 млрд. лет), 10 - щелочных гранитоидов; 11 - глубинные разломы; 12 - складчатые системы, ограничивающие Восточно-Европейскую платформу (нерасчлененные)



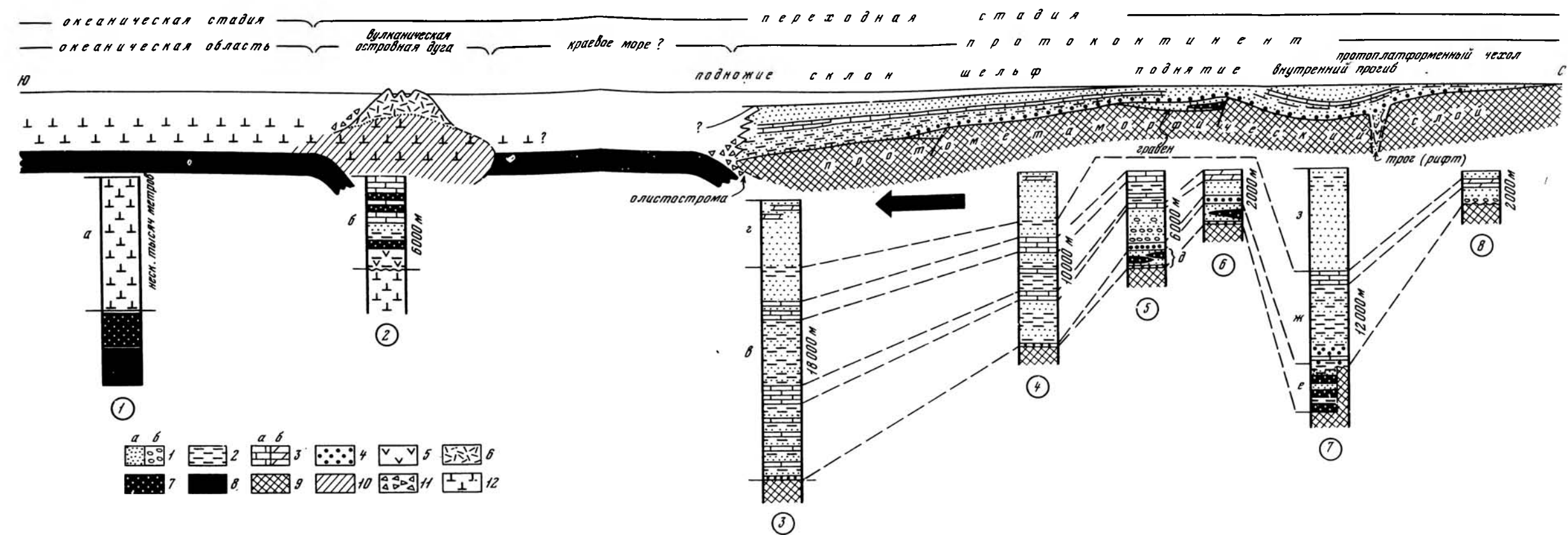


Рис. 38. Схема латерального ряда структур и формаций раннепротерозойской системы океан - островная дуга - протоконтинент на севере Байкальской складчатой области  
 1 - песчаники (а) и конгломераты (б); 2 - алевролиты; 3 - известняки (а) и доломиты (б); 4 - продукты переотложения коры выветривания; кварциты, кварцевые конгломераты и гравелиты, высокоглиноземистые сланцы; 5 - средние и кислые вулканы с натровой тенденцией щелочности (на колонках), вулканы различного состава и амфиболиты (на профиле); 6 - островодужная серия (на профиле); 7 - габбро, габбро-амфиболиты и анфиболиты по габброидам (на колонке 1), метадиабазы, диабазы, амфиболиты (на колонке 2), метадиабазы и порфириды (на колонках 5 и 6), амфиболиты, метадиабазы, средние и кислые эффузивы и их туфы, железистые кварциты (на колонке 7); 8 - ультраосновные породы; 9 - архейские меланократовые кристаллические сланцы и гнейсы гранулитовой фации; 10 - метаморфический слой по спилит-диабазовой формации (на профиле); 11 - олистострома (на профиле); 12 - спилиты, диабазы, кератофиры и их туфы, тектонически прослоенные телами ультраосновных и основных пород

Буквенные обозначения на колонках: а - спилит-кератофировая и спилит-диабазовая формации океанической области; б - осадочно-вулканогенная островодужная серия с карбонатной формацией в верхней части разреза; в - существенно флишодные карбонатно-терригенные формации с олистостромами (протоконтинентальное подножие и склон); г - граувакковая формация; д - грабеновые фации протоконтинентального шельфа и склона; е - троговый комплекс осадочно-вулканогенных и железисто-кремнистых формаций шовных рифтогенных прогибов; ж, з - древняя пестроцветная меденосная терригенная формация; ж - олигомиктовые компоненты формации, возникшие при разрушении протометаморфического слоя, з - полимиктовые компоненты. Стрелка указывает направление дрейфа протоконтинента

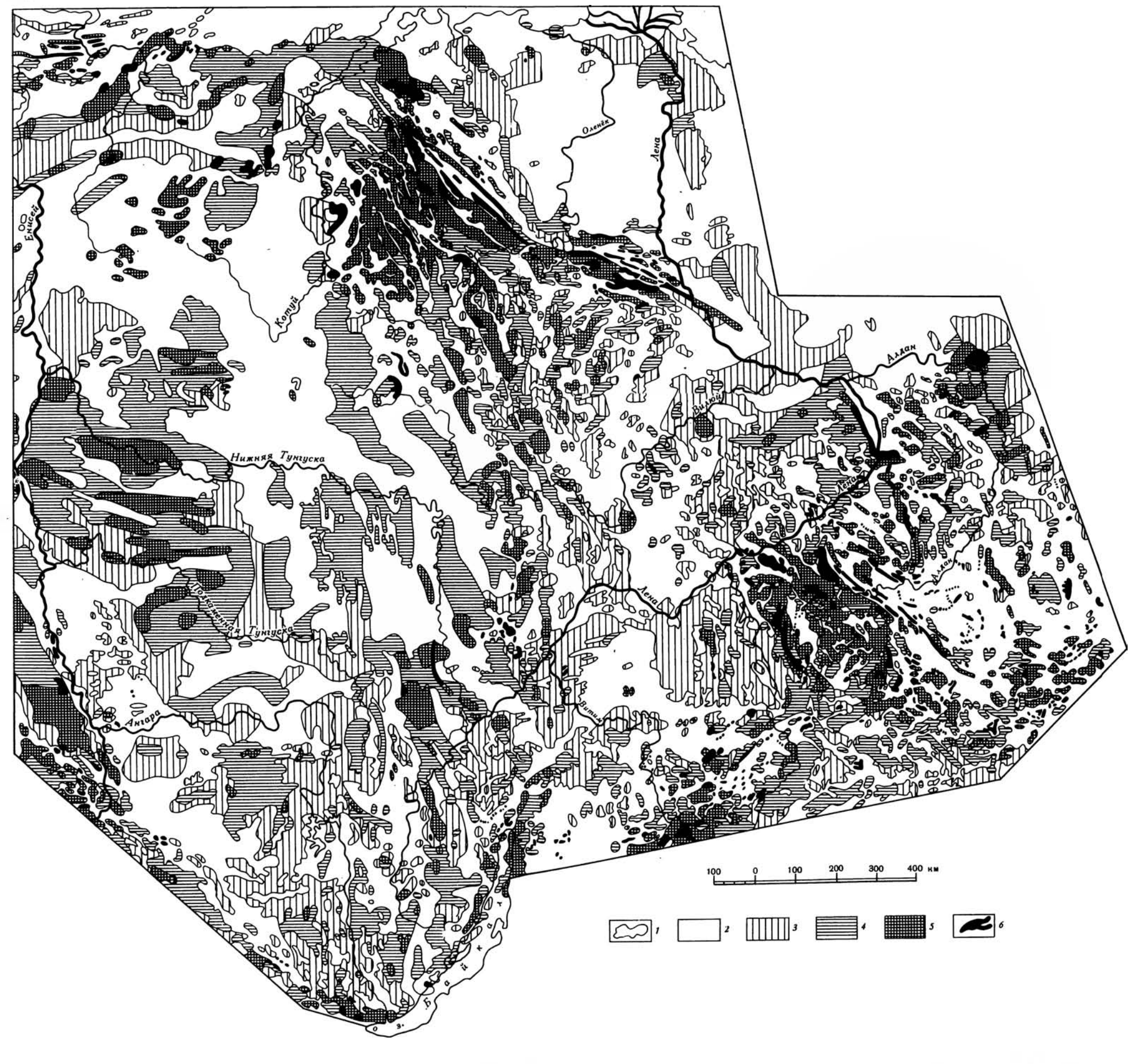


Рис. 40. Схема намагниченных обзорования фундамента Сибирской платформы. Составлена по данным Л.В. Булиной, М.С. Рябовой, А.Б.Семухиной и Т.В.Спрингуй (1973 г.)  
 Г - контуры намагниченных тел, определенные по положению точек перегиба

аномальной кривой; 2-б - средняя намагиченность тел, вычисленная по аномалиям магнитного поля (в единицах СГС): 2 - до  $200 \cdot 10^{-6}$ , 3 -  $(200-500) \cdot 10^{-6}$ , 4 -  $(500-1000) \cdot 10^{-6}$ , 5 -  $(1000-2000) \cdot 10^{-6}$ , 6 -  $(2000-10000) \cdot 10^{-6}$

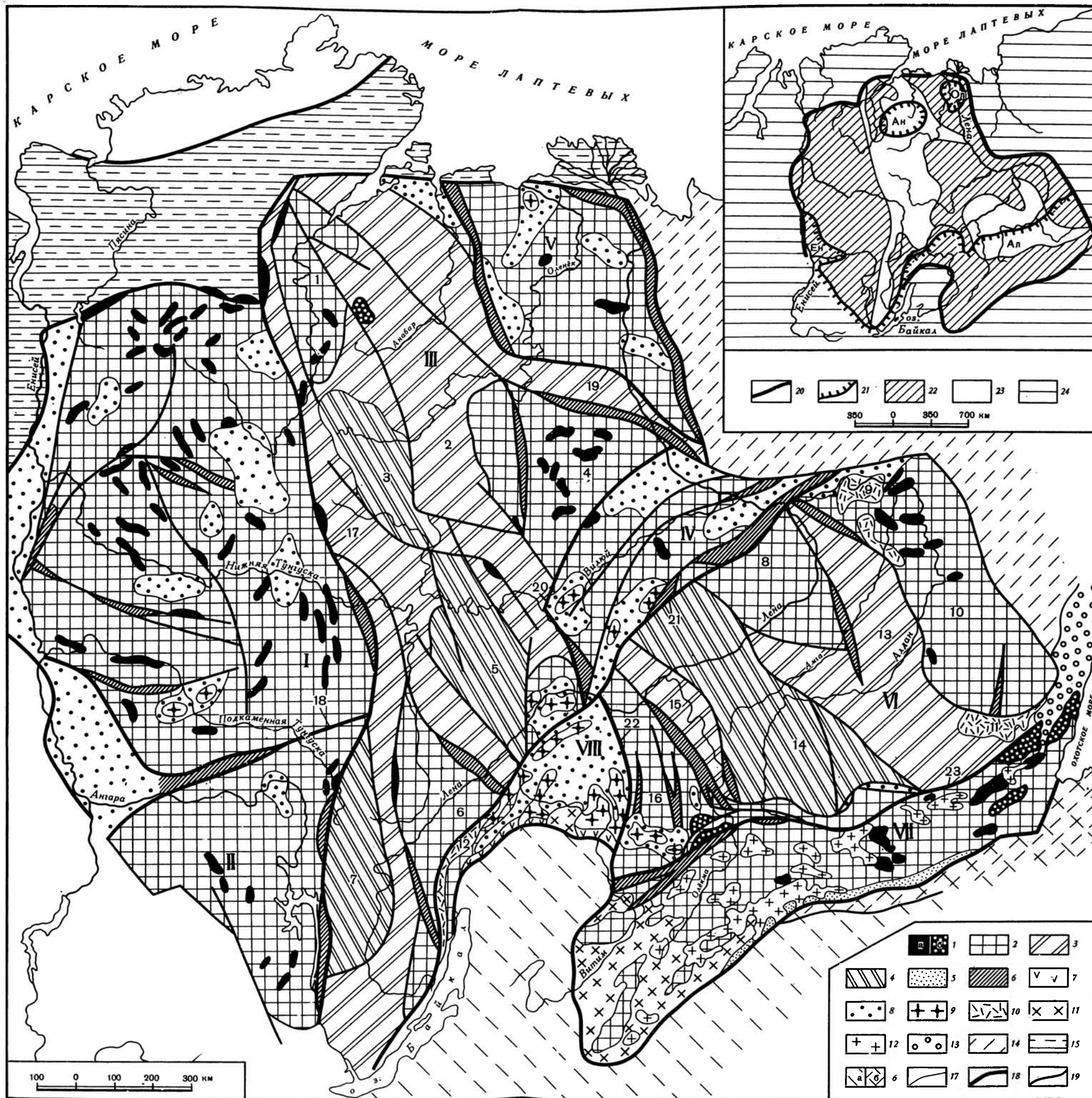


Рис. 41. Тектоническая карта дорифейского фундамента Сибирской платформы. Составили Р.А. Гафаров, А.М. Лейтес, В.С. Федоровский, Ю.И. Прозоров, М.С. Савинская, К.А. Савинский в 1976 г.

Континентальная кора, образовавшаяся к началу рифея (1,8-1,6 млрд. лет назад): 1-4 - комплексы протометаморфического гранулит-базитового слоя, образовавшегося в архее (к 3,5-3,0 млрд. лет назад): 1 - меланократовый фундамент (а - массивы и тела гипербазитов, метагаббро, габбро-амфиболитов, меланократовых амфиболитов и кристаллических сланцев; б - массивы анортозитов и габбро-анортозитов), 2 - меланократовый фундамент и архейские аналоги образований океанической стадии нерасчлененные, подвергнувшиеся региональной раннепротерозойской гранитизации и повторному регрессивному высокотемпературному метаморфизму (2,4-1,7 млрд. лет), 3, 4 - глубоко метаморфизованная архейская осадочно-вулканогенная оболочка первичной земной коры (3 - аналоги образований океанической стадии с широким развитием основных вулканитов; 4 - аналоги образований зрелой океанической и переходной стадий нерасчлененные с широким развитием первично осадочных компонентов); 5-13 - комплексы становления и развития гранито-метаморфического слоя: 5 - осадочно-вулканогенные океанической стадии (до 2,6 млрд. лет), 6 - осадочно-вулканогенные и железисто-кремнистые рифтогенных шовных прогибов (3,0-2,6 млрд. лет), 7-9 - переходной стадии [7 - островодужные осадочно-вулканогенные известково-щелочные с карбонатной формацией в верхах разреза (2,6-2,0 млрд. лет); 8 - флишодные и пестроцветные песчанико-сланцевые и карбонатные протоконтинентального подножия, склона, шельфа и внутренних прогибов (2,6-2,0 млрд. лет); 9 - аллохтонных гранитоидов плагногранито-гнейсовой и гранодиорит-гранитной формаций (2,0-1,7 млрд. лет)], 10-13 - комплексы континентальной стадии [10 - вулканоплутонические, сочетающиеся с поздней молассой, - показателями становления дорифейской зрелой континентальной коры (1,8-1,6 млрд. лет); 11, 12 - тела гранитоидов и щелочных магматических образований; 11 - раннепалеозойских, 12 - позднепалеозойских и позднемезозойских; 13 - вулканоплутонический позднемезозойский]; 14 - нерасчлененная дорифейская континентальная кора под мощными складчатыми толщами шельфов и склонов позднего докембрия - мезозоя

Молодые континентальные коры нерасчлененные (обрамление Сибирской платформы): 15 - позднекембрийская - палеозойская (?), точнее не определенная; 16а - раннепалеозойская; 16б - мезозойская

Прочие знаки: 17 - границы комплексов; 18 - тектонические швы - границы литосферных плит; 19 - крупные разломы, структурные швы

Литосферные плиты: I - Тунгуская, II - Нижнеангарская, III - Анабаро-Байкальская, IV - Видойская, V - Оленекская, VI - Чарско-Алданская, VII - Становая, VIII - Бодайбинская

Складчатые области и зоны литосферных плит (цифры на карте): 1 - Нижне-тунгуская, 2 - Анабаро-Мирненская, 3 - Верхнеоленинская, 4 - Тюнгская, 5 - Ботубинская, 6 - Киренская, 7 - Усть-Кутская, 8 - Синская, 9 - Нижнеамгнская, 10 - Хандыгская, 11 - Улканская, 12 - Северо-Байкальская, 13 - Тимптоно-Учурская, 14 - Иенгская, 15 - Олекминская, 16 - Чарская

Междуплитные тектонические швы: 17 - Саяно-Анабарский, 18 - Иринево-Ирбитский, 19 - Уддинско-Жиганский, 20 - Линденский, 21 - Байкало-Видойский, 22 - Ничатский, 23 - Стансвй  
 На врезке показана схема расположения различных типов континентальной коры, обнаженных выступов и погребенного дорифейского фундамента Сибирской платформы: 20 - граница платформ; 21 - контуры выступов (штрихи обращены в сторону выступов), 22 - комплексы и структуры периферического кольца зрелой континентальной коры - остова Сибирской платформы, 23 - комплексы и структуры областей протометаморфического слоя, 24 - коры обрамления платформы. Буквами обозначены: Ан - Анабарский массив, Ол - Оленекский выступ, Ал - Алданский шит, Ен - выступ Енисейского края



твенно, послужит уточнению критериев металлогенического районирования Балтийского щита. Авторы далеки от мысли представить окончательную схему строения щита. Но в связи с тем, что успехи изучения фанерозойских складчатых поясов раскрыли новое понимание развития формационных рядов (Пейве и др., 1976), оказавшееся справедливым в применении к последовательности возникновения докембрийских образований различных оболочек земной коры, мы надеемся, что, несмотря на дискуссионность некоторых выводов, она привлечет внимание исследователей докембрия и окажется полезной на пути к поискам окончательных решений.

Анализ современных данных о соотношениях между формационными комплексами, принадлежащими различным стадиям развития гранитно-метаморфического слоя и предшествовавшими его формированию, а также морфологии тектонических форм, позволяет по-новому представить историю становления Балтийского щита. В его строении в свете стадийности развития оболочек земной коры нами выделяются следующие основные структурные элементы:

1. Кольско-Беломорский сегмент высокого стояния протометаморфического (базальтового) слоя с локально сформированным гранитно-метаморфическим слоем незначительной мощности. Подавляющая часть этого древнейшего сегмента скрыта под чехлом платформ, где она также представляет относительно приподнятую область ее фундамента. Границы Беломорской части сегмента под чехлом платформы, по-видимому, совпадают с тектоническими формами основания Центрально-Русского авлакогена.

2. Свевокарельский (Свекофено-Карельский) сегмент раскрывает с большой полнотой структурно-формационные особенности континентального слоя земной коры Балтийского щита.

3. Свеконорвежский сегмент характеризует сокращенный тип разреза континентального слоя щита в зоне его сочленения с фундаментом палеозойд Европы.

Одна из актуальнейших задач на пути к выяснению строения фундамента древних платформ состоит в определении связей между явлениями структурообразования и магматической деятельностью в древнейшие этапы формирования их континентальных оболочек. Поэтому мы остановимся прежде всего на анализе Свевокарельского сегмента Балтийского щита.

### СВЕВОКАРЕЛЬСКИЙ СЕГМЕНТ

Его структура естественно расчленяется на несколько пластин дугообразной формы, состоящих из метаморфических и гранитоидных комплексов, различающихся особенностями формационного состава, временем структурообразования и проявления магматизма. С востока на запад выделяются следующие пластины: 1 - Водлозерско-Восточно-Карельская, 2 - Гимольско-Калевальская, 3 - Кухмо-Исапминская, 4 - Свекофенская, 5 - Похьянмао, 6 - Вестерботтенская (рис. 1, см. вкладку).

Основная часть Свевокарельского сегмента сложена гранитоидами. Вместе с тем среди обширных полей гнейсов, гранитов и мигматитов сохранились в различной степени метаморфизованные вулканогенно-осадочные и магматические комплексы с весьма характерными условиями залегания как отдельных форм, так и их сочетаний. Как правило, это линейно ориентированные дугообразно изогнутые, чаще всего открытые на запад асимметричные структуры чешуйчато-моноклиального или изоклиального строения, лишенные центриклинальных и периклиналильных окончаний и представляющие собой реликты тектонических швов глубинных надвигов, сопровождаемых телами базит-гипербазитов (Новилова, 1971, 1975). Таким образом, каждая пластина отделена от смежной соседней тектоническим швом, а весь ансамбль пластин Свевокарельского сегмента - от Беломорского зонами тектонитов. Перейдем к рассмотрению их строения. Сначала выясним структурно-формационные особенности метаморфических комплексов.

Вдоль восточного края Карельского массива по границе с Беломорским сегментом простираются зоны тектонитов, достигающие в поперечном сечении нескольких десятков километров. На юге — это структура Ветреного пояса, дугообразно изогнутая на восток — юго-восток. Она прослежена на протяжении около 250 км. Ее значительная юго-западная ветвь скрыта под покровом палеозойских отложений Русской плиты. Образования внешнего края структуры с тектоническим несогласием перекрывают гнейсовые купола Беломорья; внутренняя (по отношению к Карельскому массиву) граница характерна прихотливым рисунком контакта с гранитоидами.

Вдоль внешнего края Ветреного пояса простираются оливиновые порфириты, близкие составу океанитов и оливиновых толеитов. Подавляющая часть разреза пояса представлена амфиболитизированными диабазами, мандельштейнами, порфиробластическими амфиболитами, зелеными сланцами, а также туфогенными песчаниками и туфосланцами.

Сложная внутренняя структура и плохая обнаженность не позволяют пока составить достаточно обоснованную стратиграфическую схему. Тем не менее многие исследователи согласны в том, что подавляющее большинство его зеленокаменных образований сопоставимо с разрезами Парандова, Надвоиц, Тунгуды. С тектоническими швами, секущими вулканы Ветреного пояса, тесно связаны бескорневые тела габбро и перидотитов, распространенных на всем его протяжении. Наиболее крупные из них достигают  $5,5 \times 0,4 - 0,6 \text{ км}^2$ , но чаще встречаются тела с сечениями  $1 \times 0,2 - 0,3 \text{ км}^2$ . Мощности некоторых пластообразных тел достигает 60–70 м. Различные обособления габбро и гипербазитов образуют сгущения в местах наиболее интенсивных деформаций и рассланцевания.

Геофизические исследования, сопровождавшиеся проверочным бурением (Поротова, 1966), выявили интенсивную раздробленность и рассланцованность всех пород и определенную упорядоченность в распределении разрывных нарушений разных направлений. В северо-западной части структуры Ветреного пояса преобладают северо-западные, реже широтные простирания зон дробления и рассланцевания. Их заметно больше в средней части структуры, где прослеживается перерыв в распространении оливиновых базальтов. Здесь наряду с широтными и северо-западными простираниями появляются юго-западные направления дизъюнктивных нарушений, простирающихся к Онежскому озеру под покровом палеозойских и четвертичных отложений (Цирюльников, Сокол, 1968). Разрывные нарушения не выходят за пределы Ветреного пояса в сторону беломорских куполов. Они тесно связаны с зеленокаменными породами и прилегающими к ним карельскими гранитами и гнейсами.

Совершенно очевидно, что решение вопроса о морфологии структуры Ветреного пояса принадлежит будущим тектоническим исследованиям. Вместе с тем, напрашивается определенный вывод о том, что комплекс основных и ультраосновных пород Ветреного пояса, так же как и основных эффузивов, находится здесь в аллохтонном залегании. Отмеченные особенности позволяют рассмотреть строение Ветреного пояса как зону тектонического скучивания области вулканической активности перед фронтом надвигания крупной пластины в сторону Беломорского сегмента. На продолжении запад-северо-западного простирания структуры Ветреного пояса в теле Водлозерско-Восточно-Карельской пластины прослеживаются фрагменты тектонического шва, выявляемого реликтовыми формами субширотного и запад-северо-западного простирания между ст. Кочкома и оз. Ругозеро.

Севернее широты отмеченных реликтовых структур между названной краевой пластиной и Беломорским сегментом простирается широкая полоса интенсивно рассланцованных пород (Шуеозерская, Шомбозерская структуры) и blastomylonites. Эта зона рассланцевания прослеживается в северо-западном направлении на протяжении 200 км. В значительной своей части она сложена породами, претерпевшими зеленокаменное изменение — диабазами, порфиритами, мандельштейнами, брекчиями и зелеными сланцами диабазово-сланцевой и ке-

ратофиро-диабазовой формаций тунгудской серии раннего протерозоя. Более древние комплексы принадлежат амфиболито-сланцевой и спилито-диабазо-сланцевой формациям парандовской серии, распространенной спорадически, преимущественно вдоль восточной окраины зоны рассланцевания. На всем протяжении зоны рассланцевания сохраняется полосовое распространение пород. Разрезы в районе Пибозера – оз.Вороньего, пос.Парандова, южнее ст.Кочкома и в других местах раскрывают характерную картину моноклинального падения толщ, интенсивно рассланцованных согласно с направлением простирания слоев. Вдоль продольных дизъюнктивных нарушений на значительных расстояниях прослеживаются милониты, развальцованные и брекчированные породы, опрокидывание слоев и небольшие складки волочения. К зоне деформации примыкает с востока полоса Топозерских blastsмилонитов и интенсивно катаклазированных пород, состоящих из гигантских остроугольных блоков гнейсов, мигматитов, а также metabазитов, заключенных среди чарнокитов. К этой же полосе (шириной до 50 км) тяготеют тела габбро, перидотитов, серпентинитов, щелочных габброидов, а также интрузии щелочных гранитов (Пушкарев, Шуркин, 1967).

### Гимольско-Калевальская пластина

Древний Центрально-Карельский тектонический шов дугообразной формы отделяет Водлозерско-Восточно-Карельскую пластину от следующей к западу Гимольско-Калевальской пластины. Ее фронтальную часть трассируют структуры, вмещающие базит-гипербазиты Хаутовары, Пальеозерско-Койкарская система крутых взбросо-надвигов, Центрально-Карельская чешуйчатая моноклираль (Новикова, 1975). Гимольско-Калевальская пластина надвинута на Водлозерско-Восточно-Карельскую, среди гранитоидов которой сохранились реликты зеленокаменных образований, принадлежавших разным стратиграфическим уровням разреза океанического типа.

Условия залегания и состав пород Гимольско-Калевальской пластины наглядно выявляют структуры района оз.Гимольского и Сукозера, а также Костомукшского железорудного месторождения. В районе озер Гимольского и Сукозера кварцево-биотитовые, кварцево-мусковитовые и двуслюдяные сланцы, серицитовые кварциты и гнейсовидные лептиты чередуются с магнетитовыми, роговообманковыми и куммингтонито-гранатовыми кварцитами и сланцами. Рисунки выходов этих метаморфических вулканогенно-осадочных пород, судя по данным геологического картирования, в плане имеет прихотливые очертания с многочисленными ответвлениями в поля развития мигматитов и гнейсов. Профильные разрезы, напротив, выявляют однообразные условия очень крутого залегания пород гимольской серии, с углами падения слоев 60-80°.

Костомукшские амфиболо-магнетитовые и магнетитовые кварциты образуют рудную линзу на месте разворота толщи в широтном направлении от основного северо-восточного простирания. Геологические карты, составленные В.М. Черновым (1964), Ю.И.Лазаревым (1971), показывают сложную картину залегания пород в этом месте. В плане вырисовываются узкие длинные полосы, резко срезающие друг друга. В ряде мест в контакте с рудной толщей залегают туфобрекчии, быстро выклинивающиеся по простиранию. На западном фланге структуры параамфиболиты и кварцевые порфиры пересекает широкая полоса зеленых сланцев, а метадиабазы и метамандельштейны узкими клиньями срезают и зеленые сланцы, и параамфиболиты, и кварцевые порфиры. К участку пестрой смены разнообразных и интенсивно деформированных пород приурочены многочисленные тела оливиновых габбро-норитов, серпентинитов, а также пластообразные линзы талько-хлоритовых и талько-карбонатно-амфиболовых сланцев, возникших, по-видимому, из основных и ультраосновных эффузивов. Все перечисленные комплексы пород занимают в разрезе почти вертикальное положение и не обнаруживают закономерного чередования какой-либо последовательной смены петрографических разностей. Тела и линзы базит-гипербазитов сопровождают зоны интенсивной милонитизации и рассланцевания. Нередко

эти зоны совпадают с границами раздела метаморфических и гранитоидных пород. Вместе с тем наряду с тектоническими контактами между ними наблюдаются и постепенные переходы, свидетельствующие о наложении процессов гранитообразования и мигматизации на деформированные породы.

### Кухмо-Исалминская пластина

На финской территории Карельского массива подобные соотношения выявлены в поясе сланцевых толщ между населенными пунктами Кухмо и Сомуссалми. К этой полосе, простирающейся на протяжении 150 км при поперечном сечении около 10–12 км, приурочены комплексы сланцев двух типов. Один из них состоит из мелкозернистых амфиболитов и различных амфиболсодержащих сланцев, другой представлен филлитами, слюдяными сланцами и гнейсами. Сланцы основного состава распространены шире. Обычно это мономинеральные темные породы, почти нацело состоящие из игольчатых кристаллов роговой обманки. Более светлые кварц-полевошпатовые разности чередуются с прослоями слюдяных и эпидотовых сланцев. Амфиболовые сланцы связаны постепенными переходами с мелкозернистыми ортоамфиболитами и габбро-амфиболитами. К зоне контакта амфиболовых сланцев и слюдяных гнейсов приурочены полосчатые магнетитовые кварциты; в южной, неширокой части реликтовой структуры они тяготеют к выходам кварцевых порфиров, кератофиров. С этой же частью структуры связан серпентинитовый массив Наатаниemi (до 4 км в поперечном сечении).

Отмеченные характерные ассоциации пород реликтовых структур, повторяющихся во многих местах Кухмо-Исалминской пластины, свидетельствуют о широком распространении железисто-кремнистой формации в этой части структуры массива. Выходы пород рассматриваемых ассоциаций на дневную поверхность повсеместно представляют собой узкие полосы или локальные пятна, разобширенные обширными площадями распространения гранитоидных комплексов, среди которых выделяются зоны мигматитов, катаклаза и очковых гнейсов, ориентированных согласно с простираем зеленосланцевых поясов. Примечательно то, что сходные по составу ассоциации пород образуют однотипные деформации, выделенные ранее в самостоятельный класс чешуйчатых моноклиналей, сопряженных с глубинными зонами тектонитов (Новикова, 1971, 1975).

Весьма важными представляются выводы финских геологов о том, что даже наиболее древние гранитоиды являются более молодыми образованиями относительно формаций, объединяющих рассматриваемые сланцевые толщи: "... наиболее интенсивно огнейсованные граниты инъецируют сланцы более древней группы, основание которых, следовательно, неизвестно. Гнейсо-граниты пропитывают сланцы в общем конформно, иначе говоря, по направлению плоскостной сланцеватости, но почти всегда дают резкие контакты со сланцами, не смешиваясь с ними, чаще всего без образования в последних даже жил" (Вяюрюнен, 1959, стр. 136–137).

Абсолютный возраст метаморфических образований рассматриваемой части Свевокарельского сегмента превышает 2,6–2,8 млрд лет. Эти цифры, полученные U-Pb методом по обломочным цирконам, вместе с данными современных геологических съемок, вполне согласуются с тектоническим выводом о том, что, по крайней мере, часть разреза гимольской серии и ее аналогов принадлежит более древним архейским образованиям, нежели древнейшие карельские гранитоиды. Весьма вероятно, что время накопления осадков "сланцевых поясов карелид" происходило в интервале, близком 3 млрд лет, о чем в свое время писали и советские геохронологи (Виноградов, Тугаринов, 1964; Герлинг и др., 1965).

Таким образом, выясняется, что формирование пород рассмотренных реликтовых структур совпадает с архейским этапом развития земной коры Карельского региона. Совершенно очевидно, что в это время уже проявилась заметная дифференциация структуры Балтийского геосинклинального бассейна, предопределившая области развития различных формационных комплексов в разных

элементах его структуры и неодинаковое их положение в стратиграфических разрезах разных пластин.

Приведенные данные о структурных линейных элементах, расчленяющих тело Карельского массива, выявляют четкую асимметрию его строения. Асимметрия, свойственная морфологии зон тектонитов и шовных линейных элементов, проявляется также в увеличении интенсивности деформаций с запада на восток, в изменении состава формационных комплексов, в типах соотношений с прилегающими пластинами. Намеченные пластины глубинных чешуйчато-надвиговых структур Карельского массива принадлежат наиболее крупным элементам его тектоники. Каждая из пластин в свою очередь расчленяется чешуйчато-складчатыми деформациями более высокого порядка на тектонические формы меньшего размера. Морфологические особенности структурных форм разного порядка раскрывают неизменную связь с горизонтальными движениями. Подобные взгляды на тектонику докембрия Карельского массива близки представлениям финских геологов, изучавших западную его окраину.

Перейдем теперь к выяснению типов соотношений явлений гранитизации и ультраметаморфизма с чешуйчато-надвиговым структурообразованием в названных выше пластинах, расчленяющих тело древнейшего Карельского массива. Поразительно то обстоятельство, что процессы гранитоидного магматизма, охватившие его обширные поля, проявились лишь избирательно в метаморфических комплексах чешуйчатых структур. Их узкие зоны, нередко едва достигающие в поперечном сечении первых километров, остались не захваченными процессами гранитоидного магматизма. Взаимоотношения зеленокаменных пород чешуйчатых структур с гранитизированными образованиями смежных форм весьма характерны. Массивы плагиогнейсов и гранодиоритов нередко связаны постепенными переходами с мигматизированными толщами и обнаруживают несомненные признаки метасоматического замещения (Вякюрюнен, 1959; Кратц, 1963; Лобач-Жученко и др., 1974). Гранитоиды и гранитизированные породы, разделяющие зеленосланцевые пояса, образуют как бы заливы, заходящие в стороны этих полос. Расплывчатый и разнообразный рисунок контуров распространения метаморфических комплексов в сочетании с постепенными переходами к гранитизированным образованиям свидетельствует о том, что процессы гранитизации и ультраметаморфизма являются наложенными на ранее сформированную структуру интенсивного сжатия, для которой характерны различной амплитуды крутые сколы или надвиги, вызвавшие возникновение своеобразных моноклиналей. Следовательно, время заложения чешуйчатых структур падает на "догранитоидный" этап развития рассматриваемой части Свелокарельского сегмента.

Породы, составляющие формации догранитоидного этапа, распознаются по многочисленным останцам сланцево-метабазитовых толщ, габбро-амфиболитов, ортоамфиболитов, по реликтам кремнисто-магнетитовых пород, широко распространенных среди древнейших гранитоидов Гимольско-Калевальской и Кухмо-Исалминской пластин. Породы останцов относятся к тем же рядам формаций, что и вулканогенно-осадочные образования, составляющие архейские чешуйчатые моноклинали. Таким образом, совершенно несомненно, что структурная дифференциация земной коры в Свелокарельском сегменте предшествовала явлениям гранитоидного магматизма.

Этот древнейший этап эволюции сопоставим по ряду признаков с океанической и переходной к континентальной стадиями развития фанерозойских геосинклинальных поясов (Пейве, 1969; Книшпер, 1971; Пейве и др., 1971, 1972). Океаническому бассейну Свелокарельского сегмента свойственно заметное распространение вулканогенных формаций преимущественно толеит-базальтового и андезит-базальтового в Водлозерско-Восточно-Карельской и липарит-дацитового ряда - в Гимольско-Калевальской пластинах. Аналогия с формационными рядами верхних частей разрезов океанической коры, переходных к островодужному типу коры (Марков, 1975), дает основание предполагать, что железисто-кремнистые образования и вмещающие их лептитовые формации (гимольская серия) принадлежат относительно более молодым комплексам архей-

ского разреза по сравнению со спилито-диабазовыми и амфиболито-сланцевыми образованиями крайней восточной части сегмента (парандовская серия). Вместе с тем названные формационные комплексы представляют собой разнофациальные образования единого бассейна, простиравшегося далеко на восток, в Беломорье, и на запад — в Свектофенский регион Балтийского щита.

Итак, Карельская часть геосинклинального бассейна характерна интенсивными проявлениями эффузивной магматической деятельности. В его пределах сохранились все элементы эффузивного формационного ряда от толеит-базальтов до липарит-дацитов, последовательно сменявшихся во времени и мигрировавших в пространстве в западном направлении.

Весьма интересно то обстоятельство, что проявления гранитоидного магматизма подчиняются закономерностям, сложившимся в результате древнейшей дифференциации рассмотренной части структуры Свектокарельского сегмента, которой подчинено распределение формационных комплексов разного состава. Древнейшие олигоклазовые граниты возраста, по-видимому заметно превышающего уровень 3 млрд. лет, сохранились среди саамских гранитоидов лишь в пределах Водлозерско-Восточно-Карельской пластины (Ондозерский, Кумсинский, Водлозерский массивы), а также в Гимольско-Калевальской пластине, прилегающей к Центрально-Карельскому тектоническому шву (Ругозерский, Сегозерский, Койкарский массивы).

С.Б.Лобач-Жученко с соавторами выделяет эту древнейшую группу гранитоидов по минералогическим, петрохимическим и геохимическим особенностям. Для этой группы гранитов типично присутствие пироксенов; цирконы древнейших гранитоидов содержат очень небольшие количества урана (0,024–0,042%), характерно также низкое содержание рубидия. Среди средних типов изверженных пород по Ноккольдсу нет полных аналогов древнейшим олигоклазовым гранитам. Сравнение с составом известково-щелочного гранита, к которому данные породы ближе всего по содержанию  $\text{SiO}_2$ , показывает значительное большие значения содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , много больше  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и много меньше  $\text{K}_2\text{O}$  (Лобач-Жученко и др., 1974, стр. 124). Отмеченные названными выше исследователями особенности раскрывают геохимическую близость олигоклазовых гранитов к основным породам.

В современной структуре этой краевой части Свектокарельского сегмента не представляется возможным выделить участки становления раннеархейского протометаморфического слоя, так как древнейшие гранитоиды подверглись воздействию позднеархейского магматизма; сохранились лишь небольшие реликтовые обособления, свидетельствующие о более ранних событиях.

Тело Карельской части рассматриваемого сегмента в подавляющей массе сложено так называемыми саамскими гнейсо-гранитами, гранитами и мигматитами плаггиомикроклинового и тоналитового состава возрастного уровня — 2,8–2,7 млрд. лет (определения выполнены Rb-Sr и U-Th-Pb методами; Лобач-Жученко и др., 1974). Эта группа гранитоидов в некотором отношении наследует специфические особенности состава древнейших олигоклазовых гранитов (диоритов). Состав саамских плаггиомикроклиновых гранитоидов близок составу щелочноземельных гранитов по Ноккольдсу с некоторым отклонением в сторону обогащения  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и обеднения  $\text{MnO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (Лобач-Жученко и др., 1974).

Совершенно несомненно, что структурная дифференциация Свектокарельского сегмента наметилась еще в раннем архее и получила четкое выражение в позднеархейское время. Конформность ориентировки кристаллизационной сланцеватости и полосчатости гранито-гнейсов и гнейсов с простираем метаморфических комплексов чешуйчатых структур, интенсивная мигматизация, катаклаз, брекчирование и образование очковых гнейсов и гранитов, согласных с простираем фронтальных частей чешуйчато-надвиговых форм, свидетельствуют о сопряженности процесса формирования гранитоидных форм с явлениями латерального структурообразования. Разумеется, процесс этот был неравномерным и многостадийным. Вместе с тем, имеющиеся в настоящее время данные радиометрических определений возрастов гранитоидов и метаморфических вул-



элементах его структуры и неодинаковое их положение в стратиграфических разрезах разных пластин.

Приведенные данные о структурных линеаментах, расчленяющих тело Карельского массива, выявляют четкую асимметрию его строения. Асимметрия, свойственная морфологии зон тектонитов и шовных линеаментов, проявляется также в увеличении интенсивности деформаций с запада на восток, в изменении состава формационных комплексов, в типах соотношений с прилегающими пластинами. Намеченные пластины глубинных чешуйчато-надвиговых структур Карельского массива принадлежат наиболее крупным элементам его тектоники. Каждая из пластин в свою очередь расчленяется чешуйчато-складчатými деформациями более высокого порядка на тектонические формы меньшего размера. Морфологические особенности структурных форм разного порядка раскрывают неизменную связь с горизонтальными движениями. Подобные взгляды на тектонику докембрия Карельского массива близки представлениям финских геологов, изучавших западную его окраину.

Перейдем теперь к выяснению типов соотношений явлений гранитизации и ультраметаморфизма с чешуйчато-надвиговым структурообразованием в названных выше пластинах, расчленяющих тело древнейшего Карельского массива. Поразительно то обстоятельство, что процессы гранитоидного магматизма, охватившие его обширные поля, проявились лишь избирательно в метаморфических комплексах чешуйчатых структур. Их узкие зоны, нередко едва достигающие в поперечном сечении первых километров, остались не захваченными процессами гранитоидного магматизма. Взаимоотношения зеленокаменных пород чешуйчатых структур с гранитизированными образованиями смежных форм весьма характерны. Массивы плагиогнейсов и гранодиоритов нередко связаны постепенными переходами с мигматизированными толщами и обнаруживают несомненные признаки метасоматического замещения (Вякюрюнен, 1959; Кратц, 1963; Лобач-Жученко и др., 1974). Гранитоиды и гранитизированные породы, разделяющие зеленосланцевые пояса, образуют как бы заливы, заходящие в стороны этих полос. Расплывчатый и разнообразный рисунок контуров распространения метаморфических комплексов в сочетании с постепенными переходами к гранитизированным образованиям свидетельствует о том, что процессы гранитизации и ультраметаморфизма являются наложенными на ранее сформированную структуру интенсивного сжатия, для которой характерны различной амплитуды крутые сколы или надвиги, вызвавшие возникновение своеобразных моноклиналей. Следовательно, время заложения чешуйчатых структур падает на "догранитоидный" этап развития рассматриваемой части Свелокарельского сегмента.

Породы, составляющие формации догранитоидного этапа, распознаются по многочисленным останцам сланцево-метабазитовых толщ, габбро-амфиболитов, ортоамфиболитов, по реликтам кремнисто-магнетитовых пород, широко распространенных среди древнейших гранитоидов Гимольско-Калевальской и Кухмо-Исалминской пластин. Породы останцов относятся к тем же рядам формаций, что и вулканогенно-осадочные образования, составляющие архейские чешуйчатые моноклинали. Таким образом, совершенно несомненно, что структурная дифференциация земной коры в Свелокарельском сегменте предшествовала явлениям гранитоидного магматизма.

Этот древнейший этап эволюции сопоставим по ряду признаков с океанической и переходной к континентальной стадиями развития фанерозойских геосинклинальных поясов (Пейве, 1969; Книппер, 1971; Пейве и др., 1971, 1972). Океаническому бассейну Свелокарельского сегмента свойственно заметное распространение вулканогенных формаций преимущественно толеит-базальтового и андезит-базальтового в Водлозерско-Восточно-Карельской и липарит-дацитового ряда - в Гимольско-Калевальской пластинах. Аналогия с формационными рядами верхних частей разрезов океанической коры, переходных к островодужному типу коры (Марков, 1975), дает основание предполагать, что железисто-кремнистые образования и вмещающие их лептитовые формации (гимольская серия) принадлежат относительно более молодым комплексам архей-

ского разреза по сравнению со спилито-диабазовыми и амфиболито-сланцевыми образованиями крайней восточной части сегмента (парадокская серия). Вместе с тем названные формационные комплексы представляют собой разнофациальные образования единого бассейна, простиравшегося далеко на восток, в Беломорье, и на запад — в Свектофенский регион Балтийского щита.

Итак, Карельская часть геосинклинального бассейна характерна интенсивными проявлениями эффузивной магматической деятельности. В его пределах сохранились все элементы эффузивного формационного ряда от толеит-базальтов до липарит-дацитов, последовательно сменявшихся во времени и мигрировавших в пространстве в западном направлении.

Весьма интересно то обстоятельство, что проявления гранитоидного магматизма подчиняются закономерностям, сложившимся в результате древнейшей дифференциации рассмотренной части структуры Свектокарельского сегмента, которой подчинено распределение формационных комплексов разного состава. Древнейшие олигоклазовые граниты возраста, по-видимому заметно превышающего уровень 3 млрд. лет, сохранились среди саамских гранитоидов лишь в пределах Водлозерско-Восточно-Карельской пластины (Ондозерский, Кумсинский, Водлозерский массивы), а также в Гимольско-Калевальской пластине, прилегающей к Центрально-Карельскому тектоническому шву (Ругозерский, Сегозерский, Койкарский массивы).

С.Б.Лобач-Жученко с соавторами выделяет эту древнейшую группу гранитоидов по минералогическим, петрохимическим и геохимическим особенностям. Для этой группы гранитов типично присутствие пироксенов; цирконы древнейших гранитоидов содержат очень небольшие количества урана (0,024–0,042%), характерно также низкое содержание рубидия. "Среди средних типов изверженных пород по Ноккольдсу нет полных аналогов древнейшим олигоклазовым гранитам. Сравнение с составом известково-щелочного гранита, к которому данные породы ближе всего по содержанию  $\text{SiO}_2$ , показывает значительное большие значения содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , много больше  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и много меньше  $\text{K}_2\text{O}$ " (Лобач-Жученко и др., 1974, стр. 124). Отмеченные названными выше исследователями особенности раскрывают геохимическую близость олигоклазовых гранитов к основным породам.

В современной структуре этой краевой части Свектокарельского сегмента не представляется возможным выделить участки становления раннеархейского протометаморфического слоя, так как древнейшие гранитоиды подверглись воздействию позднеархейского магматизма; сохранились лишь небольшие реликтовые обособления, свидетельствующие о более ранних событиях.

Тело Карельской части рассматриваемого сегмента в подавляющей массе сложено так называемыми саамскими гнейсо-гранитами, гранитами и мигматитами плаггиомикроклинового и тоналитового состава возрастного уровня — 2,8–2,7 млрд. лет (определения выполнены Rb-Sr и U-Th-Pb методами; Лобач-Жученко и др., 1974). Эта группа гранитоидов в некотором отношении наследует специфические особенности состава древнейших олигоклазовых гранитов (диоритов). Состав саамских плаггиомикроклиновых гранитоидов близок составу щелочноземельных гранитов по Ноккольдсу с некоторым отклонением в сторону обогащения  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и обеднения  $\text{MnO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (Лобач-Жученко и др., 1974).

Совершенно несомненно, что структурная дифференциация Свектокарельского сегмента наметилась еще в раннем архее и получила четкое выражение в позднеархейское время. Конформность ориентировки кристаллизационной сланцеватости и полосчатости гранито-гнейсов и гнейсов с простираемением метаморфических комплексов чешуйчатых структур, интенсивная мигматизация, катаклаз, брекчирование и образование очковых гнейсов и гранитов, согласных с простираемением фронтальных частей чешуйчато-надвиговых форм, свидетельствуют о сопряженности процесса формирования гранитоидных форм с явлениями латерального структурообразования. Разумеется, процесс этот был неравномерным и многостадийным. Вместе с тем, имеющиеся в настоящее время данные радиометрических определений возрастов гранитоидов и метаморфических вул-

каногенно-осадочных комплексов позволяют ставить вопрос о близком времени проявления надвигообразования, с одной стороны, и самой начальной стадии гранитообразования - с другой.

Итак, мы рассмотрели формационные особенности геосинклинального бассейна и условия возникновения первичного гранитно-метаморфического слоя в конце архейского мегахрона в Карельской части огромного Свелокарельского сегмента, составляющего основное тело Балтийского щита. Нет сомнений в том, что формирование первичной гранитно-метаморфической оболочки щита совпадает с наиболее ранними проявлениями покровно-надвигового структурообразования.

Весьма важным представляется вывод о том, что гранитно-метаморфический слой прежде всего возникает во фронтальной части покровной структуры Свелокарельского сегмента, в той ее части, с которой связаны наиболее ранние проявления надвигообразования и следовавшего за ним гранитоидного магматизма. В соответствии с современными данными геохронологии заложение Свелокарельской чешуйчатой структуры падает на время, предшествовавшее уровню 2,8-2,6 млрд лет. По-видимому, в позднеархейский период начали оформляться контуры этой крупнейшей тектонической формы Балтийского щита, развитие континентальной оболочки которой затем продолжалось на протяжении более миллиарда лет. Рисунок границ рассмотренной части структуры совпадает с геофизическими элементами, дугообразно изогнутыми на юго-восток, параллельно ограничениям Свелокарельского сегмента.

Обратимся к описанию свекофеннской части сегмента, формирование гранитно-метаморфического слоя которой совпадает с более поздним, протерозойским или свекокарельским, этапом развития Балтийского щита.

#### Свекофенская пластина

При взгляде на геологическую карту Финляндии (Pre-Quaternary rocks of Finland, 1971) обращают на себя внимание дугообразные конформные контуры метаморфических комплексов складчатых поясов, разделяющих массивы гранитоидов. Среди них прежде всего выделяется Южно-Финляндский дугообразный пояс, простирающийся на протяжении значительной части южной Финляндии в субширотном направлении, затем близ системы озер Сайма изгибающийся сначала к северо-востоку, а затем, в районе г. Куопио, - к северу и северо-западу. Общая протяженность этого пояса на территории Финляндии около 800 км. Его наибольшее поперечное сечение северо-западнее Ладожского озера превышает 150 км. Южно-Финляндская "дуга" продолжается в субширотном направлении в Центральную Швецию, в район Свеланда. Этот пояс свекофенид отличается огромной протяженностью, заметной неоднородностью строения, разнообразием формационных комплексов, метаморфизованных от зеленосланцевой до гранулитовой фаций, а также гранитоидных формаций, не известных в таком широком разнообразии в смежных с северо-запада поясах Похьянмаа и Лен-Вестерботтена. К Южно-Финляндским свекофенидам тяготеют и граниты рапакиви, а также впадины наложенного типа, заполненные ютнийскими осадочными отложениями. Все эти признаки отличают Южно-Финляндский пояс от других поясов свекофенид; его широтная ветвь представляет собой зону, ограничивающую свекофенскую часть щита от южнее расположенного Прибалтийско-Украинского сегмента Восточно-Европейской платформы, принадлежавшего структурным элементам первого порядка.

Южно-Финляндский пояс образуют линейноориентированные, в разной степени метаморфизованные комплексы пород, отделенные друг от друга гранитоидными образованиями. К его внешнему, южному краю тяготеют высокометаморфизованные в гранулитовой фации лептиты района Ориярви, пироксеновые гнейсы и чарнокиты западного Усима, а вдоль внутреннего края прослеживается субширотная, плавно изгибающаяся, местами прерывистая полоса сланцев Тампере, известных своими ленточными текстурами.

Слабо метаморфизованные ленточные сланцы и слюдяные сланцы прослеживаются на протяжении более 100 км среди диоритов и кварцевых диоритов со спорадическими телами габбро и перидотитов. Ширина выходов сланцев местами достигает 20 км и более (район Хяменкюре), видимая мощность этих толщ около 3000 м (Simonen, 1953). На широте оз.Илеярви толщу сланцев в направлении к северу и выше по разрезу сменяют кварцево-полевошпатовые породы (1500-2000 м), еще далее на север следуют вулканики основного и среднего состава (800-1500 м), а местами - линзы конгломератов (700-800 м) и снова вулканики преимущественно основного состава (1000 м). К югу от зоны Тампере состав пород так же, как и фации метаморфизма, меняются. Появляются черные графитовые сланцы, диопсид и тремолитсодержащие скарноподобные породы, известняки, а южнее - основные вулканики - порфириды, агломераты и туффиты, простирающиеся широкой полосой между городами Тиирисмаа и Лойма.

Среди южнофинляндских свекофенид заметным распространением пользуются кордиерит- и альмандинсодержащие кинцигиты, представляющие собой венитовые гнейсы. Предполагают, что их палеосома, состоящая из высокоглиноземистых минералов, является реститом осадочной породы типа аргиллита, близкого по химическому составу грауваккам (Hietanen, 1947). Кинцигиты выходят на поверхность в западной и центральной субширотной части рассматриваемой зоны: в районе Каланти они чередуются с пластообразными телами трондземитов.

Состав лептитов района Ориярви соответствует составу риолитов, дацитов, андезитов, а некоторые разности считаются производными глиноземистых пород типа аргиллитов. Лептиты ассоциируют с углеродосодержащими филлитами, диопсидовыми амфиболитами, роговообманковыми габбро, кордиерит-антофилитовыми гнейсами, а также с кварцевыми диоритами и олигоклазовыми гранитами. Петрографическая карта зоны Ориярви П.Эскола (Escola, 1927) рисует сложную вытянутую вдоль простиранья пластичную форму глубинной складки альпийского типа.

Кинцигиты и лептиты, как известно, прослеживаются далеко на запад, в центральную Швецию, где эти мощные комплексы вместе с углеродосодержащими сланцами, известняками и кварцитами образуют характерный набор высокоглиноземистых отложений, подобный южнофинляндским. Примечательно, что высокоглиноземистые терригенные образования широко распространены на всей площади Свекофенского сегмента, тогда как наиболее мощные толщи лептитов и лептитоподобных пород приурочены преимущественно к юго-западной части Южно-Финляндской зоны (район Ориярви центральной Швеции).

До сих пор считается нерешенным вопрос о формационных комплексах, залегающих в основании высокоглиноземистых образований Свекофенского сегмента Балтийского щита. Вместе с тем анализ докембрийских формационных разрезов Кольско-Беломорской, Карельской, а также Свеконорвежской провинций неизменно показывает однотипность составов формационных комплексов, не зависящую от времени их формирования в различных элементах структуры щита. Она состоит в том, что явлениям массового проявления гранитоидного магматизма и гранитизации повсеместно предшествует развитие базит-гипербазитовых комплексов и их тектоническая дифференциация (Бондаренко, Дагелайский, 1968; Масленников, 1969; Michot, 1960; Новикова, 1971, 1975).

Эта закономерность, впервые выявленная в результате анализа тектоники и истории развития фанерозойских складчатых поясов (Пейве, 1969; Книппер, 1975), недавно была проиллюстрирована при составлении новой тектонической карты Северной Евразии (Пейве и др., 1976) на многочисленных примерах, раскрывающих строение не только фанерозойских, но также и раннедокембрийских образований фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. В свете этих данных интересно выяснить, в какой мере вывод о вторичной природе гранитно-метаморфической оболочки по отношению к разрезам океанического типа справедлив для свекофенской части Свекокарельского сегмента, характерной оригинальными комплексами высокоглиноземистых пород. По-ви-

димому, ответ на этот вопрос следует искать среди сокращенных разрезов гранитно-метаморфического слоя. К числу таких регионов принадлежит Южно-Финляндская "дуга", представляющая собой краевую или фронтальную часть гранитно-метаморфической оболочки западной части Свекокарельского сегмента.

В районе западного Усима, непосредственно северо-восточнее Ориярви (оз. Хииденвеси), кинцигиты образуют многочисленные узкие ленты, плавно изгибающиеся, вытянутые в целом на северо-восток. Их ширина чаще колеблется от долей километра до 2 км, лишь к югу от оз. Хииденвеси увеличивается до 6-8 км. Между лентами кинцигитов залегают разнообразного состава чарнокиты и пироксеновые гнейсы "комплекса западного Усима". К.Паррас (Paras, 1958), детально изучавший минеральные ассоциации и структуры пород Западного Усима, сравнивает их с гранулитами Лапландии, возникшими в условиях высоких давлений.

Наиболее широко распространены в западном Усима диопсид-гиперстеновые гнейсы. Непосредственно севернее оз. Хииденвеси они занимают трапециевидную площадь около 1000 км<sup>2</sup>. Поле сплошного распространения двупироксеновых гнейсов ограничивают ленты кинцигитов, расходящиеся от берегов озера к северо-северо-востоку и северо-востоку. Лептиты и двупироксеновые гнейсы вмещают тела гранодиоритовых чарнокитов и гранат-микроклиновых гранитов овальной и неправильной формы, ориентированные согласно с простираниями смятых в складки вмещающих пород. Западнее и юго-западнее оз. Хииденвеси помимо основных гнейсов и гранодиоритовых чарнокитов спорадически встречаются, согласно данным картирования, линзовидные тела "мейонитовых чарнокитов", "основных чарнокитов" и "ультрасосновных чарнокитов" (Paras, 1958).

Условия залегания пород западного Усима, а также данные о минеральных ассоциациях чарнокитов, кинцигитов и гранат-микроклиновых гранитов рассмотренной гранулитовой провинции привели П.Эскола к заключению, что "большая часть пород района развития чарнокитов минералогически отличается от пород тех областей, где преобладают представители амфиболитовой фации, но гранат-содержащие микроклиновые граниты и кинцигиты сходны. Калиевые граниты могут быть более молодыми, и, возможно, это справедливо и для кинцигитов" (Эскола, 1967, стр. 214). Естественным представляется вывод о том, что двупироксеновые гнейсы западного Усима принадлежат более низким частям разреза по сравнению с высокоглиноземистыми гнейсами. Вместе с тем, анализ структуры Южно-Финляндского пояса свекофенид и его положение среди смежных тектонических форм позволяет связывать появление гранулитов в структуре пояса с интенсивными латеральными движениями, обозначившими, по-видимому, сначала древнейший контур Свекокарельского сегмента. Позднее в связи с новым усилением горизонтальных движений в свекофенидский этап на него наложился повторные проявления гранулитового метаморфизма подобно тому, как это отмечается в кольских гранулитовых поясах и в гранулитах Волго-Уральской области.

Внешний край Южно-Финляндского пояса прослеживается к берегам Ладожского озера, где намечается отчетливый его разворот к северо-востоку. Граница этой ветви совпадает с Центрально-Карельским тектоническим швом, вдоль которого выведены на поверхность ультрабазиты Хаутовары. Севернее Сегозера граница пояса меняет простирание на северо-западное, а в районе оз. Чирка, близ р. Кеми, снова на северо-восточное, как об этом свидетельствует одноименная реликтовая форма (см. рис. 1).

В западном Приладожье, как и в рассмотренных выше участках субширотной ветви Южно-Финляндской дуги, выходят на поверхность интенсивно метаморфизованные и гранитизированные породы, простирающиеся в соответствии с общим направлением Южно-Финляндского пояса - биотитовые, гранато-биотитовые, а также пироксеновые (гиперстеновые, диопсидовые и двупироксеновые) гнейсы, реже кинцигиты. Среди гнейсов обособляются выделения эндербитов, норит-диоритов, габбро-норитов и гиперстен-биотитовых плагиогранитов, а также небольшие тела и ксенолитоподобные глыбы гранитизированных основных пород (Судовиков, 1937).

Пестрый состав высокометаморфизованных пород в сложных тектонических соотношениях не позволяет выявить их первоначальное положение в разрезе земной коры этой провинции. Но вместе с тем кажется несомненным, что и здесь выведены на поверхность более глубокие члены разреза земной коры по сравнению со свекофенскими образованиями центральной Финляндии. Косвенным подтверждением тому служит сокращенная мощность "гравитационно-активного слоя", не превышающая 3-5 км (Цирюльников и др., 1968).

На тектонической карте видно, что Гимольско-Калевальская пластина принадлежит апикальной части Южно-Финляндской "дуги". Как уже было отмечено, эта часть структуры характерна заметным распространением железисто-кремнистой формации. Весьма важным представляется то обстоятельство, что заложение Южно-Финляндского пояса свекофенид произошло еще в архее. Его апикальная часть вместе с Водлозерско-Восточно-Карельской пластиной была охвачена процессами гранитизации и ультраметаморфизма на самых ранних стадиях развития Свекокарельского сегмента (2,8-2,6 млрд. лет).

Латеральные движения Свекокарельского сегмента происходили в несколько этапов. Они возобновились снова на рубеже 2,4-2,5 млрд. лет и зафиксировались в изотопных датировках гранитоидов гнейсовых выступов северного Приладожья, а также захватили и Карельский массив. Характерна линейная форма гел гранитоидов этого времени, тяготеющих к зонам древних чешуйчатых структур, вдоль которых неоднократно возобновлялись горизонтальные движения. На этот интервал времени падает образование пояса тектонитов между Восточно-Карельской зоной расщепления и Беломорским сегментом. Как уже было замечено раньше, южнее оз. Топозеро на протяжении 120 км при поперечном сечении до 50 км прослеживается зона тектонитов, состоящая из гигантских (до нескольких километров в поперечнике) остроугольных блоков гнейсов и мигматитов беломорского типа, а также метабазитов тунгудского типа и амфиболитов, заключенных в гиперстеновых диоритах (чарнокитах). К этой же зоне дробления тяготеют тела габбро, перидотитов, серпентинитов, щелочных габброидов, а также трещинные интрузии щелочных гранитов. Возраст чарнокитов, определенный U-Th-Pb методом, датируется рубежом 2420 млн. лет (Тугаринов и др., 1970), Rb-Sr изохронным методом отвечает рубежам 2500-2700 млн. лет (Лобач-Жученко и др., 1974), K-Ar методом - 2400-2500 млн. лет (Пушкарев, 1972).

Вероятно, близким возрастным рубежам соответствует и время формирования широкого (до 50 км и более) пояса калевальских гранитоидов. Этот комплекс порфиробластических микроклиновых гранитов, амфибол-микроклиновых гранодиоритов и плагиомикроклиновых гранитов и их мигматитов непрерывно прослеживается почти от берегов Ладожского озера до северной окраины Гимольско-Калевальской пластины (см. рис. 1) вдоль западного края реликтовых структур, сложных лепгито-сланцевыми и железисто-кремнистыми образованиями. Калевальские гранитоиды так же, как и метаморфические комплексы, обладают повышенной намагниченностью, заметно отличающей их от древних, архейских гранитоидов (Лобач-Жученко и др., 1974).

Итак, приведенные выше данные свидетельствуют о том, что уже в конце архея в апикальной части Южно-Финляндского пояса (Гимольско-Калевальская пластина) существовал режим, сравнимый с переходной (островодужной) стадией развития фанерозойских складчатых поясов. Снова встает вопрос, какого типа разрез был в архее на месте гранитоидов центральной Финляндии? Некоторые финские геологи рассматривали метаморфические комплексы свекофенид как первые осадочные образования земной коры, поскольку среди свекофенских сланцевых комплексов "нигде не встречено даже признаков того первоначального фундамента, на который осаждались супракратальные образования" (Вяюрюнен, 1959, стр.111).

В свете решения этой задачи интересны данные о так называемом магнетальном метасоматозе, сопровождающем складчатость и гранитообразование. Поразительно высокое содержание окиси магния в породах сланцевой формации некоторых районов центральной Швеции, а также, по-видимому, и в киншгитах

Финляндии не связано с первичным высоким содержанием этого элемента в породах, предшествовавших метаморфизму. Это загадочное явление обогащения магнийсодержащими минералами типа автофиллита и кордиерита до сих пор не нашло удовлетворительного объяснения. Не происходит ли подобное обогащение магнийсодержащими минералами в процессе интенсивного сжатия пород в зоне, сопровождающей поверхность срыва? Весьма возможно, что ниже поверхности срыва, сопровождаемой мощной зоной высокоглиноземистых и магнийсодержащих пород может оказаться комплекс пород, принадлежавших протометаморфической оболочке.

Становлению гранитно-метаморфического слоя в Свекофенской геосинклинальной области предшествовало формирование субширотного пояса вулканитов островодужного типа, а в центральной части бассейна происходило накопление мощных толщ граувакк, пелитовых ленточных глин, перемежавшихся местами с вулканитами, в условиях, близких краевым или внутренним морям фанерозоя.

Единство структурного плана складчатых изоклиналиных форм, зон нарушений и плоскопараллельных линейных текстур гранитоидов, отмечавшееся еще во времена И.И. Седерхольма, однозначно свидетельствует о тесных связях между явлениями гранитоидного магматизма и тектоническими движениями. Среди финских и шведских геологов широко распространено представление о том, что группы гранитоидов, формирующиеся в периоды интенсивных горизонтальных напряжений, характерны гнейсовыми текстурами, спад напряжений сопровождается образованием гранитов, приспособляющихся к поверхностям скальвания; принято считать также, что "фронт мигматизации" продвигается не снизу вверх, а вдоль зон греня, параллельно направлению зеркала складчатости (Ваюрюнен, 1959; Эскола, 1967; Simonen, 1960a).

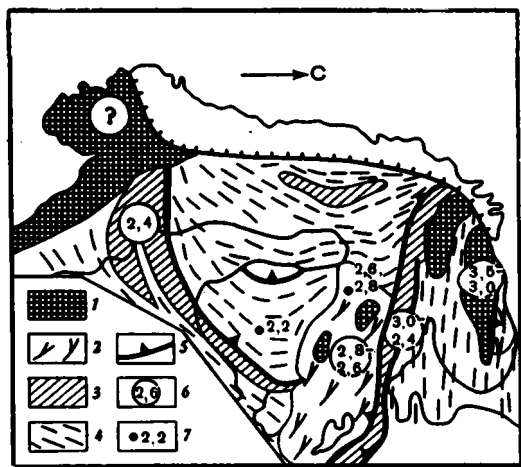
Проявления гранитоидного магматизма в Свекофенской пластине близки нескольким уровням, заключенным в интервале 2,5–1,7 млрд. лет. Во внутренней части Южно-Финляндского пояса свекофенид контуры распространения тел гранитоидов следуют изгибам метаморфических образований (раннесвекофенские гранитоиды). На геологической карте, составленной А.Симоненом (*Pre-Quaternary rocks of Finland, 1971*), они выделены в группу гранодиоритов и кварцевых диоритов. В юго-западной ветви пояса свекофенид гранитоиды этой группы тесно связаны с метабазами, амфиболитами и горнблендитовыми гнейсами, особенно широко распространенными в провинции Хямелинна-Лойма, где они занимают подавляющую часть площади. В районе Ориярви гнейсовидные гранодиориты также связаны постепенными переходами с роговообманковыми габбро. Аналогичные соотношения наблюдаются и между пироксеновыми габбро и диоритами в полосе Хювинкя – Керкеля, а на побережье близ Турку прослеживается последовательная смена комплексов от горнблендитов к кварцевым габбро и диоритам, сменяющимся кислыми трондьемитами и трондьемитовыми пегматитами (Эскола, 1967). Комплексы метабазитов юго-западной части пояса, вероятно, принадлежат более низким частям разреза по отношению к метаморфическим глиноземистым породам. Это предположение, однако, нуждается в дополнительном обосновании.

Позднесвекофенские микроклиновые гранитоиды рассматриваемого пояса распространены широкой полосой между массивами Ханко (на побережье) и Выборгским массивом. Гранитоиды этого типа, насыщенные останцами сланцев и основных пород, представляют собой "гомогенизированные мигматиты, возникшие в процессе полного метасоматоза древних осадочных пород и синкинематических plutонических образований" (Эскола, 1967, стр. 225). Их возраст датируется интервалом 1,9–1,8 млрд. лет (U-Th-Pb метод) (Kouvo, 1958).

Как уже было отмечено раньше, заложение Южно-Финляндского пояса свекофенид падает на самые ранние этапы становления гранитно-метаморфического слоя Свекокарельского сегмента. Длительность этого процесса иллюстрируют многие поколения гранитоидов Карельского массива, она наглядно выступает также в поясе свекофенид. Так, в районе северного Приладожья выявлены, по крайней мере, четыре возрастные группы гранитоидов, принадлежачие

Рис. 2. Схема строения Балтийского щита ко времени становления свекофенского гранитно-метаморфического слоя

1 - протометаморфический слой; 2 - первичный гранитно-метаморфический слой (2,6-2,8 млрд. лет); 3 - вулканические пояса островодужного типа; 4 - внутренние и краевые геосинклинальные бассейны; 5 - тектонические швы фронтальных частей покровов; 6 - время интенсивных латеральных движений, млрд. лет; 7 - изотопный возраст пород, млрд. лет



интервалам 2,5-2,3 и 1,9-1,8 млрд. лет. При детальном геолого-геохронологическом исследовании (Лобач-Жученко и др., 1974) наметилась определенная эволюция составов и текстур в зависимости от морфологии складчатых форм, принадлежащих разным этапам структурообразования. Выделяются раннескладчатые существенно плагиоклазовые граниты и гранодиориты, затем мигматиты возраста 1885 млн. лет, позднее - синскладчатые плагиомикроклиновые пегматонидные граниты возраста 1865 млн. лет и постскладчатые плагиомикроклиновые порфиоровидные граниты урочья 1815 млн. лет.

Изложенные выше данные раскрывают строение зоны интенсивного сжатия, обусловленного многократными латеральными движениями, по-видимому, нередко сопровождавшимися нарушениями надвигового типа. Косвенным подтверждением тому служат сравнительно небольшие тела основных и ультраосновных пород офиолитовой ассоциации (Вяюрюнен, 1959), спорадически встречающиеся в разных местах пояса свекофенид.

Южно-Финляндский пояс свекофенид огибает с юга и северо-востока обширную площадь, известную под названием Центрально-Финляндского массива гранитоидов. Его северо-западная граница повторяет дугообразный изгиб метаморфических образований Похьянмаа (см. рис. 1). На геологической карте Финляндии (Pre-Quaternary rocks of Finland, 1971) видно, что внутренняя часть массива сложена кислыми плагоническими породами метасоматического происхождения, а его окраинные зоны выделены знаком гранодиоритов и кварцевых диоритов. Детальные карты существенно дополняют данные о сложном строении массива, во внутренних частях которого заметно развиты также комплексы разнообразных магматических тел, представленных различными породами, варьирующими по составу и структурным признакам. Здесь имеются также переработанные реликты различных более древних пород, ультраосновных и основных (габбро) пород (Эскола, 1967, стр.195). Возраст микроклиновых гранитов Центрально-Финляндского массива отвечает уровню 1,9-1,8 млрд. лет (Kouvo, 1958; Simonen, 1960b).

Все изложенное выше показывает, что тектонические напряжения, охватывавшие Свекофенскую пластину и сопровождавшиеся поколениями гранитоидов различного возраста, передавались и на фронтальные части Свекокарельского сегмента. Таким образом, выясняется, что движения, провоцировавшие гранитоидный магматизм, каждый раз накладывались на впереди лежащие участки структуры сегмента. В связи с этим в тыловой его части в наборах дат не характерны древние цифры гранитоидных образований и, напротив, преобладают датировки близкого диапазона, отвечающего наиболее позднему движению, охватывавшим весь Свекокарельский сегмент. Эта закономерность особенно наглядно выявляется при рассмотрении всего ансамбля пластин, составляющих чешуйчатую структуру Свекокарельского сегмента (рис. 2).



Близ восточного побережья Ботнического залива, в целом параллельно Южно-Финляндскому поясу, протягивается сравнительно неширокая (от 15 до 60 км) полоса, сложенная биотит-плагиоклазовыми седиментогенными гнейсами Похьянмао. На продолжении ее северного и южного окончаний, скрытых водами Ботнического залива, простираются сланцевые комплексы юго-восточного Норланды (Швеция). На юго-востоке и юго-западе гнейсы Похьянмао граничат с гранодиоритами Центрально-Финляндского массива. Помимо биотит-плагиоклазовых, интенсивно мигматизированных гнейсов, здесь известны выходы лептито-подобных пород, порфиров и порфиритов, залегающих, по-видимому, ниже слюдистых гнейсов. В северо-восточной части полосы на восточном побережье Ботнического залива выше гнейсов залегают средние и основные вулканиты, выше которых следуют филлиты, слюдистые сланцы, содержащие высокоглиноземистые минералы (Вяюрюнен, 1959).

Любопытно, что оси складок простираются в том же направлении, что и на западной окраине Ботнического залива, в соответствии с простираем Южно-Финляндского пояса. Такое своеобразное чешуйчатое строение, как увидим ниже, завершает структура Вестерботтена. Имеющиеся в нашем распоряжении данные свидетельствуют о том, что формирование метаморфического комплекса Похьянмао закончилось на рубеже 1,9-1,8 млн. лет. Граниты Вааса принадлежат поздне Svecofennic образований этого уровня.

#### Вестерботтенская (Западно-Ботническая) пластина

Названная структура охватывает площадь регионов Лен-Вестерботтена и Лен-Норботтена северной Швеции. Ее дугообразно изогнутая на юг граница совпадает с условно намеченным тектоническим швом, отделяющим свекофениды Похьянмао, а северо-западная скрыта под покровом каледонид. Эта крайняя северо-западная пластина Свекокарельского сегмента естественно расчленяется на две чешуи по времени завершения формирования гранитно-метаморфического слоя. В вестерботтенской части, как и в поясе Похьянмао, преобладают биотит-плагиоклазовые полосчатые гнейсы и граниты Ревсунд, занимающие подавляющую площадь Вестерботтена. В порфировидных калиевых гранитах заключены ксенолиты метаморфических пород, в которых развиты крупные порфиробласты полевых шпатов, однокристаллических с таковыми в гранитах. Ревсунд-граниты принадлежат типу поздне Svecofennic образований. Возраст пегматитов Варутреск из этой группы гранитов соответствует уровню 1790 млн. лет (Гейер, 1967). Весьма важным представляется то обстоятельство, что и в вестерботтенской пластине сильно сжатые складчатые формы с крутыми наклонами шарниров ориентированы в субширотном - юго-восточном направлении, в соответствии с простираем Южно-Финляндского пояса свекофенид.

Норботтенскую пластину отличает широкое распространение вулканических серий. Они распространены в изогнутой на запад, прерывистой полосе до 100 км между Арвидсьяуром и Кируной. Серии вулканитов на юге полосы сложены эффузивами и туфами состава от базальтов до риолитов. При этом в кислых членах Na преобладает над K (Гейер, 1967). Осадочные образования играют подчиненную роль и представлены графитсодержащими филлитами, граувакками, конгломератами и известняками. В районе Кируны преобладают альбитизированные порфириты андезитового состава, бескварцевые щелочные эффузивы с высоким содержанием Na, сиенит-порфиры, риолиты с вкрапленниками щелочных полевых шпатов; известно, что с кислыми эффузивами этого региона ассоциируют апатитсодержащие магнетитовые руды. Возраст кислых вулкаников Кируны, определенный Rb-Sr методом, соответствует уровням 1635-1605 млн. лет (Welin et al., 1971). Комплекс вулкаников Норботтена близок некоторым разрезам зрелых стадий развития фанерозойских поясов остродужного типа (Марков, 1975).

Гранитоиды, прорывающие серии вулканитов, принадлежат заключительным этапам формирования гранитно-метаморфического слоя, завершающимся континентальной стадией. Риолиты, кварцевые порфиры с широко развитыми игнимбригами прорывают граниты Сурселе возраста 1625 млн. лет. Возраст гранитов Лина — секущих порфировые комплексы — 1565 млн. лет (рудник Малмбергер,) пертит-гранитов Масугнсбина — 1535 млн. лет, сиенитов в Сьяуне — 1565 млн. лет (Rb-Sr метод, Welin et al., 1971).

Оглядываясь назад, нетрудно заметить, что в пределах Свекокарельского сегмента вулканические пояса остроугольного типа располагаются в определенной пространственной и временной последовательности — от наиболее древних остроугольных комплексов андезито-базальтового — пикрито-базальтового ряда (Ветренный пояс), к непрерывным андезито-дацито-риолитовым (Оребро) и более молодым андезито-базальтово-риолитовым (Кируна) ассоциациям.

\* \* \*

Все изложенное выше о строении элементов структуры Свекокарельского сегмента позволяет заключить следующее.

Рассмотренный ряд тектонических форм представляет ряд чешуй огромного Свекокарельского аллохтона, состоящих из ансамбля круглых глубинно-надвиговых пластин, фронтальные части которых образуют тектонические швы, отделяющие пластины чешуи одну от другой.

В расположении чешуй наблюдается определенная последовательность с юго-востока на северо-запад от более древних пластин гранитно-метаморфического слоя к пластинам с более молодым возрастом его становления.

В истории развития Свекокарельского аллохтона выделяется несколько этапов интенсивных проявлений тектонических движений и сопряженных с ними эпох гранитообразования: позднерархейский (2,8–2,6 млрд. лет), нижнепротерозойский (2,5–2,3 млрд. лет), среднепротерозойский (1,9–1,8 млрд. лет), раннерифейский (1,7–1,6 млрд. лет).

Проявлениям латеральных движений каждого из этапов предшествовало сучивание геосинклинальных образований в асимметричные валоподобные поднятия, ограниченные тектоническими швами чешуйчатых моноклиналей, сложенных породами догранитоидного субстрата.

Наиболее ранние и разнообразные проявления гранитоидного магматизма запечатлелись в зонах многократного сучивания [пластины Карельского массива (Литвиненко, 1968), Южно-Финляндский пояс свекофеннид], позднее консолидируются гыловые части пластин (Центрально-Финляндский массив).

Гранитно-метаморфический слой в рассматриваемом сегменте шита развивался последовательно, вслед за многократно возобновлявшимися латеральными движениями.

Формирование Свекокарельского аллохтона происходило на протяжении более миллиарда лет (2,8–1,7). Природа этого огромного основного сегмента Балтийского шита, по-видимому, связана с древнейшим раскрытием структур, подобной срединно-океаническим хребтам.

#### ДЕСТРУКТИВНЫЕ ФОРМЫ СВЕКОКАРЕЛЬСКОГО АЛЛОХТОНА

Итак, процесс создания гранитно-метаморфического слоя земной коры, начавшийся в раннем архее, продолжался на протяжении более миллиарда лет. На рубеже 2 млрд. лет наметились существенно новые черты в развитии Карельской части сегмента. К этому времени возник "ягулийский материк" (Вярюнен, 1959) с тектоническим рельефом. Его высокое стояние сопровождалось разрушением выведенных на поверхность гранитоидных пород и накоплением осадочных толщ во впадинах различного морфологического типа орогенного стиля развития (Кратц, 1963).

Разрезы среднего протерозоя естественно расчленяются на ряд осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов, чередующихся с покровами эффузивов базальтового, андезито-базальтового состава. После проведения среднemasш-

Близ восточного побережья Ботнического залива, в целом параллельно Южно-Финляндскому поясу, протягивается сравнительно неширокая (от 15 до 60 км) полоса, сложенная биотит-плагиоклазовыми седиментогенными гнейсами Похьянмао. На продолжении ее северного и южного окончаний, скрытых водами Ботнического залива, простираются сланцевые комплексы юго-восточного Норланды (Швеция). На юго-востоке и юго-западе гнейсы Похьянмао граничат с гранодиоритами Центрально-Финляндского массива. Помимо биотит-плагиоклазовых, интенсивно мигматизированных гнейсов, здесь известны выходы лепгитоподобных пород, порфиров и порфиритов, залегающих, по-видимому, ниже слюдяных гнейсов. В северо-восточной части полосы на восточном побережье Ботнического залива выше гнейсов залегают средние и основные вулканиды, выше которых следуют филлиты, слюдистые сланцы, содержащие высокоглиноземистые минералы (Вяюрюнен, 1959).

Любопытно, что оси складок простираются в том же направлении, что и на западной окраине Ботнического залива, в соответствии с простираем Южно-Финляндского пояса. Такое своеобразное чешуйчатое строение, как увидим ниже, завершает структура Вестерботтена. Имеющиеся в нашем распоряжении данные свидетельствуют о том, что формирование метаморфического комплекса Похьянмао закончилось на рубеже 1,9-1,8 млн. лет. Граниты Вааса принадлежат поздне Svecofennicким образованиям этого уровня.

#### Вестерботтенская (Западно-Ботническая) пластина

Названная структура охватывает площадь регионов Лен-Вестерботтена и Лен-Норботтена северной Швеции. Ее дугообразно изогнутая на юг граница совпадает с условно намеченным тектоническим швом, отделяющим свекофениды Похьянмао, а северо-западная скрыта под покровом каледонид. Эта крайняя северо-западная пластина Свекокарельского сегмента естественно расчленяется на две чешуи по времени завершения формирования гранитно-метаморфического слоя. В вестерботтенской части, как и в поясе Похьянмао, преобладают биотит-плагиоклазовые полосчатые гнейсы и граниты Ревсунд, занимающие подавляющую площадь Вестерботтена. В порфировидных калиевых гранитах заключены ксенолиты метаморфических пород, в которых развиты крупные порфиробласты полевых шпатов, однотипных с таковыми в гранитах Ревсунд-граниты принадлежат типу поздне Svecofennicских образований. Возраст пегматитов Варугреск из этой группы гранитов соответствует уровню 1790 млн. лет (Гейер, 1967). Весьма важным представляется то обстоятельство, что и в вестерботтенской пластине сильно сжатые складчатые формы с крутыми наклонами шарниров ориентированы в субширотном - юго-восточном направлении, в соответствии с простираем Южно-Финляндского пояса свекофенид.

Норботтенскую пластину отличает широкое распространение вулканических серий. Они распространены в изогнутой на запад, прерывистой полосе до 100 км между Арвидсьяуром и Кируной. Серии вулканидов на юге полосы сложены эффузивами и туфами состава от базальтов до риолитов. При этом в кислых членах Na преобладает над K (Гейер, 1967). Осадочные образования играют подчиненную роль и представлены графитсодержащими филлитами, граувакками, конгломератами и известняками. В районе Кируны преобладают албитизированные порфириты андезитового состава, бескварцевые щелочные эффузивы с высоким содержанием Na, сиенит-порфиры, риолиты с вкрапленниками щелочных полевых шпатов; известно, что с кислыми эффузивами этого региона ассоциируют апатитсодержащие магнетитовые руды. Возраст кислых вулканидов Кируны, определенный Rb-Sr методом, соответствует уровням 1635-1605 млн. лет (Welin et al., 1971). Комплекс вулканидов Норботтена близок некоторым разрезам зрелых стадий развития фанерозойских поясов остродужного гита (Марков, 1975).

Гранитоиды, прорывающие серии вулканитов, принадлежат заключительным этапам формирования гранитно-метаморфического слоя, завершающимся континентальной стадией. Риолиты, кварцевые порфиры с широко развитыми игнимбригами прорывают граниты Сурселе возраста 1625 млн. лет. Возраст гранитов Лина — секущих порфировые комплексы — 1565 млн. лет (рудник Мالمбергет,) пертит-гранитов Масугнсбина — 1535 млн. лет, сиенитов в Сьяуне — 1565 млн. лет (Rb-Sr метод, Welin et al., 1971).

Оглядываясь назад, нетрудно заметить, что в пределах Свекокарельского сегмента вулканические пояса островодужного типа располагаются в определенной пространственной и временной последовательности — от наиболее древних островодужных комплексов андезито-базальтового — пикрито-базальтового ряда (Ветренный пояс), к непрерывным андезито-дацито-риолитовым (Оребро) и более молодым андезито-базальтово-риолитовым (Кируна) ассоциациям.

\* \* \*

Все изложенное выше о строении элементов структуры Свекокарельского сегмента позволяет заключить следующее.

Рассмотренный ряд тектонических форм представляет ряд чешуй огромного Свекокарельского аллохтона, состоящих из ансамбля круглых глубинно-надвиговых пластин, фронтальные части которых образуют тектонические швы, отделяющие пластины чешуи одну от другой.

В расположении чешуй наблюдается определенная последовательность с юго-востока на северо-запад от более древних пластин гранитно-метаморфического слоя к пластинам с более молодым возрастом его становления.

В истории развития Свекокарельского аллохтона выделяется несколько этапов интенсивных проявлений тектонических движений и сопряженных с ними эпох гранитообразования: позднеархейский (2,8–2,6 млрд. лет), нижнепротерозойский (2,5–2,3 млрд. лет), среднепротерозойский (1,9–1,8 млрд. лет), раннерифейский (1,7–1,6 млрд. лет).

Проявлениям латеральных движений каждого из этапов предшествовало скупивание геосинклинальных образований в асимметричные валоподобные поднятия, ограниченные тектоническими швами чешуйчатых моноклиналей, сложенных породами догранитоидного субстрата.

Наиболее ранние и разнообразные проявления гранитоидного магматизма запечатлелись в зонах многократного скупивания [пластины Карельского массива (Литвиненко, 1968), Южно-Финляндский пояс свекофеннид], позднее консолидируются глыбовые части пластин (Центрально-Финляндский массив).

Гранитно-метаморфический слой в рассматриваемом сегменте шита развивался последовательно, вслед за многократно возобновлявшимися латеральными движениями.

Формирование Свекокарельского аллохтона происходило на протяжении более миллиарда лет (2,8–1,7). Природа этого огромного основного сегмента Балтийского шита, по-видимому, связана с древнейшим раскрытием структуры, подобной срединно-океаническим хребтам.

#### ДЕСТРУКТИВНЫЕ ФОРМЫ СВЕКОКАРЕЛЬСКОГО АЛЛОХТОНА

Итак, процесс создания гранитно-метаморфического слоя земной коры, начавшийся в раннем архее, продолжался на протяжении более миллиарда лет. На рубеже 2 млрд. лет наметились существенно новые черты в развитии Карельской части сегмента. К этому времени возник "ягулийский материк" (Вякюрюнен, 1959) с тектоническим рельефом. Его высокое стояние сопровождалось разрушением выведенных на поверхность гранитоидных пород и накоплением осадочных толщ во впадинах различного морфологического типа орогенного стиля развития (Кратц, 1963).

Разрезы среднего протерозоя естественно расчленяются на ряд осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов, чередующихся с покровами эффузивов базальтового, андезито-базальтового состава. После проведения среднемащ-

габной геологической съемки большим коллективом геологов Северо-Западного территориального геологического управления, а также специальных тематических исследований (Харитонов, 1966; Кайряк, 1969; Соколов, 1970; Гулярова, 1972) среди них были выделены следующие свиты (снизу): сегозерская (янгозерская) — существенно кварцито-песчаниковая, гулоозерская — доломито-известняковая и заонежская — шунгито-сланцевая.

Названные свиты составляют вместе разрез нижнего отдела ятулия среднего протерозоя; верхний — суйсарский отдел, объединяет одноименную суйсарскую и бесовецкую свиты. Суйсарская свита помимо диабазов, их туфов и порфиригов в значительной мере состоит из оживиновых и плаггиопироксеновых порфиригов; бесовецкая сложена ритмичнослоистыми сланцами, алевролитами, граувакковыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками с прослоями кислых туфоалевролитов, туффитов. В основании ятулийских образований местами залегают так называемые сариолийские полимиктовые и аркозовые конгломераты (Кратц и др., 1971).

В разных частях рассматриваемого сегмента ятулий представлен существенно отличными, по-разному коррелируемыми разрезами. Прямые соотношения между ятулийскими и суйсарскими комплексами также не известны, что не исключает возможности уточнения в будущем сложившихся представлений (Перевозчикова, 1971).

Зеленокаменные вулканы ятулия образуют зоны линейной проницаемости магматических расплавов — "вулканические борозды", прослеживающиеся в современном эрозионном срезе на многие десятки километров. Среднепротерозойские структурные формы, известные под названием Елмоозерской, Сегозерской, Пальеозерской, Кумсинской, Янгозерской, Онежской, Кусамо и другими, тесно связаны с поясами ятулийских метабазитов. Вместе с тем эти локальные структуры неизменно тяготеют к поясам раннедокембрийских деформаций — Восточно-Карельской зоне рассланцевания, Центрально-Карельскому тектоническому шву, а также к чешуйчатым структурам более высокого порядка — Кумсинской, Совдозерско-Паданской, Чирко-Кемской и другим (Новикова, 1975).

Тектонику ятулийских образований определяют прежде всего дисъюнктивные нарушения типа взросов, ориентированных в целом согласно с элементами структуры предшествующего доятулийского этапа развития. Дисъюнктивная тектоника сопровождалась вулканической деятельностью, особенно ярко проявившейся над местами сочленений древних чешуйчатых моноклиналей разного простирания. Вулканические борозды (зоны проницаемости), как правило, параллельны поверхностям древних тектонических несогласий, а в удаленных от них участках наблюдаются заметные угловые несогласия между ятулийскими и более древними структурами, раскрывающие наложенный тип соотношений с чешуйчатыми моноклиналями и гранито-гнейсовыми формами.

Бассейн седиментации в начале ятулия, по-видимому, захватил обширную площадь Карельского сегмента. Однако терригенные голши сохранились лишь над зонами, связанными с глубинными линеаментами. Такое распределение осадочного материала свидетельствует о том, что в начале ятулия возобновились движения вдоль древних поверхностей взросо-надвигов, предопределивших места заложения линейных ятулийских структур. К этим же линеаментам оказались приурочены и трещинные излияния базальтоидов, завершившиеся внедрением даек и штоков габбро-диабазов.

Таким образом, ятулийское структурообразование состоит в себе черты раннедокембрийских чешуйчатых моноклиналей с элементами новообразованных форм, связанных с магматической деятельностью. С одной стороны, намечается закономерная преемственность развития структур, свойственных предшествующей начальной стадии становления гранито-метаморфического слоя, а с другой — заложение новых деструктивных форм, являющихся показателями его зрелости. Горизонтальные движения, столь характерные для архей-нижнепротерозойского этапа развития Свежикарельского сегмента, продолжают влиять на морфологию и ятулийского структурообразования. В связи с этим возникает вопрос о природе сариолийских конгломератов, локально распространенных на

же ятулийских образований. Эти гранитные крупновалунные (с аркозовым и слюдисто-полевошпатовым цементом) и полимиктовые (с обильной галькой зеленых пород) конгломерато-аркозовые толщи свидетельствуют "о быстром разрушении возникавших горных сооружений и накоплении обломочного материала в межгорных впадинах" (Кратц, 1963, стр.202). Не принадлежат ли они тектоническим образованиям типа олистостром, сопровождавших доятулийские покровно-надвиговые структуры?

Как видим, в рассмотренных выше тектонических формах признаки тангенциальных движений проявились не очень ярко, особенно в сравнении со структурами, возникшими внутри Кужмо-Исалминской пластины (Кайнуу) и в зонах сочленения Гимольско-Калевальской и Кужмо-Исалминской пластин со Свекофенской (Коли-Калтимо, Оутокумпу, Кеми-Рованиemi и др.).

Своеобразная зона деформаций, известная под названием "карелид Восточной Финляндии" (Вяюрюнен, 1959), простирается на протяжении более 600 км между северным побережьем Ботнического залива (на северо-западе) и Ладожским озером (на юго-востоке). Примечательно, что границы полосы деформаций совпадают с двумя параллельными линиями разломов, отчетливо видимых на космических снимках (Петров, 1977). В пределах этой полосы распространены обособленные чешуйчатые формы с характерными "рваными" границами.

В рассматриваемой полосе выделяется два типа разрезов ятулия. Ее восток-северо-восточное ограничение совпадает с контуром распространения континентальных кварцитов (восточный тип разреза), а запад-юго-западное тяготеет к границе морских отложений ятулия и свекофенских образований. Эта граница выражена нечетко.

В сложении восточнофинляндских структур участвуют разновозрастные и разнофациальные комплексы. Выделяется несколько обособленных форм, отделенных одна от другой выходами древнейших гнейсов Гимольско-Калевальской и Кужмо-Исалминской пластин. Рассмотрим несколько примеров.

Близ оз. Пиэлисярви в полосе Коли-Калтимо на пакеты слоев аркозовых и серицитовых кварцитов и коли-кварцитов ятулия надвинуты филлиты и сланцы калевия. Чешуйчатая структура осложнена крутоориентированными сколовыми поверхностями, вдоль которых наблюдается характерное расщепление и срезание пластов под углом  $45^{\circ}$  к поверхности слоистости. Юго-юго-западной части структуры свойственны образования олистостромового типа. Огромные глыбы сильно перекристаллизованного кварцита залегают рядом с обломками филлитового слюдистого сланца и с зернами кварц-полевошпатовых пород, заключенных в граувакковой, кварцитовый или филлитовой основной массе. Местами метаграувакки и конгломераты чередуются с пластами blastopсамитов и перекрываются докарельскими гнейсами. Большая часть олистостромового комплекса состоит из обломков кварцитов и филлитовых слюдистых сланцев. Филлиты иногда перекрывают кварциты, а иногда "внедрены" в докарельское основание. Все породы несут следы большого или меньшего тектонического воздействия (Gaal, 1964).

Пакеты калевийских пород меридионального простирания Хютияйнен, Пюккелья, Оливеси, отделенные друг от друга поверхностями тектонических несогласий, срезаются надвигом Оутокумпу северо-восточного простирания. С этой чешуйчатой структурой связаны многочисленные тела и линзы серпентинитов мощностью до 500 м, прослеживающиеся на протяжении около 30 км (Вяюрюнен, 1959). Зону интенсивного катаклаза, брекчирования и истирания пород сопровождает внедрение серпентинитов, разделяющих толщу филлитов и слюдистых сланцев, развитых к северо-западу и юго-востоку и принадлежащих верхней части разреза карельского комплекса (калевий). По составу это кварцево-полевошпатово-биогитовые сланцы с редкими порфиробластами альмандина. В зоне нарушения сплошности слоев слюдистые сланцы сменяются черными углеродсодержащими сланцами и кварцитами, залегающими в виде линз изменчивой мощности (от нескольких метров до 100-200 м). Линзы серпентинитов в краевых частях превращены в тальковые хлоритовые сланцы и тальково-карбонатные породы. Характерны диоксид-гемолитовые скарны в зонах контактов

серпентинитов и кварцитов и серпентинитов и доломитов, а также медно-никелевые рудные тела. Породы зоны дизъюнктивных нарушений, а также прилежащие к ним толщи слюдистых сланцев и филлигов наклонены на юго-восток под углом 20–60°. На глубине около 200 м зона тектонитов выполаживается почти до горизонтального положения.

К чешуйчатой структуре Оутокумпу с северо-запада примыкают крутоизогнутые на восток субпараллельные пластины Петроваары, Юккаваары. В соответствии с изгибами тектонических швов породы, их составляющие, простираются к северо-западу и юго-востоку. В этой части Восточно-Финляндской зоны гнейсовые клинья, зажатые в сланцах, чередуются с кварцитами ятулия, кварцитами и сланцами калевия.

Пояс гипербазитов Корттейнен–Нииниваара отделяет гнейсо-граниты Петроваары и метаморфические комплексы континентального карелия от тектонических форм, сложенных породами карельского комплекса существенно иного (западного) типа. На всем протяжении вдоль контакта с гранито-гнейсами прослеживается узкая полоса интенсивного перетирания пород, грубозернистых гнейсов, очковых гнейсов, а также линзы и клинья кварцитов, доломитизированных известняков и углистых филлигов, зажатых среди слюдяных гнейсов и мигматитов. Поперечное сечение тектонического шва на развороте простиранения пластов достигает 5 км. К этой части структуры приурочены наиболее интенсивные деформации, сопровождаемые появлением очковых гнейсов. Тектонический шов Корттейнен–Нииниваара прослеживается на протяжении около 50 км в северо-западном направлении. В районе хр.Кинахми–Раласмяки его срезает полоса субмеридиональных деформаций, простирающихся вдоль края Кужмо-Исалминской пластины (Вяюрюнен, 1959).

На западном склоне хребта в узкой полосе обнажаются вертикальные складки, состоящие из серицитовых кварцитов Кинахми, переслаивающихся с известняками и углистыми сланцами. Х.Вяюрюнен полагает, что эти толщи можно рассматривать как корневые участки отмеченных чешуйчатых форм, которые он сравнивает с альпийскими покровными структурами.

Структура Кайнуу прослеживается на протяжении почти 200 км в меридиональном направлении, в целом параллельно тектоническому шву Кужмо–Сомусалми. К западу и востоку развиты архейские диориты и гранито-гнейсы. Рисунок границ структуры напоминает рифтовые системы грабен. Наибольшее поперечное сечение зоны Кайнуу 40 км – в районе оз.Оулу, в средней ее части. Южнее она постепенно сужается и на широте Исалми полностью выклинивается. К северу от оз.Оулу зона Кайнуу разветвляется на несколько рукавов, ориентированных в субмеридиональном направлении. Наиболее длинная ветвь в районе Поуланка снова ветвится еще на два рукава. Сложный рисунок границ сочетается со сложной тектоникой зоны Кайнуу, особенно в наиболее широкой ее части. В районе заливов Миеслаhti и Иормулахти оз.Оулу широко распространены базит-гипербазиты. Полоса этих пород шириной до 8 км прослеживается на протяжении 20 км в соответствии с общим простиранением образований карельского комплекса рассматриваемой зоны. Серпентиниты образуют локальные массивы различной формы и размеров (Суомен, Минерали, Иорма, Савиранты). Участки массивных серпентинитов перемежаются с зонами, сложенными тальк- и карбонатсодержащими серпентинитами, тремолитовыми и хлоритовыми сланцами. Характерна тесная связь серпентинитов с габброидами, иногда с пегматоидными их выделениями. Местами куски габбро заключены в серпентинитах, а местами габброиды образуют заливообразные контакты, вдающиеся в тела серпентинитов.

Интенсивные деформации сжатия раскрываются во многих обнажениях. В районе Хиегалаhti–Савиниеми полоса слюдистых сланцев, ограничивающая с юго-востока серпентиниты Лехмияки, резко прервана блоком сильно сжатых пород, ориентированных почти под прямым углом к простиранению слюдистых сланцев. На коротком расстоянии наблюдается пестрая смена комплексов разного состава и происхождения. Породы, как правило, интенсивно катаклазированы и рассланцованы, а местами вдоль контактов превращены в мучнистый

агрегат. Гальки в конгломератах также рассланцованы, сплюснены и ориентированы параллельно зонам нарушений. В районе Савиранта в контакте с серпентинитами залегают гнейсы, слюдяные сланцы, сменяющиеся далее от контакта пепловыми туфами и амигдалоидными лавами со следами течения. Породы залегают очень круто, почти вертикально.

Совершенно несомненно алиоктожное залегание пород. Оно выявляется в современном эрозионном срезе по сочетанию фрагментов структурных элементов, которые сложены пестрыми комплексами, принадлежащими разным стратиграфическим интервалам прогерозойского и архейского возраста. Стиль строения и состав пород позволяют предполагать, что рассмотренный тип тектоников близок структурным образованиям типа меланжа альпийской складчатой области (Книппер, 1971).

В современном эрозионном срезе структура Кайнуу представляет собой резко асимметричную зону. Ее обособленные пластины и клинья разделены многочисленными тектоническими поверхностями, сопровождаемыми линзами серпентинитов, зонами ставролит-гранат- и серицитсодержащих сланцев, поясами скарнов. Чешуйчатое строение выявляется в разных сечениях. В южной ветви структуры на пластину тонкозернистых сливных кварцитов ятулия надвинуты темно-серые филлиты, чередующиеся с углеродсодержащими и тремолито-гранатовыми сланцами калевия. В свою очередь на сланцах калевия выше зоны тектонитов снова залегают кварциты ятулия с прослоями углистых филлитов и известняков. В северной части структуры Кайнуу мигматизированные гнейсы и гнейсо-граниты надвинуты на филлиты, слюдяные сланцы и слюдяные гнейсы калевия. Последние в направлении на восток сменяются мощной толщей кварцитов Яуракка, образующих дугообразную зону, согласную поясу серпентинитов, разделяющих древние гнейсы и филлиты калевия. Наиболее сложные соотношения между различными фрагментами структуры Кайнуу наблюдаются в районе оз.Оулу, где в надвигообразование вовлечены значительные участки архейских гранито-гнейсов.

Тектонические связи между среднепротерозойскими образованиями и базит-гипербазитами выявляются и в других локальных структурах восточной Финляндии. Ассоциация с базит-гипербазитами ярко выражена в зоне сочленения между архейскими мигматит-гранитами Пудасярви и сланцевым комплексом Перепохья (Кеми-Рованиеми). В этой структуре базит-гипербазиты прослеживаются на протяжении около 15 км в виде стратиформной линзы мощностью около 2 км. В наиболее широкой части линза состоит из амфиболитованных габбро, перидотитов, пироксенитов, наклоненных под углом  $70^\circ$  в сторону основания комплекса Перепохья. В контакте с габброидами залегает мощная толща кварцитов Кивало, отделенных от габброидов узкой зоной рассланцованных диабазов. В зоне сочленения с древними гранитоидами Пудасярви развиты интенсивно милонитизированные и раздробленные гальково-карбонатные породы, тальково-хлоритовые сланцы мощностью до 50 м. Катаклазу подверглись не только гальково-карбонатные породы, но также и базит-гипербазиты.

Приведенные данные о морфологии ятулийских и калевийских тектонических форм восточной Финляндии не оставляют сомнений в том, что в конце среднего прогерозоя, точнее в рифее, здесь произошло интенсивное горизонтальное сжатие, сопровождавшееся появлением на поверхности базит-гипербазитов. Посткарельские движения были достаточно эффективными, так как в тех местах, где ятулийские отложения перекрывают гранито-гнейсы, их сланцеватость резко сечет ранее возникшие плоскопараллельные текстуры, а также линейные реликтовые чешуйчатых моноклиналей. Вместе с тем совершенно ясно, что рифейское структурообразование покровно-надвигового типа не распространялось далеко на восток, как об этом свидетельствуют развитые центрально-карельские наложенные впадины. Следовательно, сжатие пород охватывало сравнительно узкую полосу зоны сочленения архейских и свекофенских пластин разной степени консолидации гранитно-метаморфического слоя. Зона сжатия в целом совпадает с линейными, видимыми на космических снимках. Природа локальных структур этой зоны, особенно таких форм, как Кайнуу,



очевидно, связана с раздвижением гранитно-метаморфического слоя в условиях, близких возникновению рифтогенных форм.

Особый интерес представляет определение времени развития рифтогенных структур в свете корреляции явлений раздвигообразования с другими сегментами Балтийского щита, а также со структурами основания авлакогенов Русской плиты. Как уже было отмечено раньше, в Норботтенской чешуе Свекокарельского аллоктона процесс формирования гранитно-метаморфического слоя завершился в раннем рифее континентальной стадией. Новые качества земная кора приобрела в связи с развитием на обширной площади вулканно-плутонической формации Смоланда в интервале 1740–1560 млн. лет (Rb-Sr метод, Лобач-Жученко и др., 1974) и гранитов рапакиви. Комплексами-показателями становления континентальной оболочки являются также иотнийские терригенные образования типа верхних моласс Далекарлии и Сатакунты. Таким образом, выясняется, что в то время, как в Норботтенской чешуе завершилось созидание континентальной оболочки, в ранее консолидированных чешуях аллоктона началась деструкция коры с образованием рифтогенных структур.

Процесс созидания континентальной коры в разных сегментах Балтийского щита охватывал разные мегазоны, но ни в одном не достигал полноты развития, подобной Свекокарельской.

Становление гранитно-метаморфического слоя в Свеконорвежском сегменте Балтийского щита происходило значительно позже. На раннерифейский этап здесь падает лишь начальная стадия созидания гранитно-метаморфического слоя. Основное формирование было в среднем рифее с максимальными проявлениями гранитоидного магматизма на уровнях, близких  $1300 \pm 50$  и  $950 \pm 50$  млн. лет. Переход к континентальной стадии намечают граниты Бокус, возраст пегматитов которых соответствует уровню 930 млн. лет (U-Th-Pb метод). Более подробно вопросы формирования континентальной коры Свеконорвежской провинции освещены в двух следующих разделах настоящей работы.

Неполнота континентального разреза свойственна и Кольско-Беломорскому сегменту. Процесс стягивания сегментов не был одновременным. Завершение консолидации структуры Балтийского щита падает на конец среднерифейского времени.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование структуры Свекокарельского аллоктона происходило в процессе становления гранитно-метаморфического слоя земной коры. Поверхность срыва представляла собой перемещающуюся в одном направлении от срединно-океанического палеорифта систему чешуй-пластин, ограниченных круглыми сколовыми поверхностями. В современной структуре Свекокарельского аллоктона ранее сформировавшиеся чешуи занимают положение наиболее удаленных от места раскрытия палеорифта, а более поздние образуют последовательный ряд от древних к молодым в сторону древнего рифта. Предложенная модель развития континентальной коры намечает новый подход к интерпретации структуры закрытых регионов Восточно-Европейской платформы.

## СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СВЕКОНОРВЕЖСКОЙ ПРОВИНЦИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

#### ВВЕДЕНИЕ

Принято считать, что современная структура юго-западной части Балтийского щита обязана своим происхождением свеконорвежской (дальсландской) регенерации тектонических форм, сформированных в готское время. Вместе с тем структура, предшествовавшая регенерации, различными исследователями трактуется существенно по-разному. До сих пор остаются дискуссионными проблема выделения готского тектоно-магматического этапа развития юго-запад-

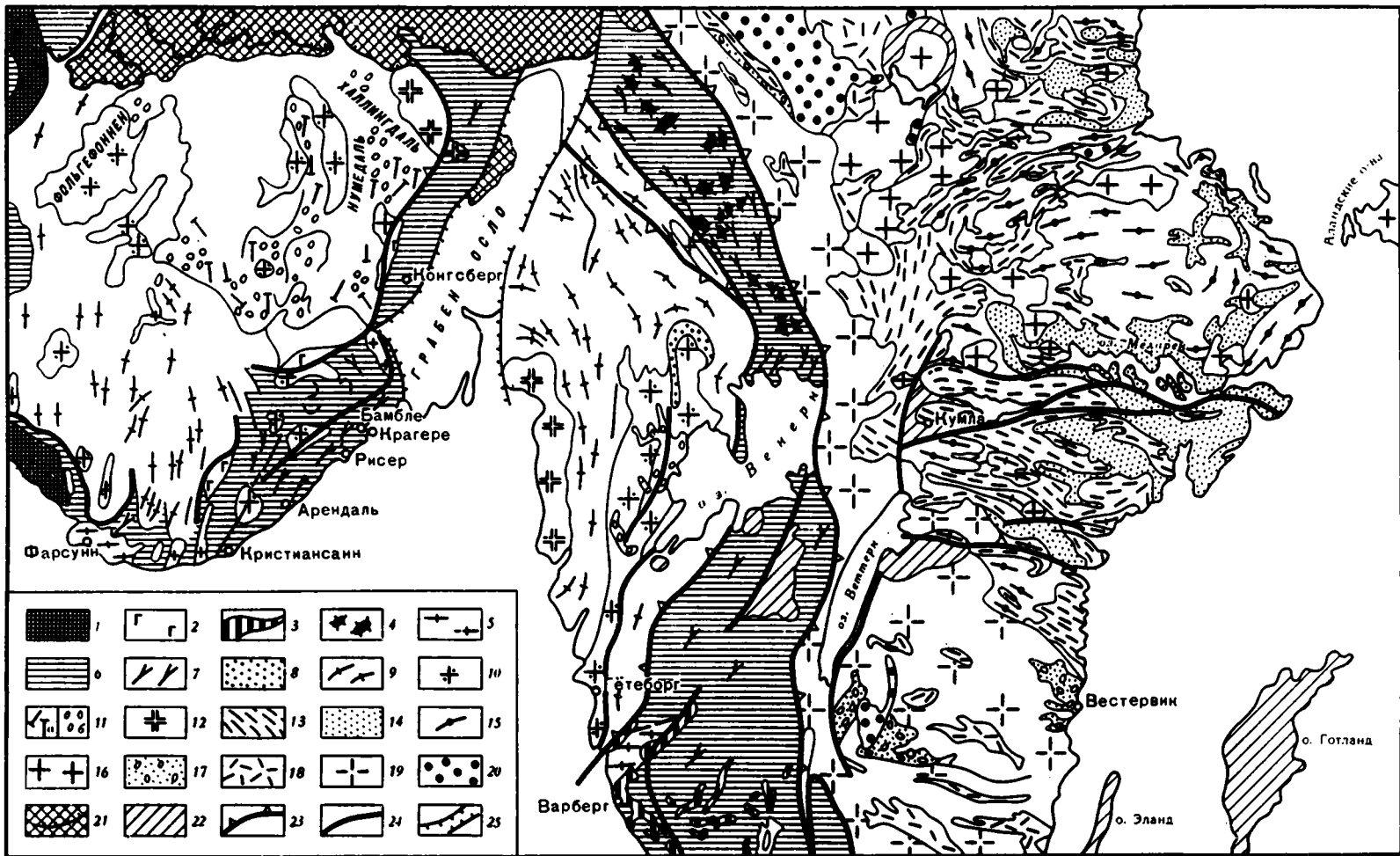
ной Швеции, формационное положение "преготских" гнейсов в разрезе земной коры, а также вопросы корреляции докембрия южной Норвегии и юго-западной Швеции. Новые данные, полученные в последние годы, заставляют снова вернуться к рассмотрению гипотезы дальсландской регенерации юго-западной части Балтийского щита.

Авторы раздела в октябре 1974 г. ознакомились в поле с разрезами докембрия центральной, юго-западной и частично юго-восточной Швеции и имели возможность получить информацию о новых данных по тектонике и магматизму названных регионов. Кроме того, А.С.Новикова участвовала в составлении макета Тектонической карты Северной Евразии (Пейве и др, 1976), что позволило провести сравнительный анализ материалов по геологии докембрия различных провинций Восточно-Европейской платформы и выявить ряд новых, ранее не отмечавшихся закономерностей формирования щитов этой платформы.

Докембрийские образования юго-западной Швеции представляют весьма интересный объект для понимания некоторых особенностей развития структуры Балтийского щита. Современные представления о строении этого сегмента земной коры в значительной мере сложились после завершения среднемасштабной геологической съемки, охватившей всю территорию Швеции (Karta over Sveriges berggrund, 1958). С тех пор многие исследователи вслед за Н.Магнуссоном считают, что в названном регионе развиты структурные формы, составляющие самостоятельный готский тектоно-магматический цикл, охвативший интервал времени 1650–1420 млн. лет тому назад. Предполагается, что осадочно-вулканогенные комплексы готия включают метаграувакки, гнейсы серии Стору-Ле-Марстранд, а также серию омель-кропшефольских гранитоидов, среди которых заключены вулканогенные и осадочные породы серии Омоль. Серию гранитоидов начинают габбро и диориты, за ними следуют плагииграниты Омоль, затем очковые граниты и, наконец, кропшефольские граниты, богатые кварцем и микроклином. Вулканогенно-осадочные образования серии Омоль представлены в значительной мере лавами кварцевых порфиров, дацитов и андезитов, сопровождающихся пепловыми, кристаллокластическими туфами, агломератами и вулканическими брекчиями. Вулканы иногда перемежаются с кварцитами и подпимиктовыми конгломератами с гальками вулканических пород, реже – кварцитов и гранитов. Кварциты кварц-полевошпатовые, с отчетливой параллельной и косою слоистостью, знаками ряби. Эти вулканогенно-осадочные образования в синклинали Гильберга залегают на так называемых преготских гнейсах, отделенных поверхностью, распознаваемой по характерным выделениям каолинита, преобразованного в мусковит.

Магматические породы омель-кропшефольской серии Н.Магнуссон сопоставлял с близкими по составу гранит-порфирами Смоланда и Вермланда, представлявшими важный элемент готской магматической деятельности юго-восточной Швеции (Magnusson et al., 1960). Однако радиометрические исследования Е.Велина показали, что смоландские и вермландские граниты не принадлежат готию, а представляют собой заключительный этап свекофенского цикла. Их возраст оказался равным 1740–1745 млн. лет (Welin, 1966; Welin et al., 1966). Радиометрические исследования возраста пород готия юго-западной Швеции выявили заметную роль событий, происходивших в этом регионе в интервале 1300–920 млн. лет, близком времени гранитизации пород южной Норвегии (1200–910 млн. лет).

Таким образом, обозначилась единая Свеконорвежская провинция докембрия, раскрывающая оригинальные особенности развития Балтийского щита в среднем рифее (рис. 3). Отмеченный интервал времени совпадает с эпохой заложения и развития некоторых авлакогенов в основании Русской плиты. В связи с этим представляется весьма интересным определить тип рифейского структурообразования в Свеконорвежской провинции. Однако, прежде чем обратиться к анализу этого весьма важного этапа развития региона, целесообразно выяснить особенности тектоники и магматизма, предшествовавшие средне-рифейскому времени.



## "Преготские" гнейсы юго-западной Швеции. Варбергская серия

Об этом полиметаморфическом комплексе до недавнего времени было известно лишь то, что его составляют "серые" и "красные", иногда с очками полевых шпатов, гнейсы, амфиболиты и гипериты. Серые гнейсы — кварц-олигоклаз-андезин-амфиболовые с биотитом, иногда местами с мусковитом. В телах амфиболитов заметных мощностей различаются "ядра" норитов и габбро, сменяющихся в направлении к контактам с амфиболитами уралитизированными норитами и габбро, роговообманковыми габбро, амфиболитами и гранатосодержащими амфиболитами. Южнее оз. Венерн, где гнейсификация проявлена относительно слабее, преобладают первично седиментогенные гнейсы. Их пластовые тела или "широподобные" обособления перемежаются с гранитами, богатыми включениями основных пород, очковых гранитов и телами амфиболитов с останцами габбро. Серые гнейсы прослеживаются также к северо-западу от оз. Венерн дугообразно изогнутой полосой северо-западного простирания. Граница их распространения на востоке совпадает с наклоненной на запад поверхностью надвига (см. рис. 3).

Восточнее зоны надвига и к югу от Гётеборга преобладают кварц-полевошпатовые (микроклиновые) красные гнейсы. Их составы варьируют от бедных цветными минералами до содержащих заметное количество биотита, мусковита и акцессорного магнетита. Кроме того, выделяются гнейсы промежуточного состава, содержащие плагиоклазы и микроклин примерно в равных количествах.

Рис. 3. Схема тектоники Свеконорвежской провинции Балтийского шита. Составлена на основе легенды Тектонической карты Северной Евразии (Пейве и др., 1976) в интерпретации авторов

1-12 — сегменты становления континентального слоя Свеконорвежской провинции к началу фанерозоя (0,65 млрд. лет). 1-4 — элементы разреза протобазальтового слоя (1 — анортозиты, ультрабазиты; 2 — габбро, амфиболиты, эклогиты, метабазиты; 3 — основные кристаллические сланцы, эклогиты, силлиманитовые гнейсы; 4 — гипериты); 5 — комплекс-показатель становления протобазальтового слоя (чарнокиты, арендалиты, эндербиты); 6 — комплексы океанической и переходной стадии, нерасчлененные; 7 — комплекс-показатель становления гранитно-метаморфического слоя [диорит-плагиогранит-мигматитовый (2,1-1,4 млрд. лет)]; 8 — комплексы переходной стадии (преимущественно терригенные); 9, 10 — комплексы-показатели становления гранитно-метаморфического слоя (1,7-1,1 млрд. лет) [9 — диорито-гнейсовый, гранито-гнейсовый; 10 — гранодиорит-гранитный, аллохтонный (готско-дальсландский, нерасчлененный)]; 11, 12 — комплексы-показатели становления континентальной коры [11 — вулканоплутоническая ассоциация (а — преимущественно порфиры, б — кварциты); 12 — гранитоиды нормального ряда, щелочные гранитоиды]

13-20 — сегменты становления континентального слоя Свеконорвежской провинции к началу рифея (1,7-50 млрд. лет). 13, 14 — комплексы переходной стадии (13 — вулканогенные известково-щелочные, субщелочные, типа островодужных; 14 — преимущественно терригенные типа отложений краевых и внутренних морей); 15-17 — комплексы-показатели становления гранитно-метаморфического слоя [15 — плагиогранито-гнейсовый, диорито-гнейсо-мигматитовый (2,3 — 2,1 млрд. лет); 16 — гранодиорит-гранитный, аллохтонный (2,1-1,7 млрд. лет); 17 — нижняя моласса и ее аналоги]; 18-20 — комплексы-показатели континентальной коры (18 — вулканоплутонический; 19 — гранитоиды нормального ряда, щелочные гранитоиды; 20 — верхняя моласса)

21-25 — прочие знаки: 21 — каледонские складчатые образования; 22 — платформенный чехол; 23 — границы тектонических покровов, надвигов; 24 — сбросы и разломы неустановленного типа; 25 — границы грабена Осло

В некоторых разностях помимо основного плагиоклаза наблюдаются биотит и роговая обманка как существенные компоненты породы. Иногда среди гнейсов промежуточного состава находятся "ядра" гранитов. Все перечисленные разности гнейсов, так же как габбро и диориты, более или менее измененные до амфиболитов, представляют собой серии пород, тесно связанных с интрузивными образованиями (Magnusson et al., 1960). Наряду с перечисленными гнейсами в ряде мест распознаются метаморфиты первично лавового или туфового происхождения. Они заметно слоистые, чередующиеся с пластами кварцитов и слоями, богатыми кальцитом и скарновыми минералами — гранатом, пироксеном, эпидотом, роговой обманкой.

Значительную особенность региона юго-западной Швеции составляют многочисленные тела гиперитов. Их выходы — изометричной и линейной, иногда червеобразной формы размерами от первых километров до 10—20 км вдоль наиболее удлинённых сторон линейных тел. Тела гиперитов сложены коричнево-фиолетовыми породами, в которых невооружённым глазом видны плагиоклазы (около 55% анортита), промежутки между которыми заполнены оливином, авгитом, гиперстен-авгитом и гиперстеном. Кроме того, отмечается большое количество титаномагнетита и апатита. В краевых частях тел порода приобретает состав диоритов; при этом пироксены и оливин замещаются роговой обманкой, а края плагиоклазов обогащаются альбитом. В этой же зоне начинают проявляться гранат и биотит. Еще далее по направлению к контакту с окружающими гнейсами "гиперитовые диориты" переходят в расплавленные "гиперитовые амфиболиты" — с серовато-белым плагиоклазом и темно-зеленой роговой обманкой, с большими зёрнами граната и заметно обогащенные биотитом и кварцем.

Н. Магнуссон отмечает, что в ряде мест, особенно в районе горы Молкома и на побережье оз. Венерн, большинство выходов гиперитов представляют в современном эрозионном срезе останцы некогда единого пластового тела. Его внедрение произошло до времени проявления региональной гранитизации ("гнейсификации"), в процессе которой краевые зоны тел гиперитов преобразовались в гиперитовые диориты и гиперитовые амфиболиты. Геологическая карта раскрывает пеструю картину обширного распространения мелких тел гиперитов в полосе красных гнейсов, простирающихся к северо-западу от оз. Венерн параллельно поясу серых гнейсов, отделенных от красных зоной милонитов вдоль надвиговой границы.

К югу от оз. Венерн похожую пластовую и линзовидную форму залегания обнаруживают многочисленные тела своеобразных амфиболитов, названных гранат-пироксенолитами. Их спорадические выходы связаны с полосой гнейсов, обнажающихся вдоль побережья между городами Варберг и Хальмстадт и прослеживающихся далеко на восток до границы с гранитами Смоланда. Гранат-пироксенолиты, представляющие собой породы гранулитовой фации метаморфизма, состоят в значительной мере из граната, железистого пироксена, роговой обманки и основного плагиоклаза. С этой же зоной связаны явления чарнокитизации и ультраметаморфизма.

Приведенный далеко неполный перечень пород комплекса преготских образований свидетельствует о сложной истории его формирования. Н. Магнуссон связывал эту серию пород с наиболее древним, досвекофенским этапом развития докембрия. Аналогичную точку зрения высказывал и П. Гейер (1967). Вместе с тем пока не известны реликтовые датировки архейского или свекофенского возрастов "преготских" гнейсов. Уничтожены ли они в процессе интенсивных тектонических преобразований рифейского времени или, может быть, эти древние страницы геологической летописи заполнены оригинальными, еще не раскрытыми особенностями развития земной коры Балтийского щита — покажут дальнейшие исследования.

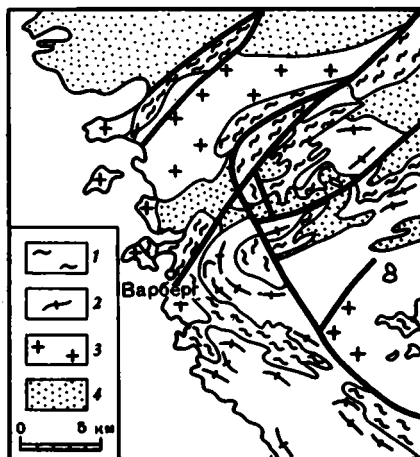
Вместе с тем не остается сомнений в том, что среди перечисленных комплексов пород были заметно распространены вулканогенно-осадочные и магматические образования, соответствующие коре океанического типа. Тела гиперитов, представляющие собой метаморфизованные габброиды, параамфиболиты,

ортоамфиболиты с реликтами норитов и габбро, многочисленные останцы метабазитов среди гранитоидных формаций наглядно свидетельствуют о меланократовых гнипах пород, послуживших субстратом при последующих процессах гранитизации и ультраметаморфизма.

До недавнего времени разрезы докембрия юго-западной Швеции оставались наименее изученными. В последние годы этот регион привлекает особое внимание, о чем свидетельствуют многочисленные публикации (Gorbatshev, 1975; Welin, Gorbatshev, 1976a-c; Welin, 1966; Hubbard, 1975 и др.). Предпринята попытка расчленить "преготские" гнейсы на ряд серий и комплексов, отличающихся соотносом, степенью метаморфизма и магматическими ассоциациями.

Рис. 4. Схема тектоники провинции Варберг. Составлена по материалам Хуббарда (Hubbard, 1975)

1-3 - серия Варберг:  
1 - гранулиты, 2 - гранито-гнейсы, 3 - чарнокиты;  
4 - кварц-полевошатовые гнейсовые серии Буа



Выяснилось, что гранулитовые породы, ранее известные на небольшой площади в окрестностях г. Варберга, спорадически распространены на значительном протяжении севернее оз. Венерн, вдоль восточной окраины сегмента "преготских" гнейсов, а также южнее широты г. Варберга на всей площади "преготия". Ф. Хуббард объединил гранулиты и гнейсы гранодиоритов названных регионов в варбергскую серию (рис. 4).

Кварц-полевошатовые и пироксеновые гранулиты, согласно его исследованиям, образуют узкие пояса, состоящие из тонколистчатых и тонкопластовых разностей мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Важным членом гранулитового комплекса являются "гранат-пироболитовые" тела. Они залегают в виде пластовых тел мощностью от нескольких метров до 50 м и более. Наиболее значительные их проявления наблюдаются вдоль поверхностей несогласия с породами гнейсового комплекса. Весьма характерен бучинаж горизонтов пироболитов, а также явления периферической мигматизации.

Комплексу гнейсов варбергской серии свойственны площадное распространение и слабо выраженная сланцеватость, выявляющаяся по скоплениям ферромагнитных минералов. Местами породы чарнокитизированы, но в целом весьма гомогенны и чаще всего близки составу гранодиоритов. Границы комплексов гнейсов и гранулитов очень четкие, нередко маркируемые зонами гранулитов до 2 км шириной, простирающимися конформно с линейными элементами гнейсов.

Вопрос о стратиграфических соотношениях между названными комплексами варбергской серии, по-видимому, не может быть решен однозначно на современном уровне изученности. Вместе с тем некоторые данные заслуживают особого внимания при поисках тех или иных решений. Прежде всего, любопытная особенность строения Варбергской провинции состоит в том, что наблюдаемое здесь чередование пород, принадлежащих различным комплексам варбергской серии, представлено образованиями различных фаций метаморфизма. Это обстоятельство дает основание предполагать возможность тектонических соотношений между отмеченными выше комплексами, о чем свидетельствуют и многочисленные дизъюнктивные нарушения, тяготеющие к поясам гранулитов.

Состав пород гранулитового комплекса указывает на то, что явлениям метаморфизма и чарнокитизации предшествовало образование формационных серий океанического типа, подобных основным породам кольской серии, подвергшимся гранулитовому метаморфизму и чарнокитизации (Бондаренко, Дагелайский, 1968). В свете такого сравнения напрашивается вывод о том, что породы комплекса гранулитов первоначально находились на более низком формационном уровне по сравнению с образованиями, послужившими субстратом для гнейсов гранодиоритового состава.

Все сказанное выше позволяет заключить, что в современной структуре варбергской провинции гранулиты принадлежат зонам тектонитов, разделяющим ряд полого залегающих чешуй, сложенных гнейсами гранодиоритов. Ф.Хуббард отмечает, что возникновению структуры гранулитового комплекса варбергской серии предшествовали многократные деформации, сопровождавшиеся будинажем пород, многочисленными формами пластического течения, образованием пережатых изоклинальных складок, полого опрокинутых на юго-запад и северо-восток вдоль крупной флексуры с осью, круто погружающейся на северо-северо-запад. В зоне контакта пород варбергской серии с вышележащими образованиями развиты моноклиальные складки с субгоризонтальными восток-северо-восточными и северо-восточными осями.

По-видимому, отмеченные структурные преобразования завершились интенсивными тектоническими движениями, определившими рисунок современной аллохтонной структуры. Ее становление сопровождалось чарнокитизацией пород, охватившей не только гранулиты, но также и отдельные участки гнейсового комплекса. Среди гнейсов гранодиоритов она проявилась пятнисто, без резких чарнокитизированных обособлений, с "диффузным" гипом контакта. Характерны гранобластические структуры с заметной тенденцией к обособлению порфири-бластовых выделений полевых шпатов, несущих следы катаклаза, предшествовавшего более поздней перекристаллизации пород. Анализ карты (см. рис. 3) выявляет конформность в залегании поясов гранулитов с массивами чарнокитов. Чарнокитонды прослеживаются дугообразной изогнутой полосой вдоль контакта варбергской серии с более молодыми комплексами преготия, которые описаны ниже.

#### Комплексы гнейсов района Конгсберг-Бамбле южной Норвегии

Весьма важным кажется то обстоятельство, что образования, близкие составу варбергской серии, наблюдаются в прилегающих районах южной Норвегии, в провинциях Конгсберг и Бамбле. Геологические карты названных провинций раскрывают картину полосового распространения пород. В районе Бамбле наиболее широко развиты полосчатые комплексы гнейсов, в которых амфиболиты и биотитовые кварциты чередуются с диорито- и гранито-гнейсами. В ряде мест они перемежаются с пластами мраморов и слюдяных сланцев (Elders, 1960). Мощность слоев полосчатых гнейсов колеблется от нескольких сантиметров до многих метров. Пластовые тела амфиболитов нередко будинированы с образованием по периферии будин и между ними гранит-пегматитовых выделений. В районе Конгсберга наряду с андезитовыми амфиболитами, рогово-обманковыми гнейсами и дацитовыми гнейсами заметно распространены диориты и диорито-гнейсы.

В провинции Бамбле, как и в Варбергской провинции юго-западной Швеции, развиты "неизвестного возраста" породы чарнокитового типа. По химическому составу они близки ряду мангерит-анортоситов. Это так называемые арендалиты. Их выходы приурочены к узкой (до 5 км), но сравнительно протяженной (до 30 км) полосе побережья в районе г.Арендала. Полное подобие состава и условий залегания обнаруживают и многочисленные тела гиперитов (метагаббро), широко распространенные в рассматриваемой части южной Норвегии. Их особенно много в полосе, прослеживающейся к северо-западу от о.Венерн из Швеции. В районе Сулер они залегают в виде удлиненных тел

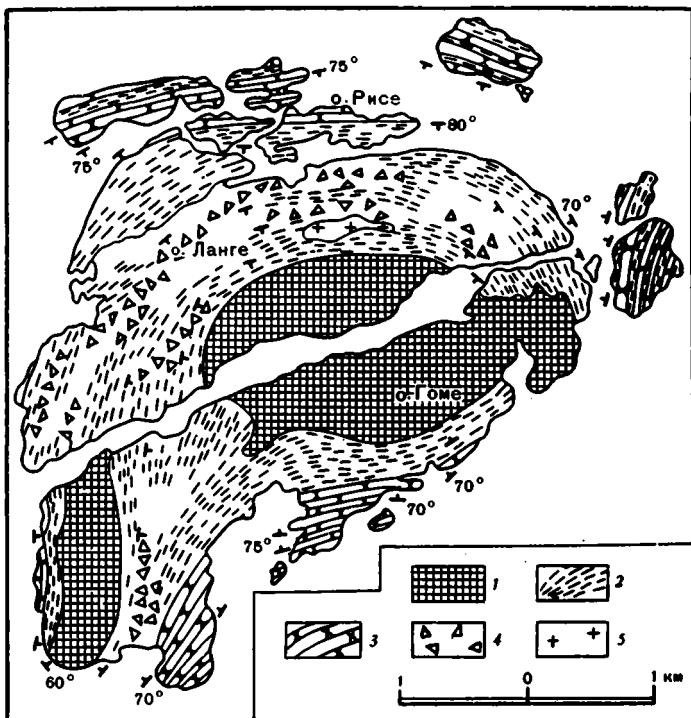


Рис. 5. Геологическая карта островов Гоме и Ланге (Хольтедаль, 1957)

1 - габбро (оливиновые гипериты); 2 - амфиболиты; 3 - кварцевые сланцы; 4 - зоны брекчий; 5 - гранитоиды

параллельно простиранию вмещающих гнейсов варбергского типа. С гиперитами Конгсберга и Бамбле связана никеленосная минерализация.

Рис. 5, заимствованный из работы У.Хольтедаля, раскрывает весьма характерные детали строения пород, вмещающих оливиновые гипериты. На островах Ланге и Гоме, близ г.Крагере, овальное тело гиперитов площадью  $2-2,5 \times 1,5 \text{ км}^2$  окружено со всех сторон зоной брекчий шириной  $0,5-1,5 \text{ км}$ , сменяющейся вкрест простирания комплексом чередования амфиболитов и кварцитов, а на западном побережье о-ва Гоме - кварцитами. Вмещающие породы со всех сторон наклонены под гипериты. Близкая форма залегания гиперитов, как уже было отмечено выше, весьма типична не только для областей развития смешанных гнейсов южной Норвегии; наиболее широко она распространена вдоль всего северо-восточного внешнего края древних гнейсов (см. рис. 3). Тектоническая природа подобных форм пока не объяснена. Вместе с тем, не остается сомнений в том, что тела гиперитов представляют собой гигантские будины, особенно широко распространенные в рассматриваемых регионах.

Наряду с основными породами (гиперитами и амфиболитами) в полосе Конгсберг-Бамбле спорадически развиты богатые магнием антофиллиты, кордиерит- и силлиманитсодержащие гнейсы, кристаллические известняки и, как уже было отмечено, кварциты седиментогенной природы.

Отмеченный далеко не полный перечень метаморфических комплексов наряду с магматическими образованиями распространен сравнительно узкой полосой ( $25-50 \text{ км}$ ) на значительном протяжении ( $300 \text{ км}$ ). Повсеместно породы интенсивно деформированы. Нередко наблюдается вертикальное положение гнейсовидности при относительно выдержанном северо-восточном ее простирании в районе Бамбле и субмеридиональном - в районе Конгсберга. Напряженная тектоника сочетается с многократными и интенсивными проявлениями гранитоидного магматизма, чарнокитизации. Современная структура пояса Конгсберг-Бамбле изобилует многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Их



особенно много среди амфиболитов и габбро, где с этими породами тесно связаны многочисленные тела турмалин- и титансодержащих полевошпатовых пегматитов с редкоземельной минерализацией.

Метаморфический пояс Конгсберг-Бамбле отделен от распространенных к северу и западу пород провинции Телемарк тектонической зоной Кристианен-Спириллен. В этой зоне шириной от 50 до 300 м породы интенсивно катаклазированы и милонитизированы. В северной части названного пояса брекчированные породы круто наклонены на восток, а в южной - на юго-восток. Зона Кристианен-Спириллен совпадает со структурной линией, отмечающей западную границу больших региональных градиентов силы тяжести, увеличивающихся по направлению к побережью (Барт, Рейтан, 1967).

Все изложенное выше позволяет заключить, что образования варбергской серии, как и метаморфические породы провинций Конгсберг-Бамбле, принадлежат единому структурно-формационному комплексу, залегающему в основании более молодых образований провинции Телемарк и серий Стору-Ле-Марстранд и Омоль-Кропшефельд на севере юго-западной Швеции. Норвежские геологи отмечают, что метаморфиты типа Конгсберг-Бамбле спорадически встречаются во многих местах провинции Телемарк, где они обнажаются в виде реликтовых слоев и шпиров среди более поздних гранитов и гнейсов.

Рассмотренные разрезы древних гнейсовых комплексов в ассоциации с различными типами пород оригинального химического состава, так же как и данные геофизических особенностей регионов, дают основание предполагать неглубокое залегание протобазаальтовой оболочки, на которой сохранились породы варбергской серии и ее аналоги, принадлежащие нижним частям гранитно-метаморфического слоя.

Особенности состава и последовательности залегания гнейсовых комплексов во многом близки составу разрезов кольской серии северо-востока Балтийского щита. По-видимому, это сходство не случайно. Н. Магнуссон, а также П. Гейер (1967), Л. И. Салоп (1971) и многие другие геологи относят гнейсы юго-западной Швеции к архею. Авторы статьи видят в этом сходстве прежде всего подобие в тектоническом положении и наборе формационных комплексов. Прямые данные о возрасте пород варбергской серии пока отсутствуют. Косвенные соображения свидетельствуют о том, что между разрезами, составляющими нижние части гранитно-метаморфического слоя, принадлежащими нерасчлененным океанической и переходной стадиям (см. рис. 3), и разрезами переходной стадии, характеризующей зрелый гранитно-метаморфический слой, не было значительного перерыва. В самом деле, если "преготские" гнейсы юго-западной Швеции принадлежат архею, то следует предполагать огромный дорифейский перерыв. Следы столь длительного перерыва, охватывающего интервал времени порядка миллиарда лет, в разрезах формационных комплексов не улавливаются. Логичнее предположить позднесвекофенский или даже раннерифейский возраст пород нижней части гранитно-метаморфического слоя. Вывод такого рода принципиально важен для интерпретации истории развития гранитно-метаморфического слоя разных сегментов Балтийского щита.

### Гнейсы серии Буа и омоль-кропшефельдские гранитоиды

Породы варбергской серии распространены преимущественно в южной части сегмента "преготских" гнейсов. На широте г. Варберга появляются гнейсы, описанные Ф. Хуббардом (Hubbard, 1975) к серии Буа. Ф. Хуббард отмечает, что породы серии Буа обнажаются на севере района (см. рис. 3) в виде сплошного тектонического покрова, а также в виде разбитых сбросами складчатых останцов покрова в переходной зоне к варбергской серии.

В составе серии Буа выделяются гнейсы тонко- и мелкозернистые, кварц-полевошпатовые, с горизонтами олигоклазовых гнейсов различной мощности. Амфиболиты и гранатые амфиболиты образуют конформные пластовые тела; иногда несколько горизонтов амфиболитов залегают в частом чередовании с гранито-гнейсами. Как и в более древней серии, амфиболиты нередко будини-

рованы. Седиментогенная природа гнейсов серии Буа не вызывает сомнений, несмотря на интенсивную перекристаллизацию и деформацию пород. Образования названной серии залегают с тектоническим несогласием и на различных метаморфических и магматических комплексах, включая и чарнокит-гранитную ассоциацию. К тектонической поверхности приурочены многочисленные деформированные метабазиты и метаграниты. Гнейсы серии Буа Ф.Хуббард сопоставляет с метаморфическими и магматическими комплексами серий Стору-Ле-Мар-странд и Омоль-кропшефельской. Корреляция такого рода могла быть вполне правомочной пока считали, что омоль-кропшефельские гранитоиды образуют единую магматическую серию, как это и принято в работах Н.Магнуссона и других исследователей. После исследований Р.Горбачева (Gorbatschew, 1975) обоснованность такого сопоставления требует дополнительного уточнения.

Р.Горбачев расчленил омоль-кропшефельские гранитоиды на три самостоятельные группы.

Самая ранняя — Омоль I — представлена гранодиоритами, образующими геохимический ряд богатых кальцием и относительно бедных калием пород: плагиогранит — гранодиорит — кварцевый диорит. Плагиограниты этого ряда заметно обогащены "ксенолитами" метабазитов. Нет сомнений в том, что эти гранитоиды чужды составу богатых щелочами сиенитовых гранитов Смоланда и Верм-ланда и, напротив, близки серым гнейсам "преготия". Помимо сходства формационного состава, выяснилось, что большая часть признаков метаморфизма и мигматизации в "преготских" породах близка таковым в гранодиоритах Омоль I и тесно связана с формированием более поздних гранитоидов группы Омоль II, согласно классификации Р.Горбачева. Таким образом, напрашивается вывод о том, что гранодиориты Омоль I принадлежат одной из серий "преготских" гнейсов. Авторы статьи не разделяют взгляда Ф.Хуббарда по поводу корреляции гранодиоритов Омоль I с серией Буа и скорее согласны с заключением Р.Горбачева, сравнившего их с гранитоидами, свойственными раннеорогенным стадиям. Не исключено, что при дальнейшем изучении гранодиориты Омоль I окажутся аналогами гнейсового комплекса варбергской серии.

Группу гранодиоритов Омоль II образуют протяженные, расчлененные линзовидные и пластовые тела гранодиорит-гранитов. Преобладают красные, богатые щелочами граниты, тяготеющие к тектоническим швам. Местами граниты интенсивно брекчированы и насыщены обломками метабазитов. С гранитоидами группы Омоль II связаны жилы пегматитов, дайки аплитов. Важная особенность этих гранитоидов состоит в том, что они были деформированы и мигматизированы одновременно с ранее возникшими гранитоидами Омоль I и "преготскими" гнейсами. Все три группы пород образуют конформные соотношения простираний гнейсовидности и сланцеватости.

Так же как и гранитоиды Омоль I, рассматриваемая группа интрузивов заметно отличается составом от гранитов Смоланда и Вермланда. Их тектоническое положение вдоль линейных зон нарушений особенно заметно выделяется при сравнении со смоландскими гранитоидами, которым свойственно площадное распространение. Таким образом не остается сомнений в том, что гранитоиды группы Омоль II либо предшествовали основному этапу деформаций, либо являлись синтетектоническими.

Наиболее молодой третьей группе интрузивов омоль-кропшефельской серии принадлежат граниты Хёстефьорден. Это слабо дифференцированные большие массивы, сложенные преимущественно красными микроклиновыми гранитами, посттектоническими по отношению к основному этапу мигматизации и деформаций. Вместе с тем намечается некоторая унаследованность направлений гнейсовидности, сланцеватости краевых частей массивов в соответствии с общим направлением контакта омоль-кропшефельской серии гранитоидов. Возраст хёстефьорденских гранитов, определенный Rb-Sr методом, равен 1230–1240 млн. лет.

Состав и текстурно-структурные свойства гранитоидов Омоль I и II, а также вулканогенно-осадочных комплексов серии Омоль свидетельствуют о заключительном этапе развития спилито-кератофирового ряда формаций, завершающих

океаническую стадию и знаменующих начало формирования гранитно-метаморфического слоя, переходного к континентальному развитию земной коры.

Из всего сказанного выше следует вывод, о том, что "готские", согласно Н. Магнуссону, гранитоиды Омоль I и II, так же как и комплексы гранито-гнейсов "преготия" того же автора, принадлежат единому тектоно-магматическому циклу. Этот вывод имеет принципиальное значение и раскрывает в новом свете историю развития единого формационного ряда, свойственного разным стадиям эволюции гранитно-метаморфического слоя.

Совершенно несомненно, что процесс плагиигранитоидного магматизма сопровождался надвигообразованием, отмеченным в современной структуре зонами милонитизации и катаклаза гранитоидов, подобных гранитам Омоль, гелами анортозитов и гипербазитов, приуроченных к тектоническим швам.

Наиболее поздние хёстефьорденские граниты омоль-кропшефольской серии не обнаруживают признаков деформаций и относятся к ряду посттектонических образований. В настоящее время не представляется возможным оценить величину интервала, отделяющего плагиигранитизацию и ультраметаморфизм от времени формирования хёстефьорденских гранитов. Эти граниты не сопоставимы по химизму со смоландскими и вермландскими посттектоническими образованиями и свидетельствуют вместе с перечисленными выше особенностями состава и строения "готия" и "преготия" об обособленном развитии докембрийского сегмента земной коры юго-западной Швеции. Специфика рассматриваемого региона определяется также локальным распространением дальсландского структурно-формационного комплекса, не известного на востоке, в свекофенском сегменте.

#### Дальсландия

Согласно описаниям Н. Магнуссона (Magnusson et al., 1960), породы дальсландия с глубоким размывом перекрывают граниты Хёстефьордена, относимые им к омоль-кропшефольской серии. В основании дальсландия залегают аркозы и конгломераты, сменяющиеся кверху кварцитами. Выше следуют черные сланцы, чередующиеся с битуминозными известняками и красноватыми песчаниками. Эти песчанико-сланцевые и известняковые толщи перемежаются с двумя, а иногда — с тремя покровами хлоритизированных метабазитов спилитового состава. Далее вверх по разрезу с угловым несогласием залегают белые кварциты (около 480 м) с прослоями красных сланцев и известняков, затем граувакковые песчаники, сменяющиеся светлыми слюдяными сланцами. В нескольких местах встречаются небольшие выходы брекчий из обломков нижележащих пород дальсландия, гранитоидов "основания", кварцевых порфиров серии Каппебо. Общая мощность дальсландских образований неизвестна. Некоторые исследователи предполагают, что она приблизительно равна 1000 м.

Породы дальсландия смяты в линейные сжатые складки, возникшие, по-видимому, в связи с надвиговым структурообразованием. В некоторых местах видны запрокинутые на восток складки и тектоническое перекрытие дальсландских кварцевых сланцев гранитами омоль-кропшефольской серии (рис. 6). Постдальсландские движения происходили в условиях интенсивного механического дробления и сопровождалась хлоритизацией и серитизацией перекрытых надвигами пород основания. Следы этих явлений сохранились на значительных площадях по периферии дальсландских образований.

В советской литературе существуют различные взгляды на тектоническое положение дальсландской серии. А.А. Богданов (1967), ознакомившийся в 1966 г. с разрезами дальсландия, отметил их сходство с геосинклинальными образованиями. И.П. Палей (1963) и Н.А. Штрейс (1964), напротив, считают, что "... на всей площади Балтийского щита геосинклинальное развитие прекратилось в конце карельского времени" (Штрейс, 1964, стр. 12), а наблюдаемые деформации представляют собой приразломные нарушения, возникающие на ранней стадии развития платформенного чехла. По-видимому, многие вопросы геологии дальсландия пока не могут быть окончательно решены. Все исследователи согласны в том, что познедальсландские калиевые граниты Бхус поз-

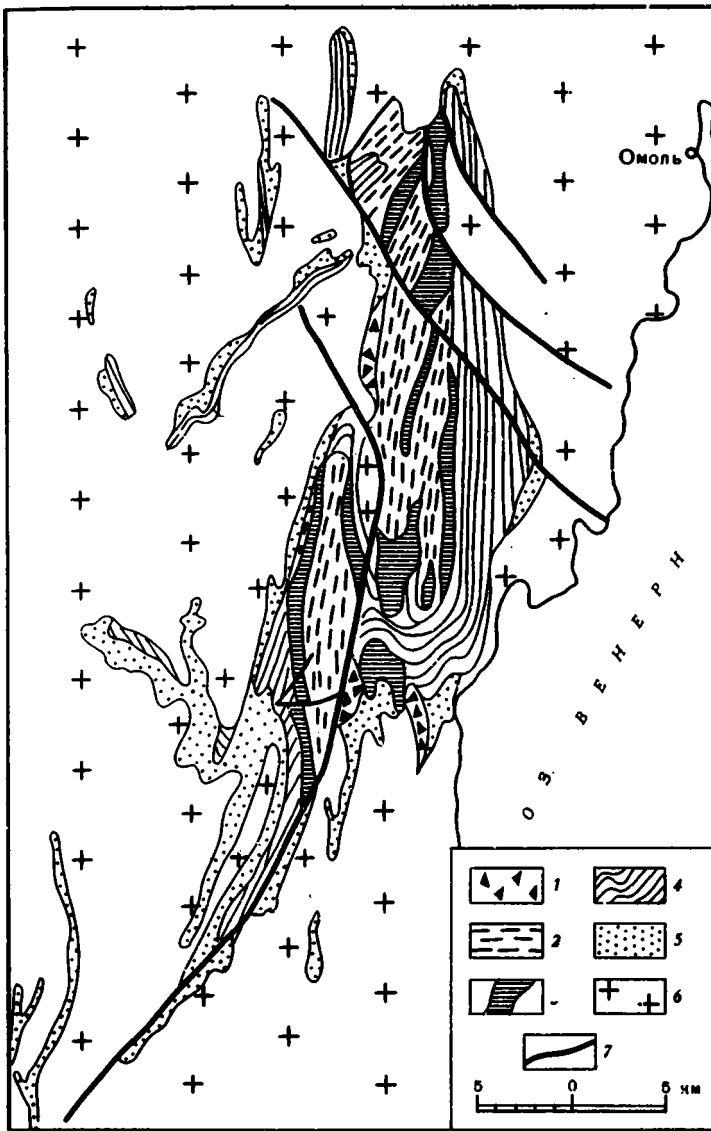


Рис. 6. Схематическая карта области развития дальсландской серии к западу от оз. Венерн. Составлена по геологической карте 1870 г. (Magnusson et al., 1960)

1 - брекчии; 2 - кровельные сланцы; 3 - кварциты; 4 - глинистые сланцы; 5 - песчаники и конгломераты; 6 - гранитоиды; 7 - разломы

воляют определить верхнюю границу дальсландской серии на уровне близком 900 млн. лет. Таким образом, на первый взгляд кажется, что дальсландские образования принадлежат определенному стратиграфическому интервалу, охватывающему время "тектонической активизации", "регенерации" ранее консолидированного кристаллического массива (Богданов, 1967). Вместе с тем стиль строения дальсландских образований (см. рис. 6), их узко локальное распространение в виде незначительного по площади выхода не позволяет однозначно решить вопрос об их автохтонном положении. Эти сомнения в известной мере основаны и на том, что высказывались также предположения о залегании каменных гранитов Бохус в виде останцов тектонических покровов (Lundegardh, 1953, 1958). Несомненно, что вопросы соотношения пород дальсландия с додальсландскими комплексами нуждаются в специальном исследовании.

## Формация Телемарк

В свете всего сказанного интересно сравнить разрезы пород, принадлежащих дальсандскому интервалу юго-западной Швеции, с разрезами провинции Телемарк южной Норвегии. Названный регион характерен обширным распространением кварцитов. Судя по геологической карте, составленной У. Хольгедалем и И.А. Донсом (Хольгедал, 1957), серии кварцитов широко распространены в виде многочисленных изолированных полос и пятен в разных местах провинции Телемарк и севернее — в районах Нумедала, Халлингдала, Хардангерфьорда. Наиболее полно изучены разрезы в центральной части провинции Телемарк.

Согласно данным И.А. Донса (Dons, 1960), здесь наблюдается снизу вверх следующая последовательность в залегании пород формации Телемарк.

группа Рьюкан	{	слои обломочных пород с метабазальтовым (?) цементом "порфировая свита" метаморфизованных кислых лав, туфов и аркозовых песчаников (в районе Тудаль), зеленочаменные эффузивы (в районе Вемурка)
несогласие		
кварциты Гауста- Сваргдаль	{	метааркозовые песчаники и конгломераты белые кварциты (до 800 м) филиговые аспидные сланцы
кварциты Сельюр	{	кварциты белые кварциты филиговые сланцы белые кварциты красные кварциты
несогласие		
группа Бондак	{	базальные конгломераты и кварциты порфиры, кварциты конгломераты несогласие (?) зеленокаменные эффузивы, конгломераты кварциты, порфиры  зеленокаменные эффузивы с прослоями песчаников с остатками ископаемых водорослей <i>Telemarkites enigmaticus</i> Dons  мраморы (локально) кварцевые сланцы, конгломераты

Общая мощность сводного разреза формации Телемарк превышает 5000 м. Условия залегания пород свидетельствуют о локальном асимметричном распределении различных стратиграфических единиц. Это особенно наглядно выявляется в центральной части области Телемарк, где благодаря хорошо прослеживаемым маркирующим горизонтам вырисовывается асимметричная, открытая на юго-запад синклиналичная форма, разветвляющаяся северо-восточнее г. Флатдала на два рукава — один в район горы Гауста, другой — к оз. Тинше.

Нет сомнений в том, что приведенный разрез характеризует орогенную стадию развития земной коры Свеконорвежской провинции и свидетельствует о зрелости гранитно-метаморфического слоя. Вместе с тем, очевидно, что мощность континентальной оболочки в рассматриваемом регионе была незначительной. В этом состоит его своеобразная особенность. В непрерывных разрезах в разных сечениях здесь прослеживается смена структурно-формационных комп-

лексов, свойственных не только "континентальной", но и переходной стадии и наблюдаются фрагменты разрезов океанической стадии развития земной коры.

Т. Барт и П. Рейган отмечают, что породы формации Телемарк "... как бы плавают в море гранитов и гранито-гнейсов" постоянного состава на больших площадях, а южнее провинции Телемарк, в центральной и западной частях района Агдер, распространены гнейсо-граниты существенно иного, гранодиоритового состава; иногда они чередуются с амфиболитами, часто почти массивными

Представляет большой интерес выяснить соотношение разрезов гнейсовых комплексов южного Руголанна и провинции Телемарк в общем формационном ряду докембрия южной Норвегии. В свете решения этой задачи заслуживают внимания некоторые профильные разрезы, пересекающие структуру Телемарк и смежные тектонические формы. Между г. Конгсберг на северо-востоке и г. Клокксфьелль на юго-западе, в провинции Телемарк, на протяжении более 30 км последовательно обнажаются следующие комплексы пород, начиная от г. Конгсберга:

Конгсберг-Бамбле

полосчатые гнейсы - роговообманковые и олигоклаз-кварцевые диориты рассланцованные  
 формация "Кнуте" - амфиболиты, слюдистые сланцы, брекчия роговообманковых гнейсов  
 брекчия диоритов  
 плагиограниты типа Конгсберг с признаками механического давления (крупные зерна плагиоклазов по краям раздробления)  
 амфиболиты  
 граниты типа Конгсберг

тектоническое несогласие - брекчия и милониты ("большая брекчия")

Телемарк

лептиты и амфиболиты (частично по метагаббро)  
 порфировая брекчия  
 кварциты и кварцитовые сланцы с амфиболитами  
 граниты

Приведенный разрез (рис. 7) раскрывает четкое тектоническое несогласие между образованиями Конгсберг-Бамбле и Телемарк. Наряду с соотношениями подобного рода в ряде мест наблюдаются постепенные переходы. Так, севернее Халлингдала, среди гранитов и гранито-гнейсов типа Конгсберг-Бамбле залегают гнейсы, кварциты и амфиболиты, а также порфиновые породы с хорошо сохранившейся первичной структурой, близкой порфирам формации Телемарк. Эти разрезы, по мнению норвежских геологов, свидетельствуют о том, что в северных областях представлена не только верхняя, осадочно-вулканогенная, часть формации Телемарк, но и ее нижние гранитизированные толщи, перемежающиеся с характерными породами, свойственными разрезам типа Конгсберг-Бамбле.

Тесное сонахождение пород, принадлежащих существенно различным уровням докембрийского разреза, наблюдается во многих местах на севере региона, в районе г. Гуля, в восточной и западной Слипдре, где в "окне" каледонид обнажаются кварциты в ассоциации с амфиболитами, чередующиеся с кварцево-диоритовыми гнейсами и пластами аплитов. Любопытно, что "даже очень кислые разности пород характерны чрезвычайно низким содержанием калия" (Хольтедаль, 1957, стр. 84). Плохая обнаженность, как правило, скрывает от наблюдений зоны контактов между толщами, принадлежащими различным формационным комплексам. Вместе с тем приуроченность линзы анортзитов мощностью до 2 км к толще амфиболитов западной Слипдры, залегание горизонтов гальковых и хлоритовых сланцев (метаморфизованные ультраосновные породы) среди кварцитов восточной Слипдры косвенно указывают на то, что тектонический тип соотношений между комплексами пород, принадлежащих сериям Конгсберг-Бамбле и Телемарк, является наиболее характерным. В этом

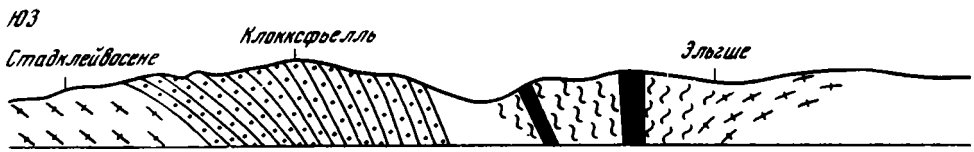


Рис. 7. Геологический профиль по линии г. Конгсберг – г. Клоккофьелль (Хольтедаль, 1957)

1–5: серия Конгсберг: 1 – формация Кнута (амфиболиты, слюдистые сланцы, брекчия гнейсов), 2 – полосчатые гнейсы, 3 – рассланцованные диориты, 4 –

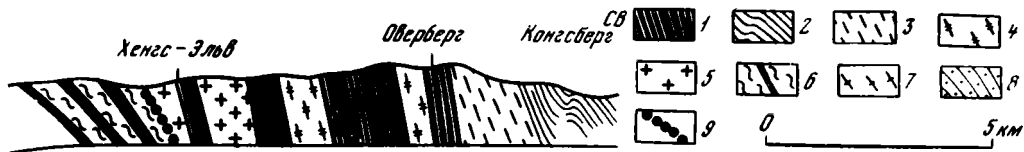
огношении показательна зона милонитов с очковыми гнейсами, прослеживающаяся близ контакта между телемаркскими плагиоклазовыми туфами и лавами и амфиболовыми гнейсами серии Конгсберг–Бамбле в районе долины Вальдерс, северо-восточнее г. Гуля.

Как видно, между формациями Конгсберг–Бамбле и Телемарк существуют тесные пространственные соотношения. Особенно важным представляется то обстоятельство, что среди различных сочетаний названных формационных единиц не отмечается каких-либо иных оригинальных комплексов. Напротив, их тесная перемежаемость, наблюдаемая во многих местах, скорее свидетельствует о принадлежности разным стратиграфическим уровням единого разреза. Совершенно ясно, что это утверждение весьма условно, так как сложные тектонические преобразования, происходившие на разных этапах развития структуры региона, не дают возможности восстановить непрерывную последовательность геологических событий. Во всяком случае, нет сомнений в том, что некоторая часть формационного разреза Конгсберг–Бамбле и формация Телемарк в целом принадлежат сиалической оболочке. Характерными комплексами-показателями превращения ее в континентальную кору являются образования типа нижних моласс и калиевые граниты формации Телемарк. Возраст гранитов, определенный Rb-Sr изохронным методом, равен 950–1000 млн. лет.

Таким образом, очевидно, что мощность гравитационно-активного слоя Свеконорвежской провинции незначительна и, по-видимому, не превышает нескольких километров. В этом своеобразная особенность, отличающая ее от смежной с востока Свеконорвежской провинции.

Все изложенное выше позволяет наметить в первом приближении корреляционную схему докембрийских образований южной Норвегии и юго-западной Швеции в виде табл. 1. Заметим, однако, что предлагаемое сопоставление является условным, отражающим лишь самую общую тенденцию развития земной коры в рассмотренных регионах. Вместе с тем таблица иллюстрирует ряд закономерностей, раскрывающих характерные черты геологической истории Свеконорвежской провинции. Прежде всего несомненно, что гранитоидный магматизм зарождается в конце океанической стадии, в той ее части, когда мигматизацией и гранитизацией локально были охвачены метабазиты и вмещающие их метасадочные образования верхних частей разреза базальтовой оболочки. Постепенное нарастание гранитоидного магматизма в среднем рифее, соответствующего переходной стадии, привело к становлению гранитно-метаморфического слоя. В это же среднерифейское, переходное от океанической к континентальной стадии время происходило формирование основных структурных элементов Свеконорвежской провинции, в сложении которых заметное место занимают породы высоких ступеней метаморфизма. Длительное развитие гранитно-метаморфического слоя завершилось континентальной стадией, сопровождавшейся появлением калиевых гранитов.

Намеченные вехи истории развития гранитоидного магматизма и структуры региона вполне согласуются с современными данными о возрастах гранитоидов, принадлежащих разным стадиям развития земной коры. Анализ материалов геохронологических исследований посвящена специальная глава, написанная К.А. Клитгиным. Все изложенное выше приводит к выводу о том, что направленная смена гранитоидных плагиогранитных формаций гранодиорит-гранитными



брекчия диоритов, 5 – граниты Конгсберг; 6–8 – серия Телемарк: 6 – лептиты и амфиболиты, 7 – граниты, 8 – кварциты; 9 – “Большая брекчия” (бречия и милониты)

Таблица 1

Схема сопоставления разрезов докембрия юго-западной Швеции и южной Норвегии, составлена на основании данных исследований Донса (Dons, 1960), Магнуссона и др. (Magnusson et al., 1960), Велина и др. (Welin et al., 1966), Хуббарда (Hubbard, 1975), Горбачева (Gorbatshev, 1975), Ониона и Бадсгарда (O’Nions, Baadsgaard, 1971), Пастила и др. (Pasteels et al., 1970), Герлинга и др. (1972) в интерпретации авторов

Стадия развития	Возраст, млн. лет	Серия	Юго-западная Швеция		Серия	Южная Норвегия						
			метаморфические комплексы	глубинные породы		метаморфические комплексы	глубинные породы					
Континентальная	850	Дальсандская	кварциты спилиты ((дальсандий)	пегматиты (930, U-Th-Pb) калиевые граниты Бохус (950–1000, Rb-Sr)	Телемаркская	кварциты амфиболиты (Сельюр) спилиты (Бондак)	калиевые граниты Рьюкан (950–1000, Rb-Sr)  граниты Телемарк					
	900							кварциты кислые вулканиды (Каппебо)	анортозиты-мангериты (998 ± 18; 967 ± 12, Rb-Sr)			
Переходная	1000	Буа, Стору-Ле-Марстранд, Каппебо	кварциты кислые вулканиды (Каппебо)	микроклиновые граниты Хёстефьордена (1230–1240, Rb-Sr)  гранодиорит-граниты Омоль II чарнокиты Варберга	Телемаркская	лептиты амфиболиты (Рьюкан)	граниты Телемарк					
	1100							Буа, Стору-Ле-Марстранд, Каппебо	метатраувакки гнейсы (Стору-Ле-Марстранд)	гранодиорит-граниты Омоль II чарнокиты Варберга	слюдяные сланцы (1265 ± 40, Rb-Sr; 1284 ± 7, Rb-Sr)	арендалиты, фарсундиты, анортозиты Эгерсунн-Огна (1280–1270, Rb-Sr)
	1200											
Реликты океанической	1300	Буа, Стору-Ле-Марстранд, Каппебо	кварциты кварцевые порфиры дациты андезиты (Омоль) гранодиорито-гнейсы амфиболиты	гранодиориты плагиограниты (Омоль I)	Конгсберг-Бамбле (готская)	диорито-гранито-гнейсы силлиманитовые гнейсы	диориты Конгсберга					
	1400							кварциты кварцевые порфиры дациты андезиты (Омоль) гранодиорито-гнейсы амфиболиты	гранодиориты плагиограниты (Омоль I)	диорито-гранито-гнейсы силлиманитовые гнейсы	диориты Конгсберга	
	1500	Варбергская, Омоль (готская)	основные кристаллосланцы амфиболиты	гипериты	Конгсберг-Бамбле (готская)	роговообманковые кристаллосланцы амфиболиты	гипериты					



формациями, выявляющаяся на примере Свеконорвежского сегмента земной коры, близка эволюционному ряду гранитоидов фанерозойских складчатых областей (Штрейс, 1968; Штрейс, Макарычев, 1968; Марков, 1975). Несмотря на то, что Свеконорвежский сегмент Балтийского щита представляет собой пример сокращенного разреза сиалической оболочки, в нем присутствуют все элементы эволюционного ряда от океанической до континентальной стадии развития вещества земной коры.

### Элементы тектоники Свеконорвежского сегмента

В сложной картине тектонических преобразований особое внимание привлекают тела гиперитов, а также массивы анортозитов, помогающие расшифровать некоторые черты морфологии вмещающих их структурных форм. Выше было отмечено, что южнее провинции Телемарк в центральном и западном Агдере широко распространены гнейсо-граниты гранодиоритового состава, иногда чередующиеся с амфиболитами, местами массивные. По направлению на юг, "к обширной области развития фарсундитов и анортозитов... светлая и красноватая окраска пород приобретает серые и зеленые оттенки, уменьшается содержание микроклина, тогда как количество плагиоклаза увеличивается, и он становится более кальциевым. Сочетание гранито-гнейсов и гнейсов состава от кварцевых диоритов до анортозитов образует настоящие мигматиты. Интенсивность метаморфизма приближается к гранулитовой фаши" (Барт, Рейтан, 1967, стр. 76).

Обширная зона "краевых мигматитов" окаймляет с севера крупные массивы анортозитов и родственных им пород в южном Ругалаанне. Благодаря исследованиям П. Мишо (Michot, 1960) и Т. Барта (Барт и Рейтан, 1967) в этом регионе выявлены важные особенности залегания пород, отличающихся составом и степенью метаморфизма от развитых севернее гранитоидных комплексов. С физическими свойствами анортозитов и родственных им пород Эгерсунн-Огна связана заметная магнитная аномалия, прослеживающаяся на протяжении 30 км. Четкая обособленность обширных выходов анортозитов и родственных им пород от окружающих гранито-гнейсов бросается в глаза и при анализе геологических карт. Это особенно наглядно выявляется на блок-диаграмме, составленной П. Мишо и Т. Бартом (рис. 8). Прежде всего, отчетливо видны чешуйчатые контуры расположения массивов Эгерсунн-Огна - Холлан, Хеллерен, Тельнес-Она-Сира, Хидра. Дугообразно изогнутые на северо-восток края этих массивов обрамлены узкими (1-1,5 км) поясами норитовых мигматитов и норитов (массив Хеллерен). Перед фронтом основной группы массивов анортозитов выделяется синклиналиеподобное тело, сложенное снизу ильменит-содержащими анортозитами, полосчатыми норитами, мангеритами и кварцевыми монцонитами. И здесь вдоль внешнего края комплекса, известного под названием бьеркрейм-сокидальского, прослеживается полоса норитовых мигматитов, а ее "центриклинальное" окончание обрамляют краевые мигматиты. Наконец, еще далее от побережья в направлении на северо-восток снова появляются анортозиты Внешнего массива, ограниченного краевыми мигматитами.

Каждому из элементов чешуйчатой структуры свойственны оригинальные особенности состава и формы залегания пород, раскрывающие сложную природу анортозитов и родственных им ассоциаций. Среди них особенно интересны анортозиты массива Тельнес-Она-Сира. Они характерны тем, что в сильно раздробленной сланцеватой основной ткани породы заключены недеформированные, разноориентированные кристаллы андезина (до 120 см), собранные в полосы кристаллы гиперстена (до 40 см) и скопления ильменита. В ряде массивов, со всех сторон окруженных массивными анортозитами, наблюдается своеобразная складчатость. При этом совершенно очевидно, что "анортозиты не подвергались перекристаллизации в том или ином виде" (Хольгедал, 1957, стр. 89). Напротив, анортозиты и нориты массивов Холлан и Хеллерен с многочисленными останцами более древних пород выявляют признаки анатексиса, а анортозиты Эгерсунн-Огна характерны магматическими структурными особенностями.

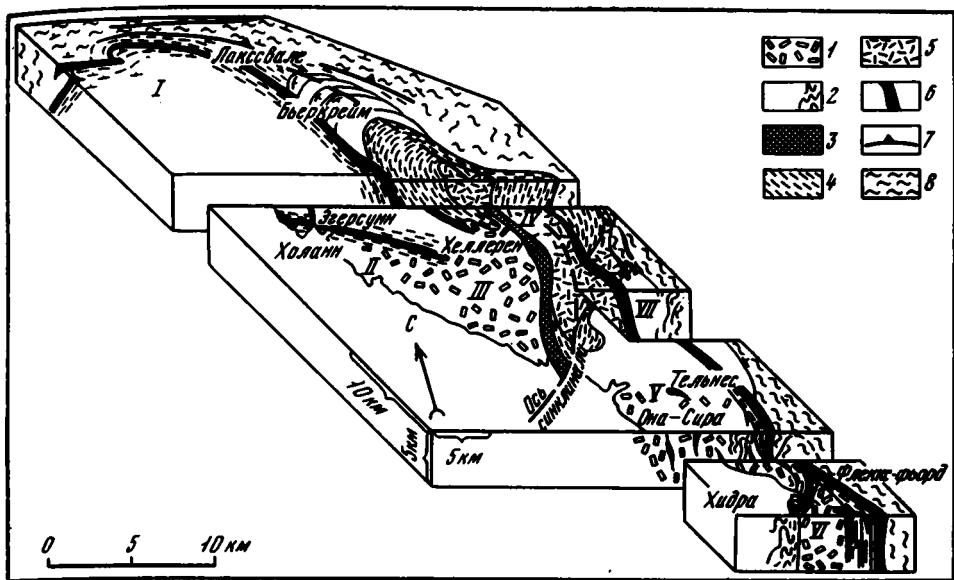


Рис. 8. Блок-диаграмма анортозитов провинции Эггерсуни и родственных им пород в южном Ругаланне (Барт, Рейтан, 1967)

Массивы: I - Эггерсуни-Огна, II - Холанн, III - Хеллерен, IV - комплекс Бьеркрейм-Согндаль, V - Тельнес, VI - Хидра, VII - Внешний

1 - порфиробласты в анортозитах, 2 - анортозиты, 3 - нориты, 4 - мангериты, 5 - кварцевые монзониты, 6 - норитовые мигматиты, 7 - покровы, 8 - краевые мигматиты

Оригинальный рисунок деформаций отличает породы массива Хидра, пронизанные многочисленными телами гранит-пегматитов с редкометальной минерализацией.

Рассматриваемый участок земной коры отличает смешение разнообразных особенностей строения, заметное развитие явлений кагаклаза, деформаций, сопровождавших формирование крупной чешуйчатой структуры на юге Норвегии. Примечателен состав ксенолитов в массивах анортозитов. Ксенолиты "гнейсов или гранитов даже у контактов встречаются довольно редко... Ксенолиты амфиболов, наоборот, повсеместно встречаются как на периферии, так и на участках, расположенных ближе к центральной части района. Для амфиболитов характерна реакционная кайма, состоящая из пироксена и полевого шпата, чрезвычайно богатого натрием" (Хольгедаль, 1957, стр. 89). Ассоциация анортозитов с амфиболитами, повторяющаяся на разных этапах развития докембрийской структуры Балтийского щита, по-видимому, свидетельствует не только о пространственных, но и о временных связях между указанными комплексами. Это заключение представляется весьма важным для дальнейшего обоснования последовательности залегания меланократовых пород в разрезах докембрия.

"Кагазональные" анортозиты и родственные им породы южного Ругаланна П. Мишо (Michot, 1960) относит к магматогенным образованиям мантийного происхождения. Однако изложенные выше данные привели Т. Барта к иному выводу о происхождении этих пород. Т. Барт отмечает, что по химическому составу анортозиты и нориты, с одной стороны, и кислые кварцевые и полевошпатовые породы - с другой, не так уж близки, как это представляли раньше. В то время как кварц-полевошпатовые породы могли выкристаллизоваться из магмы, происхождение анортозитов по многим соображениям вряд ли можно считать магматическим (Barth, Reitan, 1963).

В свете представлений Т. Барта особый интерес, на наш взгляд, представляют данные о внутреннем строении массивов анортозитов, а также об их отношениях с окружающими гранитоидными комплексами. Необходимо, однако,

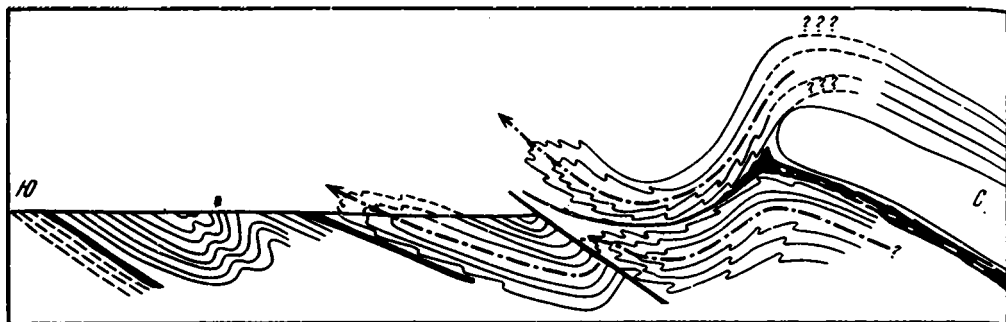


Рис. 9. Разрез гнейсовых покровов катазоны севернее Эгерсунна, южный Ругаланн (Michot, 1960)

прежде выяснить, в какой мере справедлив вывод о том, что рассматриваемый комплекс моложе окружающих его гранито-гнейсов и гранитов. Ведь совершенно очевидно, что современная структура анортозитов южного Ругаланна возникла при горизонтальных движениях. Геологическая карта раскрывает чешуйчатую структуру, сложенную складчатыми формами с почти вертикальными осевыми поверхностями. В этом сложном тектоническом образовании П. Мишо различает также серию характерных лежачих складок начальной стадии формирования структуры, вмещающей анортозиты. Тектонические швы являются естественными ограничениями чешуй, а на востоке они разделили краевую часть тела анортозитов на ряд тонких пластин. Весьма важным представляется то обстоятельство, что вдоль северного и западного ограничений массива гнейсы и граниты были деформированы одновременно с образованиями чешуйчатой структуры анортозитов. Рис. 9 раскрывает строение гнейсовых покровов к северу от Эгерсунна.

Нет сомнений в том, что различные тела анортозитов с реликтами магматических, метасоматических и, по-видимому, метаморфических структур оказались в современном положении в результате тектонического перемещения анортозитов и родственных им пород из более глубоких зон земной коры на один уровень с гранитоидными формациями. В связи со сказанным весьма показательны значения возрастов пород анортозитовых массивов (см. табл. 1). В последнее время появились данные о более древнем метаморфизме этих образований по сравнению с развитыми севернее гранитоидами. Эти цифры возрастов, заслуживающие специального анализа, рассмотрены в следующей главе данной монографии. Следует, однако, отметить, что независимо от данных геохронологии совершенно ясно, что форма залегания тел анортозитов, а также их внутренняя структура свидетельствуют о том, что становление этих комплексов в океаническом разрезе земной коры было отделено заметным интервалом от времени их появления в среднерифейской структуре, подобно тому, как это наблюдается на многочисленных примерах, раскрывающих положение гипербазитов в основании фанерозойских покровных структур (Пейве, 1969; Книппер, 1975; Руженцев, 1976; Марков, 1975). В свете этих данных представление П. Мишо (Michot, 1960) о залегании анортозитов и родственных им пород в основании континентальной коры несомненно является принципиально важным, выявляющим сходные черты в развитии оболочек земной коры в докембрии и фанерозое.

Вместе с тем выводы Т.Ф. Барга о природе этих комплексов в новом свете характеризуют строение земной коры, предшествовавшей формированию гранито-метаморфического слоя; они объясняют сонахождение с анортозитами различного происхождения эклогитов, силлиманитовых и кордиеритовых гнейсов, заметно распространенных на обширной площади севернее рассматриваемого района, в Мер-Ромсдале. Среди основных пород и диорито-гнейсов здесь также выделяются локальные тела ультрабазитов с неясной формой залегания. Условия обнаженности в сочетании со сложной тектоникой не позволяют соста-

вить сколько-нибудь полные непрерывные последовательные разрезы. Тем не менее отмеченные ассоциации пород подчеркивают вполне определенные особенности метаморфического разреза базитового состава в основании серии Конгсберг-Бамбле. Ее полосчатые гнейсы и амфиболиты формации Кнуте (метаморфизованные эффузивы и осадочные породы), кристаллические известняки, кварциты, диоритовые гнейсы, гипериты, габбро-диориты принадлежали верхней части разреза океанической коры, подобной океанической коре фанерозойских складчатых поясов, а также некоторых сегментов Балтийского и Украинского шитов Восточно-Европейской платформы (Новикова, 1971, 1975).

В процессе гранитизации метаморфические комплексы почти нацело утратили следы первоначального состава и структуры исходных пород. Сохранились лишь линзы и пласты амфиболитов в полосчатых гнейсах, тела риолитовых гнейсов и агматитов с характерной брекчиевидной текстурой. Кристаллические гранат-пироксеновые сланцы и гнейсы кварцевых диоритов варбергской серии судя по типам пород также относятся к образованиям верхов океанического разреза.

Итак, отмеченные выше наборы магматогенно-метаморфических образований принадлежат разрезу докембрийской базальтовой оболочки, сформировавшейся до проявления процессов гранитизации. Чешуйчато-надвиговые структуры типа Эгерсунн-Огна возникли значительно позже. Время завершения формирования разреза базальтового слоя, с одной стороны, и становления чешуйчато-надвиговых структур типа Эгерсунн-Огна, с другой, разделяет значительный интервал, в течение которого, по-видимому, неоднократно происходили тектонические движения, сопровождавшиеся метаморфизмом вулканогенно-осадочных и магматических серий с последующей их гранитизацией.

Наиболее ранним проявлением диоритизации пород варбергской серии предшествовал интенсивный будинач габброидов, вызванный горизонтальными перемещениями пород и образованием гиперитов. Края тел гиперитов, как было замечено выше, подверглись диоритизации, а подстилающие породы — брекчированию и катаклазу. Последующие движения происходили после образования диорито-гнейсов варбергской серии, непосредственно перед появлением гранитоидов серии Омоль II, внедрившихся в зону милонитов вдоль пологого надвигового шва, прослеживаемого северо-западнее оз. Венери, и предполагаемого его продолжения юго-западнее озера (см. рис. 3). Вслед за горизонтальными движениями произошли интенсивная гранитизация и ультраметаморфизм в тылу надвига, в районе Омоль-Кропшефоль, завершившиеся внедрением хестефьорденских гранитов. Гранитизация пород серий Стору-Ле-Марстранд и Буа, по-видимому, совпадает по времени с гранитоидным магматизмом Омоль II.

Наиболее интенсивные тектонические движения происходили на юге провинции, в районе становления покровно-чешуйчатой структуры Эгерсунн-Огна в среднерифейское время. На это же время падает начало гранитизации и ультраметаморфизма пород серии Телемарк, завершившихся внедрением гранитов Фло, Бокус и других массивов, а также образованием характерных формационных комплексов типа нижних моласс, заполнивших асимметричные впадины наложенного типа.

Ряду структурных форм среднерифейского времени, помимо чешуйчато-надвиговой системы Эгерсунн-Огна, принадлежит и субширотная структура Нисседал, состоящая из пластин грубозернистого мегагаббро, надвинутых на роговообманковые сланцы, сланцеватые амфиболиты и тонкозернистые полосчатые породы со светлыми пятнами овальной формы, сменяющимися вверх по разрезу типичными лавами.

В среднем рифее происходило также интенсивное расланцевание и катаклаз амфиболитов и роговообманковых габбро субмеридионального массива Эвье-Ивеланн вдоль зоны нарушения сплошности пород восточнее г. Сетесдаля. Распльвчатые неясные контакты мегабазитов с диорит-гнейсами норвежские геологи объясняют тем, что мегабазиты представляют собой реликты субстрата гранитизированной серии Конгсберг-Бамбле. Ксенолиты мегабазитов типа Эвье-Ивеланн часто встречаются среди телемаркских гранитов.

Тектонические движения несомненно неоднократно проявлялись в среднем рифее и выражены в виде надвиговых структур разной глубины заложения. Помимо глубинных надвигов типа Эгерсунн–Огна, в ряде мест наблюдаются поверхности срыва относительно неглубокого заложения. К структурам такого рода принадлежат, по-видимому, и деформации дальсландия, перекрытые поверхностью надвига, сложенного гранитоидами Омоль (см. рис. 3).

Весьма характерна сопряженность во времени интенсивных горизонтальных движений вдоль глубинных поверхностей с гранитоидным магматизмом. Возникновение зон сжатия, сопровождающееся скучиванием материала базальтового слоя, повсеместно неизменно влечет за собой разуплотнение вещества в тылу глубинных чешуйчато-надвиговых структур с последующей гранитизацией и ультраметаморфизмом и образованием структурных форм, свойственных гранитоидам. В связи с этим возникает вопрос: не являются ли породы высоких ступеней метаморфизма результатом горизонтальных движений? Их строго локальное распространение вдоль тектонических швов свидетельствует в пользу высказанного предположения. И, напротив, в тех случаях, когда меланократовые породы формируются в условиях изометричных форм, они не несут следов высоких ступеней метаморфизма. Наглядным примером тому служат анортозиты массива Рагунды западной части Балтийского щита. Близкие во возрасту анортозитам Эгерсунн–Огна они занимают совершенно отличное тектоническое положение в разрезе земной коры в основании формации рапакиви (Komfält, 1969). Этот вопрос заслуживает специального рассмотрения.

Все изложенное позволяет заключить, что история формирования континентального Свеконорвежского сегмента Балтийского щита, продолжавшаяся на протяжении многих сотен миллионов лет рифейского мегаэона, в среднем рифее завершилась приращением его к Свеконорвежскому континентальному сегменту. В современной структуре зона сочленения разновозрастных пластин земной коры представляет собой поверхность надвигового шва, вдоль которого более древний Свеконорвежский сегмент надвинут на Свеконорвежский сегмент. Зона сочленения сопровождается милонитизацией пород, интенсивным расслаиванием и внедрением вдоль поверхностей сланцеватости линейно-вытянутых тел гиперитов и вагеритовых сиенитов (Международная тектоническая карта Европы, 1964).

#### СВЕКОКАРЕЛЬСКИЙ СЕГМЕНТ РАЙОНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ШВЕЦИИ

Представляют интерес некоторые сравнительные данные о формационных комплексах сегмента, в котором уже сформировалась континентальная кора к тому времени, когда в Свеконорвежском регионе гранито-метаморфический слой был еще в зачаточном состоянии. Проявлениям гранитоидного магматизма в Свеконорвежской области предшествовало накопление оригинальных вулканогенно-осадочных серий, отличающихся от соответствующих образований Свеконорвежской провинции не только временем накопления, но также и полнотой формационных рядов.

На всем протяжении к востоку от зоны сочленения разновозрастных сегментов распространены смоландско-верmlandские гранитоиды. Согласно данным Н. Магнуссона (Magnusson et al., 1960), этот сложно дифференцированный комплекс, включающий габбро, диориты и гранитоиды, занимает огромную площадь в юго-восточной Швеции. Гранитоиды связаны постепенными переходами с гранит-порфирами и их эффузивными аналогами, представленными толщами неметаморфизованных кварцевых порфиров и риолитов, чередующихся с диабазами, туфами и агломератами (см. рис. 3).

Вулкано-плутонической формации предшествовало накопление континентальных образований. В юго-восточной Швеции они сохранились в нескольких обособленных провинциях и известны под названиями серий Вестервик, Ветланда и Вестаню. Серия Вестервик сложена мономинеральными и полевошпатовыми кварцитами, слюдястыми сланцами, иногда с силлиманитом и андалузитом и

с прослоями гематит- и магнетитсодержащих пород. В кварцитах сохранились первично осадочные текстуры – косая слоистость, знаки ряби. В образованиях Ветланда, наряду с кварцитами, конгломератами и сланцами развиты известняки, основные лавы и туфы, а в серии Вестано заметная роль принадлежит слюдяным сланцам, мусковитовым кварцитам и вулканитам типа дацитовых туфов.

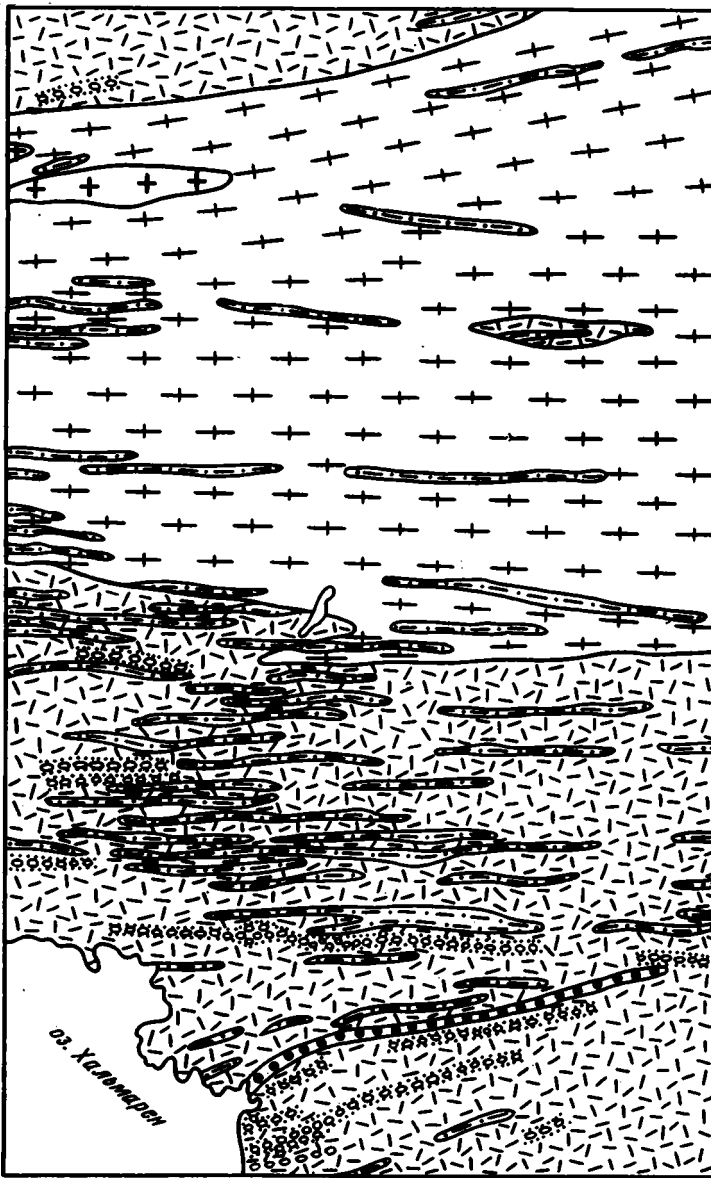
Континентальные отложения вместе с вулканоплутоническими образованиями завершают Svecofeniskий тектоно-магматический цикл на уровне 1740 млн.лет, что соответствует возрасту смоландских микроклиновых гранитов (Rb-Sr изохронный метод, Welin et al., 1966). Как было показано выше, подобный процесс в Sveconorvegском сегменте происходил на уровне 950–1000 млн.лет, что соответствует возрасту калиевых гранитов Рьукан и Бохус.

Совершенно по-разному происходило структурно-формационное развитие рассматриваемых сегментов земной коры в стадию, предшествовавшую континентальной. В Svecoкарельском сегменте она представлена свионийскими геосинклинальными образованиями центральной Швеции (Stalhos, 1968, 1974 a, b; Gorbatshev, 1971, 1972; Lundegardh, 1974). В составе свиония выделяется несколько магматических и метаморфических комплексов.

В районе Стокгольма широко распространены высокоглиноземистые образования – венитовые гранат-силлиманит-кордиеритсодержащие гнейсы. Местами среди них встречаются линзы кварцитов, известняков, тела лептитов. Венитовые гнейсы образуют открытую на запад складку с видимыми размерами до 40 км в поперечнике. Конкордантные пластовые тела и линзы тоналитов, гранодиоритов, гнейсо-гранитов мощностью от нескольких метров до 1–2 км подчеркивают структурный рисунок складки. В ее замковой части, близ побережья Ботнического залива, развиты тела биотит-роговообманковых тоналитов, габбро, диоритов. На простирании структуры венитовых гнейсов к западу, между озерами Меларен (на севере) и Хальмарен (на юге) широко развиты породы лептитового состава. Среди них различают разности, богатые слюдой, амфиболом, крупными выделениями кристаллов кварца и полевого шпата. Мощность серии лептитов колеблется от 1 до 5–7 км. Лептиты и лептитовые гнейсы местами вмещают углеродсодержащие сланцы серии Грюттхюган, андалузитовые сланцы и мраморы. Контуры распространения этой оригинальной серии близки дугообразно изогнутому на запад поясу (см. рис. 3), с трех сторон окаймляющему гранитоиды Свиланда (Международная тектоническая карта Европы, 1964).

Структура, вмещающая лептиты и лептитовые гнейсы, представляет собой зону интенсивной проницаемости магматических расплавов. Все исследователи согласны с тем, что кварц-полевошпатовые породы лептитовой серии возникли при метаморфизме кислых лав типа кварцевых порфиров, дацитов, риолитов. Замечательная особенность этой зоны проницаемости состоит также в том, что она насыщена линейно-вытянутыми телами и линзами ортоамфиболитов, образовавшимися по диабазам и андезитами. Вдоль северного берега оз. Ельмар субширотно простирающаяся серия лептитов пронизана телами амфиболитов мощностью от нескольких десятков по первым сотен метров (рис. 10). На протяжении многих километров параллельно с амфиболитами простираются агломераты и конгломераты. В районе листа Оребро (Gorbatshev, 1971), севернее оз. Ельмар, лептиты и лептитовые гнейсы образуют несколько субширотных поясов, отделенных друг от друга телами серых гнейсо-гранитов, кварцевых диоритов, диорито-гнейсо-гранитов, очковых гранодиоритов, гранитов. Гранитоиды несут следы интенсивной мигматизации и перекристаллизации. Среди них, как и среди лептитов, наблюдаются линейновытянутые спорадические тела амфиболитов, ориентированные в соответствии с общим простиранием структурной зоны. В разрезах видно, что пластовые тела, как правило, наклонены очень круто, нередко под углом до 85–90°.

Структура Свеаланда сложена тоналитами, гранодиоритами, гнейсо-гранитами. Наряду с более молодыми среднезернистыми микроклиновыми гранитами типа Фелингсбро они широко развиты в районе г.Енкопинг-Упсалы. Вулканогенно-осадочные образования, сохранившиеся здесь среди гранитоидов, представлены полевошпатовыми гнейсами, граувакковыми гнейсами, слюдяными



0 1 2 км



Рис. 10. Фрагмент геологической карты центральной Швеции. Лист Орбро NO (Gorbatshev, 1971)

1 - лептиты, слюдяные сланцы, андалузитовые сланцы, кварциты, мраморы; 2 - амфиболиты; 3 - агломераты; 4 - конгломераты; 5 - гнейсо-граниты, диориты; 6 - граниты

сланцами и гнейсами, интенсивно мигматизированными, гранатсодержащими. Кроме того, здесь встречаются конгломераты с гальками вулканического происхождения, а также лептиты и лептитовые гнейсы. В районе г. Хольста значительная площадь занята плагиоклазовыми порфиритами (кварцевыми андезитобазальтами). Небольшие тела габбро, анортозитов и горнблендитов спорадически обнажаются в разных местах региона. Простираения седиментогенных гнейсов и сланцев согласны с ограничениями массивов гранитоидов.

С северным ограничением структурной зоны Ельмар-Меларен совпадают заметные линейные магнитные аномалии, прослеживаемые на всем ее протяжении. Южная граница зоны выражена не столь резко. В одних местах она простирается вдоль области распространения венитовых гнейсов по основным вулканитам, в других - ее сопровождают пегматоидные тела, наконец, в третьих - очковые гнейсы по порфирам смоландского типа. Весьма любопытно то обстоятельство, что различные комплексы разреза вулканоплутонической формации, так же как и подстилающие их породы свиниона составляют субширотные линейные структуры, согласных с простираемостью зоны Ельмар-Меларен. Вулканоплутоническая деятельность в регионе Смоланда совпадает с конечным этапом деформаций названной зоны. Данные радиологических определений свидетельствуют о том, что формирование гранитов Смоланда происходило в интервале 1600-1740 млн. лет (Лобач-Жученко и др., 1974), а гранитизация терригенных глиноземистых комплексов и кислых вулканитов охватывает интервал 1700-2100±50 млн.лет (Stalhos, 1974b).

Итак, формационные комплексы, составляющие тектонические элементы Ельмар-Меларен и Свеаланда, раскрывают весьма оригинальные черты развития Свекофенской геосинклинальной системы, предшествовавшие появлению орогенных форм и вулканоплутонических образований. Намечается определенное сходство с фанерозойскими геосинклинальными комплексами островодужного типа и, напротив, заметное отличие от структурно-формационных элементов, сложенных древними комплексами Свеко-норвежской провинции. Высокоглиноземистые формации типа венитовых гнейсов и лептитов весьма характерны для Свекофенского региона и, по-видимому, не были широко распространены в Свеко-норвежском регионе, о чем свидетельствуют отмеченные выше тесные связи между сериями Конгсберг-Бамбле и Телемарк.

Выше было показано, что формационные комплексы юго-западной Швеции и южной Норвегии (район Конгсберг-Бамбле) принадлежат нижней части коры, переходной от базальтового к гранитно-метаморфическому слою (см. табл.1). Таким образом, в современной структуре на одном эрозионном уровне находятся Свеко-норвежский сегмент, представляющий нижнюю геосинклинальную часть разреза гранитно-метаморфического слоя и Свекокарельский - с континентальным типом разреза. В торцовом сочленении оказались участки земной коры, различающиеся по возрасту на многие сотни миллионов лет. Все эти данные не оставляют сомнений в том, что тектоническое сближение столь разнородных сегментов обусловлено горизонтальными движениями значительной амплитуды.

Пожалуй, наиболее характерной чертой Свеко-норвежского сегмента является сравнительно незначительная мощность его гранитно-метаморфического слоя. Согласно данным анализа гравиметрических полей, мощность коры до поверхности Мохоровичича равна 30-35 км (Шустова, 1966). Такой же порядок цифр - 33-36 км - получен методом преломленных волн вдоль двух профилей, заданных в районе горы Гримстад и горы Аснес (Sellevoll, Warrick, 1971).

Мощность земной коры в центральной части Свекофенского региона (Ботнический залив) значительно больше - 40-45 км. На долю гранитно-метаморфического слоя здесь падает более 20 км (Шустова, 1966). Увеличение мощности, по-видимому, связано с большим объемом кислых вулканитов (Муратов, 1970). Не исключено, однако, что приведенные цифры свойственны лишь зонам скупивания метаморфических и магматических образований и что за пределами зон распространения кислых вулканитов на обширных пространствах развития высокоглиноземистых терригенных формаций окажутся иные значения мощностей оболочек земной коры. Косвенным подтверждением тому служит разрез земной коры северного Приладожья, принадлежащего юго-восточной окраине Свекокарельского сегмента. Мощность земной коры в северном Приладожье равна 35-37 км, а мощность "гравитационно-активного слоя" не превышает 3-4 км (Цирюльникова, Сокол, 1968). Разрезы северного Приладожья раскрывают историю развития Свекокарельского сегмента в той его части, которая принадлежит верхним комплексам базальтовой оболочки и основанию



гранитно-метаморфического слоя. Удивительны отдельные черты подобия со свеко норвежскими разрезами, свидетельствующие о постоянстве некоторых формационных рядов в разных структурных элементах Балтийского щита, проявившихся на разных этапах его развития. В рассматриваемом случае это прежде всего касается комплексов пород, составляющих серии амфиболитов и амфиболсодержащих сланцев, послуживших субстратом при явлениях гранитизации и ультраметаморфизма.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные о строении и развитии Свеко норвежского региона раскрывают историю созидания гранитно-метаморфического слоя и перехода к континентальной стадии в течение рифейского мегаэона. Стиль развития Свеко норвежского сегмента рифейд близок тем элементам структуры Балтийского щита, которым свойственны сокращенные разрезы земной коры. Вместе с тем среди докембрийских образований рассматриваемого региона сохранились реликты океанического разреза и широко представлены комплексы пород переходной от океанической к континентальной стадии и собственно континентальной стадии. Подобная смена формационных рядов, как теперь уже широко известно, свойственна и более древним структурно-формационным комплексам Балтийского щита (Бондаренко, Дагелайский, 1968; Шуркин, Митрофанов, 1968; Яковлева, 1971; Новикова, 1971, 1975). В ряде случаев разновозрастные разрезы включают весьма характерные формации, в том числе, например, формации с органическим углеродом, подтверждающие особого рода периодичность в истории формирования каждого из элементов структуры Балтийского щита (А.В. Сидоренко, Св.А. Сидоренко, 1970; Св.А. Сидоренко, 1970, 1976).

Характерна большая роль горизонтальных движений, сопровождаемых надвиго- и покровообразованием (Michot, 1960; Magnusson et al., 1960). Наиболее интенсивное структурообразование влечет за собой обширные проявления гранитоидного магматизма и метаморфические явления. Основные черты современной структуры Свеко норвежской провинции сформировались в среднем рифее. Весьма вероятно, что на верхний рифей падает начало процесса деструкции свеко норвежской континентальной коры. В основании Русской плиты с этим же этапом совпадает заложение системы грабен Центрально-Русского авлакогена.

Итак, данные современных исследований не подтверждают широко распространенную гипотезу о готском и преготском (архей-свекофенском) этапах формирования структуры юго-западной окраины Балтийского щита с последующей ее регенерацией в дальсандии. В действительности оказывается, что развитие континентальной оболочки Свеко норвежской провинции происходило в среднем рифее и завершилось комплексами континентальной стадии в дальсандии. На реннерифейское (готское) время падает лишь самая начальная стадия возникновения гранито-метаморфического слоя. В течение же подавляющей части раннего рифея в рассматриваемом регионе, по-видимому, происходило накопление вулканогенно-осадочных серий, завершавших формирование разреза океанического типа.

Таким образом, в пределах краевой юго-западной части Балтийского щита присутствуют все элементы формационного разреза, свойственные континентальной, переходной и океанической стадиям развития земной коры, выделяемым А.В. Пейве и его соавторами (1976). Своеобразие рассматриваемого сегмента состоит в том, что здесь развит сокращенный тип разреза с мощностью коры до поверхности Мохоровичича 35-37 км.

Максимальные проявления гранитоидного магматизма совпадают с интервалами времени, близкими 1300±50 и 900±50 млн. лет. Весьма важным представляется то обстоятельство, что наиболее интенсивные проявления магматизма сопряжены во времени с покровно-надвиговым структурообразованием, каждый раз предшествовавшим гранитизации и ультраметаморфизму.

Формирование покровно-надвиговых структур сопровождалось внедрением вдоль тектонических швов комплексов анортозитов и родственных им пород ба-

зальтовой оболочки, метаморфизованных в гранулитовой фации. Переход к континентальной стадии развития совпал с формированием наложенной впадины Телемарк.

Свеконорвежский сегмент земной коры Балтийского щита раскрывает характерные особенности строения и развития структуры фундамента окраинной части Восточно-Европейской платформы. При дальнейших исследованиях представляет большой интерес корреляция рассмотренных структурно-формационных комплексов рифейского времени с другими регионами древней платформы, в частности, с рифейским этапом развития Кольско-Норвежского сегмента, а также со структурами фундамента герцинской Европы.

Биогенная природа углеродистого вещества осадочно-метаморфических образований позволяет широко использовать вмещающие их формационные комплексы в качестве маркирующих при анализе истории формирования континентальных оболочек разновозрастных сегментов земной коры.

Однотипные парагенезы пород, — терригенно-глинисто-углеродистые, кремнисто-углеродистые, карбонатно-углеродистые и вулканогенно-кремнисто-углеродистые, повторяющиеся в формационных разрезах разных мегахронов, раскрывают определенную периодичность проявления "эпох" накопления биогенного органического вещества в докембрии (Св.А.Сидоренко, 1976).

В рассмотренных выше разрезах континентальной коры углеродсодержащие формации принадлежат двум различным этапам переходной стадии. Свекофенские углеродсодержащие сланцы связаны с завершением островодужного этапа развития (лептитовая формация), а свеконорвежские — с более поздним орогенным этапом эволюции гранитно-метаморфического слоя (молассовая формация).

Тектоно-стратиграфическое расчленение углеродсодержащих комплексов, основанное на структурно-формационном анализе, может служить основой для разработки метода корреляции докембрийских разрезов земной коры на других участках Балтийского щита, а также на других щитах древних платформ.

## ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СКАНДИНАВИИ В РИФЕЕ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

### ВВЕДЕНИЕ

Проблема возраста земной коры западной части Балтийского щита, которая включает южную Норвегию и западную Швецию, до настоящего времени не решена и вызывает дискуссию среди советских и зарубежных исследователей. После работ Н.Магнуссона (Magnusson, 1960, 1968) эта территория включалась в состав готид, структуры которых формировались примерно 1500 млн. лет тому назад. Эта идея была отражена на Международной тектонической карте Европы (1964), но в объяснительной записке к этой карте (Тектоника Европы, 1964) отмечалось проявление своеобразной эпохи дальсландской (или свеконорвежской) регенерации в интервале 920–1130 млн. лет, которая привела к геохронологическому омоложению возраста пород и внедрению гранитов. В дальнейшем К.О.Кратц, Э.К.Герлинг и С.Б.Лобач-Жученко (1968), основываясь на новых геохронологических определениях, проведенных различными методами, выделили к западу от крупной зоны меридионального разлома, проходящего восточнее оз. Венерн, рифейскую геолого-геохронологическую зону (1200–1000 млн. лет).

В 1966 г. И.П.Палей в докладе на Киевском симпозиуме по докембрию отметил, что на родине "готид" — в южной Швеции не существует складчатых геосинклинальных сооружений с возрастом 1000–1500 млн. лет, а комплекс "готских" пород, сформировавшихся в этот интервал, следует рассматривать как древнейшие протоплатформенные образования южной Швеции, синхронные по возрасту геосинклинальным толщам поздних свекофенид Центрального Норландта Швеции. Эта точка зрения в дальнейшем была изложена в статьях (Палей, 1970, 1971).

Вместе с тем обширные площади Норвегии, прилегающие к Норвежскому морю, как, например, Гнейсовый район Мёр-Ромсдаль, район Бергенских дуг и массива Ютунхейм, длительное время рассматривались как район, в значительной мере сформированные нижнепалеозойскими геосинклинальными комплексами, претерпевшими каледонскую складчатость (Хольтедаль, 1957; Kvale, 1960).

Действительно, по особенностям тектоники, строению и составу пород территория юга Норвегии и запада Швеции характеризуется большим своеобразием и заметно отличается от остальной большей части Балтийского щита. В частности, первые исследователи Скандинавии особо подчеркивали существенную роль в строении района основных и ультраосновных пород, анортозитов и эклогитов. Некоторые разновидности основных пород были впервые выделены в Норвегии.

Большое количество определений возраста пород, проведенных учеными различных лабораторий мира Rb-Sr, U-Pb и K-Ar методами, позволяет более определенно подойти к расшифровке истории формирования земной коры для рассматриваемого региона.

Летом 1975 г. совместно с А.Б.Дергуновым мы непосредственно ознакомились со строением каледонид Норвегии, районами развития древних комплексов провинции Телемарк и северо-западного побережья Норвегии. Это позволило целенаправленно заняться проблемами тектоники докембрия этого интересного региона, известного в литературе под названием Свеконорвежского сегмента.

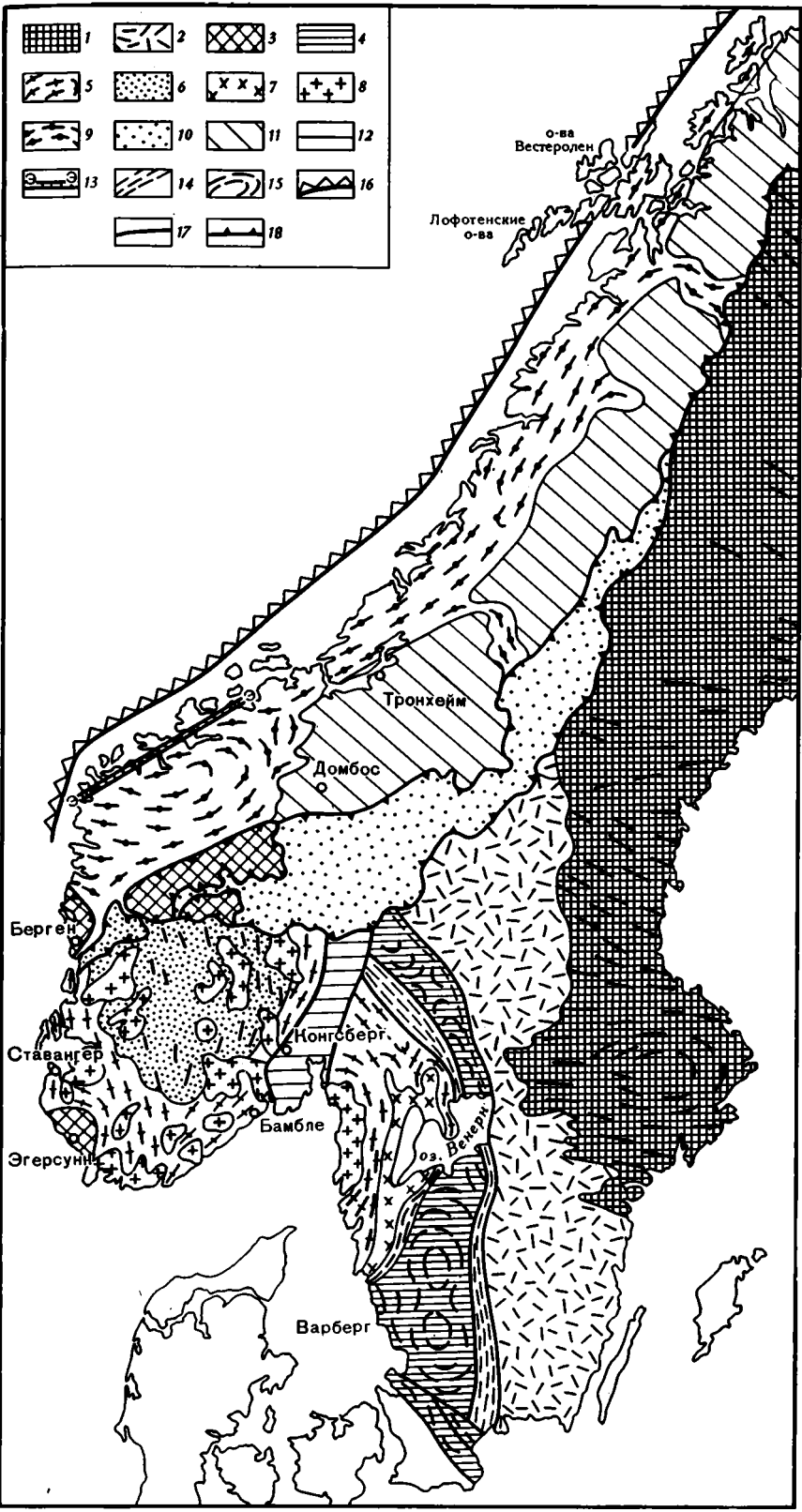
#### СВЕКОНОРВЕЖСКИЙ СЕГМЕНТ

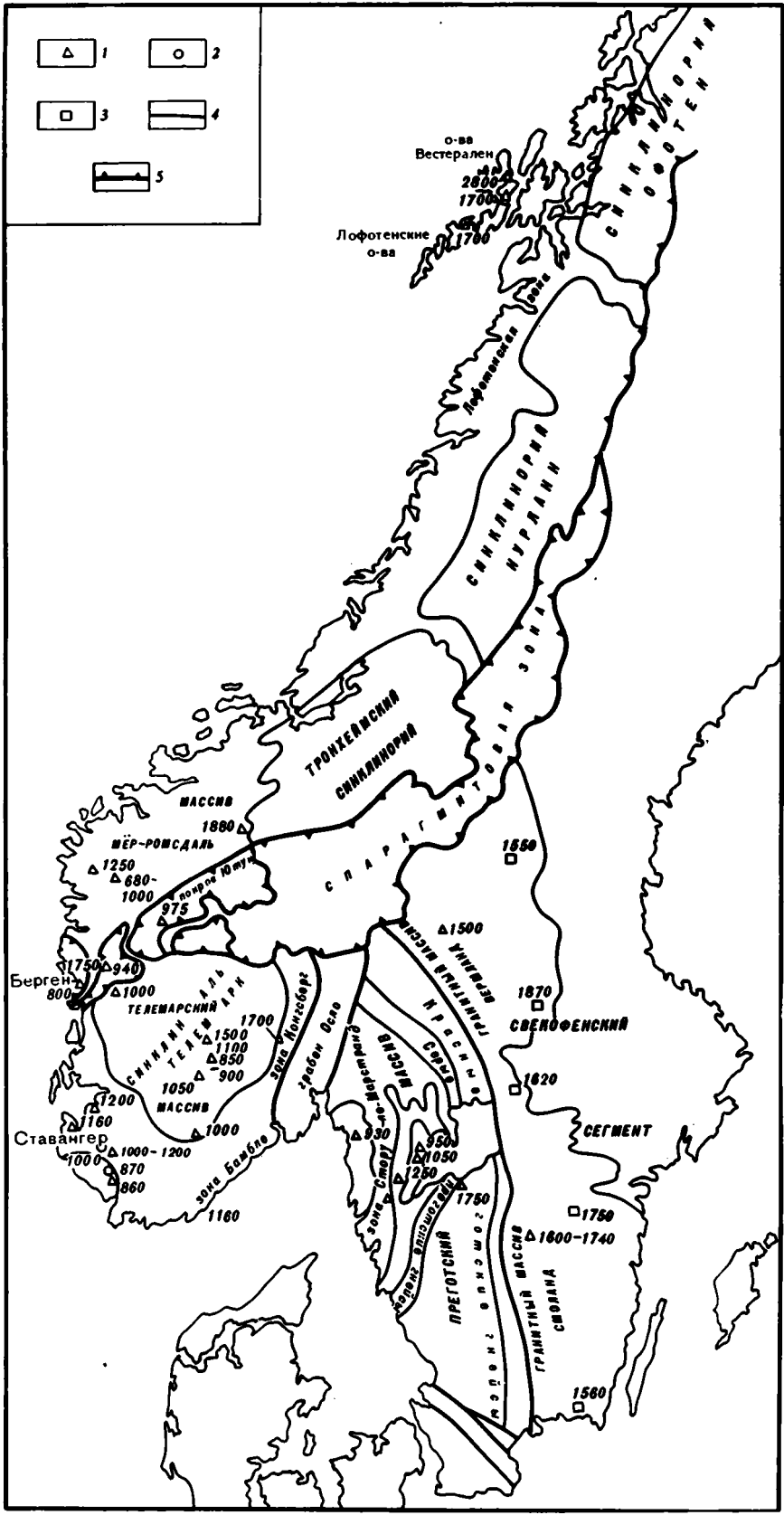
На западе Балтийского щита выделяются три крупные области, хотя как это показано ниже, имеются и общие черты истории развития, объединяющие их в единое целое. Первая область занимает юг Норвегии и включает провинцию Телемарк, сложенную вулканогенно-осадочными толщами докембрия, обрамленными полукольцом с юга и востока зонами глубоко метаморфизованных пород Конгсберг-Бамбле на юго-востоке и Эгерсунн-Ставангер на юго-западе (рис. 11,12).

Следующая область располагается на западе Швеции к востоку от грабена Осло. Этот массив так называемых преготских гнейсов сложен преимущественно серыми и красными гнейсами, содержащими многочисленные тела разнообразных основных пород, которые в Швеции объединяют под названием гиперитов. На западной окраине массива преготских гнейсов располагаются более молодые докембрийские комплексы осадочных и вулканогенных пород. От основной части Балтийского щита массив преготских гнейсов отделен ме-

Рис. 11. Тектоническая схема западной Скандинавии

1-2 - Свеконорвежский сегмент: 1 - кора, сформированная нижнепротерозойскими комплексами (нерасчлененная), 2 - краевой вулканоплутонический пояс Смоланд-Вермланд (1,8-1,6 млрд. лет); 3-9 - Свеконорвежский сегмент: 3 - меланократовый фундамент, 4 - раннерифейский (1,8-1,6 млрд. лет) гранитно-метаморфический слой Преготского массива, 5,6 - среднерифейский (1,2-1,0 млрд. лет) гранитно-метаморфический слой (5 - кора океанического и переходного типов; 6 - нижняя моласса), 7 - плагиогранитные комплексы Хестефьорден и Урсанд (1,2 млрд. лет), 8 - комплексы-показатели становления среднерифейской континентальной коры: граниты Бохус, Даль и Телемарк (0,85-0,9 млрд. лет), 9 - рифейский (0,6-0,9 млрд. лет) метаморфический слой массива Мёр-Ромсдаль и Лофотенской зоны; 10,11 - комплексы зоны норвежских палеозойских: 10 - спарегмитовый комплекс (верхний рифей - венд), 11 - нижнепалеозойский комплекс; 12 - комплекс грабена Осло; 13 - эклогитовая зона; 14 - зоны расслабления; 15 - простирания структур; 16 - зона резкого сокращения мощности земной коры; 17 - главнейшие разломы; 18 - тектонические покровы





риональной зоной разломов и расщепления шириной около 20–25 км. Вдоль зоны развиты многочисленные тела гипербазитов и отдельные массивы сиенитов. Третья область – это гнейсовый массив Мёр-Ромсдаль в пределах Норвегии, на площади которого широко представлены метаморфические комплексы, содержащие тела и линзы ультрабазитов, анортозитов и эклогитов. В этой области отсутствуют массивы гранитов за исключением мелких даек и небольших тел. Массив Мёр-Ромсдаль тесно соприкасается с каледонским Тронхеймским синклиналием и совместно с ним надвинут на юго-востоке на кристаллические породы Балтийского щита. Вдоль зоны надвигания развиты хорошо выделяемые пологие покровы, в состав которых входят и мощные (до 8–10 км) пластины, сложенные расслоенными телами ультрабазитов, базитов и прорывающих их габбро, чарнокитов и мангеритов.

### Телемаркский массив

Для понимания строения и истории формирования земной коры западной Скандинавии в первую очередь целесообразно остановиться на Телемаркском массиве юго-западной Норвегии, центральная часть которого сложена слабо метаморфизованными и полого залегающими вулканогенно-осадочными толщами серии Телемарк. Благодаря многочисленным работам И. Донса (Dons, 1960, 1972) к настоящему времени значительно прояснились стратиграфия и структура района. В центре провинции Телемарк И. Донс выделяет довольно крупную синклиналичную структуру, где наблюдается нормальная стратиграфическая последовательность серии. В составе серии широко развиты кварциты (до 99%  $SiO_2$ ), нередко косослоистые, содержащие мощные горизонты лав и туфов как кислого, так и основного состава. Общая мощность серии около 6000 м. Многочисленные тела габбро образуют силлы, пронизывающие серию.

Определения возраста кислых метавулканитов, проведенные изохронным Rb-Sr методом, не дают хорошей линейной корреляции и показывают разброс цифр между 1067 и 1570 млн. лет, хотя наибольшее число определений концентрируется на уровне 1200 млн. лет (Priem et al., 1973b).

Относительно слабо метаморфизованные толщи серии Телемарк, сохранившие первичную структуру и текстуру, окружены зоной метаморфических пород, представленных разнообразными гнейсами и гранито-гнейсами. Достаточно убедительно установлено, что гнейсы, по крайней мере вдоль окраин синклинали, возникли в результате метаморфизма пород формации Телемарк. Возраст гранито-гнейсов и гнейсов, определенный Rb-Sr методом, равен  $1067 \pm 23$  млн. лет (Priem et al., 1973b). Цифры возраста дают хорошую линейную корреляцию. Так же надежно определен возраст порфировидных калиевых и олигоклаз-альбитовых гранитов, прорывающих серию Телемарк, равный  $858 \pm 48$  млн. лет. Эти граниты, известные под названием гранитов Телемарк, образуют крупные батолитоподобные тела, широко распространенные на всей территории южной Норвегии.

Основание серии Телемарк и характер ее соотношений с более древними комплексами достоверно не известны. Отдельные указания на возможный контакт требуют дополнительного изучения. Некоторые норвежские геологи полагают, что в состав глубоко метаморфизованных пород включены как серия Телемарк, так и более древние образования. Вероятно, это соответствует действительности, так как среди метаморфических пород на крайнем юге Норвегии наряду с гнейсами появляются не свойственные серии Телемарк меланократовые образования, в составе которых развиты анортозиты, нориты, габброиды, а также монциты, мангериты, чарнокитовые мигматиты, амфиболи-

Рис. 12. Схема основных структурных элементов западной Скандинавии с указанием распределения возрастных датировок

1–3 – методы датировок: 1 – рубидий–стронциевый, 2 – урано–свинцовый, 3 – калий–аргоновый; 4 – главные разломы; 5 – тектонические покровы

ты, высокоглиноземистые силлиманит-ставролитовые гнейсы. Кварциты также присутствуют в разрезах, но их роль гораздо скромнее.

Структура гнейсовых образований расшифрована пока не достаточно. Установлено, в частности, существование среди метаморфических комплексов гранито-гнейсовых куполов и валов, напоминающих по своей структуре аналогичные образования в пределах Алданского щита.

К наиболее низким разрезам земной коры в районах южной Норвегии следует отнести крупные выходы анортозитов провинции Ругаланн вдоль побережья Северного моря. Анортозиты и связанные с ними породы слагают крупный массив Эгерсунн общей площадью около 2000 км<sup>2</sup>. Массив хорошо изучен и подробно описан (Barth, Reitan, 1963; J. Michot, 1961; P. Michot, 1967, 1969; Павловский, 1967). Наиболее древней частью массива являются анортозиты Эгерсунн-Огна, образующие куполообразное тело, сложенное андезитом и заключающее ксенолиты основных пород. Восточнее располагаются анортозиты Холанн-Хеллерен, представляющие собой, согласно П. Мишо, палингенные анортозиты. Самым молодым членом описанной ассоциации является сложный ритмично расслоенный лоподит Бьеркрейм-Согндаль, напоминающий по своему строению массив Ськьергаард Гренландии. В массиве выделяется пять ритмов, каждый из которых в основании сложен анортозитами и лейконоритами, переходящими выше в нориты, а затем монзонориты и кварцевые монзониты.

Залегающие на массиве Эгерсунн-Огна высокоглиноземистые гнейсы серии Гьёсталь имеют облик глубинных гнейсов катазоны и образуют лежащие складки, опрокинутые на юг. В основании гнейсов располагается пологая плоскость срыва, по которой, как полагает П. Мишо (Michot, 1967), гнейсы надвинуты на анортозиты. Он рассматривает анортозиты Эгерсунн-Огна как интрузивное тело, внедрившееся вдоль границы базальтового слоя земной коры, причем собственно анортозитовая магма сформировалась в результате совместного плавления пород базальтового ложа и древнейших осадочных комплексов Земли. Эта идея на основании более обширных материалов нашла в дальнейшем развитие в работе Е.В. Павловского (1967).

Используя данные сейсмологии, П. Мишо (Michot, 1967) проводит границу Конрада по поверхности анортозитовых массивов (рис. 13). В последнее время особое внимание приобрела зона развития пород гранулитовой фации, окаймляющая массив Эгерсунн с северо-востока. Эта зона шириной 20-30 км и протяженностью около 100 км (рис. 14) состоит из пироксеновых гнейсов, высокоглиноземистых гранатовых и кордиерит-силлиманитовых гнейсов, чарнокитов, очковых гнейсов и гранито-гнейсов. Породы прорваны гиперстеновыми габброидами. П. Пастеелс и Ж. Мишо (Pasteels, Michot, 1975) предполагают, что гнейсы возникли по вулканогенным породам. В северо-восточном направлении породы гранулитовой фации постепенно сменяются породами амфиболитовой фации. Среди последних особенно широко развиты очковые гнейсы.

Возраст пород гранулитовой фации в последние годы тщательно проанализирован методами изотопной геохронологии. Количество определений, проведенных только U-Pb и Rb-Sr методами, достигает двух сотен.

Наибольший интерес представляют две работы, появившиеся почти одновременно. Авторы первой работы (Pasteels, Michot, 1975) применили в основном U-Pb изохронный метод, используя для определений возраста ширкон, монацит и отчасти сфен и калиевый полевой шпат. Автор второй работы (Versteeve, 1975) широко применял Rb-Sr метод. Хотя авторы обеих работ подходят к вопросу истории метаморфизма района с разных позиций, результаты их измерений в принципе близки.

Результаты измерений U-Pb и Rb-Sr методами показали, что возраст гранулитовой фации метаморфизма около 1000 млн. лет. Особенно хорошо совпадение определений (40 определений) дает U-Pb метод, где большинство полученных дат располагается в пределах 950-1150 млн. лет.

Вместе с тем имеются датировки (главным образом Rb-Sr методом), приближающиеся к 1200 млн. лет (анатектические чарнокиты), и единичные цифры в пределах 1400 млн. лет. Вообще Rb-Sr определения дают больший раз-

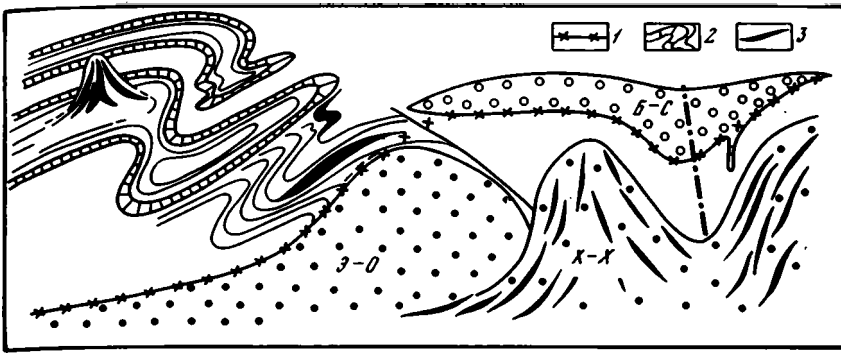


Рис. 13. Схематический разрез через массив Эгерсунн (Michot, 1967)  
 1 - поверхность Конрада; 2 - гнейсы; 3 - граниты. Массивы: Э-О - Эгерсунн-Огна; Х-Х - Холанн-Хеллерен; Б-С - Бьеркрейм-Согндаль

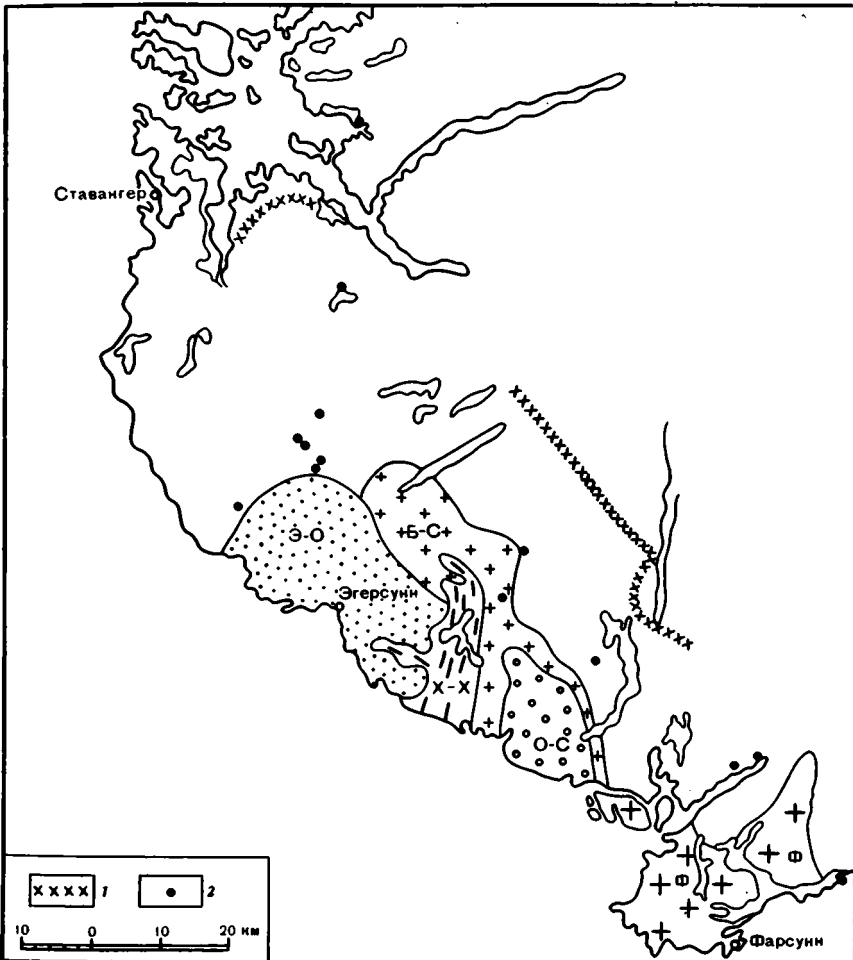


Рис. 14. Схема распространения гранулитовой фации метаморфизма на площади южного Ругаланна (Pasteels, Michot, 1967)  
 1 - граница гранулитовой фации; 2 - пункты взятия проб для определения возраста. Массивы: Э-О - Эгерсунн-Огна, Х-Х - Холанн-Хеллерен, Б-С - Бьеркрейм-Согндаль, О-С - Она-Сира, Ф - Фарсунн



брос данных, чем U-Pb датировки. Так, например, 24 определения показывают изохронный Rb-Sr возраст  $952 \pm 26$  млн.лет, 11 -  $1004 \pm 88$  млн.лет и 4 определения из изолированного участка Дронгсдален дали изохрону  $1484 \pm 60$  млн.лет. Определения U-Pb методом из этого участка показывают возраст 1100-1150 млн.лет. Тщательно проведены определения возраста пород расслоенного массива Бьеркрейм-Согндаль. Rb-Sr изохронный возраст массива -  $860 \pm 30$  млн.лет (Versteeve, 1975), U-Pb возраст плагиоклазовых горизонтов в массиве немного древнее и равен  $970 \pm 20$  млн.лет (Pasteels, Michot, 1975). Возраст биотита (Rb-Sr и U-Pb методами) - 870-910 млн.лет, а амфибола - 940 млн. лет. Возраст долеритовых даек, рассекающих массив Эгерсунн-Огна, - 935-845 млн.лет.

П. Пастеелс и Ж. Мишо (Pasteels, Michot, 1975) пришли к выводу, что метаморфизм гранулитовой фации происходил 1000 млн.лет тому назад и был кратковременным. Цифры на уровне 1200 млн.лет отражают возраст вулканизма, в то время как цифра 1400 млн.лет, возможно, свидетельствует о возрасте обломочного ширкона. Действительно, эти авторы выделили и описали характерные округлые зерна бесцветного ширкона, форма которых может быть связана с процессами осадконакопления. А. Верстееве (Versteeve, 1975), однако, допускает существование древнего фундамента, на котором примерно 1500 млн. лет назад накопились осадочные серии, испытавшие затем 1200 млн.лет тому назад свеконорвежский метаморфизм амфиболитовой фации, а еще позже - 950-1000 млн. лет назад - метаморфизм гранулитовой фации. Почти одновременно внедрился расслоенный массив Бьеркрейм-Согндаль, кристаллизация которого происходила длительно.

Существование эпохи метаморфизма, магматизма и складчатости на уровне 1200 млн.лет представляется вполне вероятным. На это указывает, например, совпадение цифр возраста эндебитов района, определенных разными методами ( $1220$  млн. лет - U-Pb и  $1206$  - Rb-Sr методы). Как мы увидим далее, породы с возрастом 1200 млн. лет широко распространены в пределах западной Скандинавии.

Таким образом, из анализа данных рассмотренных работ следует важный вывод, что породы зоны гранулитовой фации сформировались в интервале времени 1200-1000 млн.лет, т.е. в среднем рифее, и близки по возрасту гнейсам формации Телемарк. Граниты Телемарк несколько моложе и завершают формирование земной коры в рассматриваемом районе. Вероятно, в провинции Ругаланн действительно отсутствует более древнее гранито-гнейсовое основание, как это предполагают многие исследователи (Michot, 1967; Pasteels, Michot, 1975; Павловский, 1967), и вулканогенно-осадочные толщи легли на меланократовые породы, ксенолиты которых встречены в массиве Эгерсунн-Огна. Неясно, является ли массив анортозитов действительно интрузивным телом, как это предполагает большинство геологов. Более вероятно, что он входит в состав фундамента, что находит подтверждение при рассмотрении района "Бергенских дуг" и массива Мёр-Ромсдаль, расположенных на крайнем западе Скандинавии, на строении которых мы еще остановимся.

Определения возраста пород, проведенные в основном Rb-Sr методом, имеются в ряде других участков Телемаркского блока. Все основные датировки приурочены к интервалу 1200-1000 млн.лет. Так, на севере блока к востоку от г. Бергена возраст метаморфизованных риолитов составляет  $943 \pm 100$  млн.лет (Andresen et al., 1974). Граниты Ходнаберг дали дату  $1004 \pm 90$  млн.лет (Brueckner, 1972), а расположенный неподалеку гранит Хернес -  $1274 \pm 4$  млн.лет (Pringl et al., 1975). Возраст метаморфизма парагнейсов на западной окраине блока в районе г.Ставангера около 1160 млн.лет (Heier et al., 1972), а возраст прорывающих их гранитов - 1175 млн.лет (O'Nions, Baadsgaard, 1971). Гранит Ормакам-Молдхестен, расположенный северо-восточнее Ставангера, имеет возраст в пределах 1180-1250 млн.лет. Близкие цифры возраста метаморфических пород имеются и для зоны Конгсберг-Бамбле. В этой зоне породы частично метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, для которой характерна энстатит-горнблендитовая ассоциация. Широко развиты

кварциты, силлиманитовые гнейсы, мраморы, амфиболиты и кварц-полевошпатовые гнейсы. Присутствуют также рой даек и небольшие тела основного состава, представленные амфиболизированным габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами, содержащими гиперстен и оливин. Эти тела скандинавские геологи обычно объединяют под названием гиперитов. Широко распространены синорогенные граниты, очковые гнейсы, чарнокиты, присутствуют и плагиограниты тронхеймского типа.

Возраст метаморфизма пород района Конгсберг определен Rb-Sr методом, который дал дату  $1260 \pm 40$  млн.лет (O'Nions, Heier, 1972). В секторе Бамбле радиометрический возраст гранодиорит-адамелитовых гнейсов, слагающих куполовидную структуру Леванг, определенный Rb-Sr методом по породе в целом, дал цифру  $1167 \pm 50$  млн.лет, а U-Pb и свинцовым изотопным методами по цирконам и сфенам - 1160 млн.лет. Вдоль морского побережья Rb-Sr определения пород зоны Конгсберг-Бамбле дали дату  $1284 \pm 7$  млн.лет для гнейсов и 1100 млн.лет для пегматитов. K-Ar датировки показывают отсутствие возрастов древнее 1120 млн. лет. Однако в зоне Конгсберг-Бамбле отмечены участки с отдельными датировками 1600-1800 млн. лет, что связывается с существованием древних дорифейских образований или с присутствием в породах обломочного материала, снесенного с древних шитов. Вторую точку зрения подтверждает присутствие округлых зерен незональных цирконов с возрастом 1616 млн.лет (U-Pb метод), тогда как возраст зональных ограненных цирконов - 1160 млн.лет. В данном случае не исключается "изотопное омоложение" обломочных цирконов (O'Nions, Baadsgaard, 1971). Вдоль западной окраины зоны Конгсберг-Бамбле (в районе г. Бюгланн) появляются граниты с возрастом  $1038 \pm 48$  млн.лет (Pedersen, 1973).

Вулканогенно-осадочные породы серии Телемарк, развитые в центральной части Телемаркского массива, представлены мелководными образованиями. Осадочные члены серии, в составе которых присутствуют кварциты, являются, вероятно, продуктами дезинтеграции более древней сиалической коры. Возможным источником сноса являлись гранитоидные породы свекофенид Балтийского щита. Время накопления серии заключено в пределах 1500-1100 млн.лет, возраст метаморфизма датируется цифрой 1060 млн. лет, а внедрение гранитов Телемарк - 850 млн.лет.

Пока нам не ясно соотношение формации Телемарк с более древними образованиями, которые участвуют в строении зоны Ставангер и Конгсберг-Бамбле. Массив Эгерсуни, по-видимому, представляет собой выход на поверхность древнейшего меланократового фундамента. Лежащая выше серия Гьёсталь первично вулканогенно-осадочного состава была метаморфизована в гранулитовой и амфиболитовой фациях 1000 млн.лет назад. Однако в районах обрамления Телемаркского блока, как мы видели выше, преобладают цифры 1200 млн.лет, особенно четко намечаемые Rb-Sr определениями. Вероятно, гранито-гнейсовый слой зон Конгсберг-Бамбле и Ставангер сформировался несколько раньше центральных частей блока. Полученные значения около 1200 млн.лет и более, по-видимому, отражают реальный возраст формирования магматических и осадочных комплексов, хотя в ряде случаев они могут свидетельствовать только о возрасте обломочных фракций, поступавших с соседнего щита в рифейское время.

### Преготский массив

Особенности геологического строения этой интересной территории подробно изложены выше, в разделе, подготовленном А.С. Новиковой и С.А. Сидоренко. Здесь же основное внимание уделено геологическому истолкованию данных геохронологии. Работы шведских ученых Р. Горбачева и Э. Велина, сопровождаемые радиометрическими исследованиями, позволяют надежно сопоставить геологические комплексы западной Швеции с образованиями Телемаркского массива.

Как отмечалось выше, Преготский массив отделен от остальной части Балтийского щита широкой зоной разломов, к востоку от которой располагается обширное поле развития раннепротерозойских (1700-1750 млн.лет) порфи-

видных гранитов Смоланд и ассоциирующих с ними порфиров. Строение и состав Преготского блока существенно отличаются от соседних более восточных частей шита. Породы, слагающие большую часть блока, представлены гнейсами, среди которых на западе выделяется зона "серых", а на востоке "красных" гнейсов. Простираание гнейсовых зон в целом меридиональное, хотя на этом фоне выделяются куполовидные и валоподобные структуры.

По химизму гнейсы приближаются к составу тоналит-гранодиоритов. При этом, особенно для "серых" гнейсов, отмечается низкое содержание калия. Породы метаморфизованы преимущественно в амфиболитовой фации и только на юге Швеции, в районе г. Варберга выделяется поле пород гранулитовой фации, изученное в последнее время Хуббардом (Hubbard, 1975).

Данные определений возраста, проведенных К-Аг методом, дали цифры в пределах 900-1000 млн. лет. В последнее время для западной зоны "серых" гнейсов получены новые данные о возрасте (Rb-Sr метод). По траверсу Венерсберг - Вара, к югу от оз. Венерн, шесть определений дали возраст  $1755 \pm 85$  млн. лет (Welin, Gorbatshev, 1976 a, c). Близкие по составу гнейсы на западном берегу оз. Венерн в районе Уддевалла показывают возраст  $1690 \pm 155$  млн. лет. Основываясь на низком первичном отношении  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , равном 0,7011, и общей геологической ситуации Э. Велин и Р. Горбачев пришли к выводу об очень краткой предыстории формирования земной коры района Преготских гнейсов. Возрастные датировки, подчеркивают эти авторы, отражают не время метаморфической ремобилизации, как это обычно предполагалось, а начало становления гранито-гнейсового слоя. Они обращают особенное внимание на то, что отношение  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7011$  близко к цифре аналогичного отношения в породах мантии (0,699).

Интересные новые данные получены и для западной окраины Преготского массива, где давно выделяется более молодая структура Омоль-Кропшефоль. Здесь, по данным Н. Магнуссона (Magnusson, 1929), на поверхности "преготских гнейсов" с каолиновой корой выветривания в основании залегает супракрустальная серия Омоль, состоящая из кварцитов, конгломератов и вулканогенных пород, среди которых преобладают основные и кислые лавы, но встречаются также туфы и агломераты. Породы серии Омоль севернее оз. Венерн слагают пологую синклинали Гильберга, располагающуюся непосредственно на преготских гнейсах. В последнее время появились работы (Zeck, Malling, 1974, 1976), усложняющие представления о структуре синклинали. Согласно этим исследованиям, синклинали является аллохтонной структурой и состоит из трех пластин, разделенных горизонтами катакластических пород, которые ранее рассматривались как метавулканические образования. Однако наиболее вероятно, что породы структуры Омоль-Кропшефоль, как показали Р. Горбачев и Э. Велин, не испытали больших горизонтальных перемещений. В основании крупных стратиграфических комплексов наблюдаются нормальные стратиграфические соотношения. Согласно их данным, на гранито-гнейсовом основании, сложенном плагиоклазовыми, богатыми Са гранитами, гранодиоритами, диоритами (группа Омоль I) залегает вулканогенно-осадочная серия Капбео или ее аналог Эллено. В основании этих формаций располагаются конгломераты с гальками пород подстилающей группы Омоль I. Гранито-гнейсы этой группы, как и связанные с ней более молодые линзы и дайки гранит-гранодиоритов группы Омоль II, эквивалентны по возрасту и составу преготским гнейсам Швеции. Тела гранито-гнейсов этих двух групп имеют тесную связь с тектоникой, формируя вытянутые в меридиональном направлении линзы и дайки, среди которых располагаются ксенолиты основных пород, вероятно представляющие реликты первичного субстрата.

Серия Капбео прорывается гранитами Эллено, возраст которых около 1400 млн. лет. Более молодой возраст имеют удлинённые в меридиональном направлении массивы гранитов Хёстефьорден и Урсанд. Для них характерны отчетливо рвущие контакты и широкое развитие мигматитов. Они отличаются от гранитов Омоль, характеризуясь более однородным составом и отсутствием гранодиоритов, содержание  $SiO_2$  в гранитах достигает 75-80%. Возраст гра-

литов Хестефьорден, определенный Rb-Sr методом, равен  $1240 \pm 80$  млн. лет, а возраст гранитов Урсанд -  $1250 \pm 50$  млн. лет (Gorbatshev, Welin, 1975; Welin, Gorbatshev, 1976b). Граниты Хестефьорден трансгрессивно перекрыты дальсландской вулканогенно-осадочной серией, слагающей небольшую меридиональную синклиналиную складку в центре Омоль-Кропшефьольской структуры. Дальсландская серия, представленная в основании аркозами и конгломератами, в средней - спилитами и сланцами и в верхней - кварцитами и сланцами, прорвана мелкими телами гранитов Даль. Эти граниты являются эквивалентом микроклиновы́х гранитов Бохус, крупный массив которых располагается вдоль норвежской границы и на территории Норвегии известен под названием гранита Осейфельд.

Гранитный массив Бохус представляет собой крупный лополит типичных калиевых микроклиновы́х гранитов, возраст которых, определенный U-Pb методом, достигает 930 млн. лет (Welin, Blomqvist, 1966). Дополнительные определения возраста серии Дальсланд и гранитов Бохус Rb-Sr методом (Skibld, 1976) показали, что возраст сланцев  $1050 \pm 50$  млн. лет, а гранитов Бохус, жильная фашия которых прорывает серию Дальсланд, -  $910 \pm 35$  млн. лет. Возраст тех же гранитов по K-Ar датировкам составляет  $840 \pm 680$  млн. лет. Предполагается, что цифра 1050 млн. лет, полученная для сланцев дальсландия, отражает возраст диагенеза осадочных пород. Серия Дальсланд, заключенная в возрастном интервале между гранитами Хестефьорден ( $1240$  млн. лет) и Бохус ( $910$  млн. лет), таким образом имеет твердо установленный средне-рифейский возраст. Раннерифейский возраст, по-видимому, имеют серии Капшебо и Эллено.

Новые данные по геохронологии пород структуры Омоль-Кропшефьоль свидетельствуют о длительном и неравномерном формировании сиалической земной коры, которое в основном приходится на нижний и средний рифей, от уровня  $1600-1700$  млн. лет, когда появился первый гранито-гнейсовый слой до уровня  $900$  млн. лет - окончательной консолидации структуры. Промежуточные этапы гранитообразования выражены в появлении гранитов Капшебо ( $1400$  млн. лет), а также гранитов Хестефьорден и Урсанд ( $1250$  млн. лет).

В работах Р.Горбачева и Э.Велина подчеркнуты существенные отличия геологической истории формирования Преготского блока от геологической истории более восточной части Балтийского щита. При анализе следует обратить внимание, что время формирования первого гранито-гнейсового слоя Свеконорвежского сегмента ( $1600-1700$  млн. лет) соответствует в Свекофенском сегменте времени окончания становления нормальной континентальной коры, когда внедрились крупные массивы порфиroidных калиевых гранитов Смоланд и изжились кварцевые порфиры.

В западной части Преготского блока основные этапы формирования континентальной коры приходятся на ранний и средний рифей, что хорошо видно в районе Омоль-Кропшефьоль. Зона развития собственно преготских гнейсов является восточным бортом крупной рифейской структуры, большая часть которой располагается на юге Норвегии и была описана выше. На площади этих гнейсов отсутствуют тела нормальных гранитов и мы имеем дело с "недоразвитой" континентальной корой.

#### Гнейсовый массив Мёр-Ромсдаль

Этот район У. Хольтедаль назвал областью развития гнейсов основания. На Международной тектонической карте Европы (1964) он известен под названием Гнейсового района Мёр-Ромсдаль. Массив Мёр-Ромсдаль протягивается вдоль побережья Норвежского моря от района Бергена до Тронхейма на протяжении  $150$  км. От Телемаркского блока он отделен сложной системой полных надвигов, по которым массив переместился на юг. Рассматривая массив в целом в первую очередь следует отметить широкое развитие довольно однообразных гнейсов и отсутствие гранитов за исключением отдельных жил и небольших штоков. Особенностью района являются мелкие, но многочисленные

тела ультрабазитов, габбро, габбро-норитов, анортозитов и своеобразных эклогитов. Среди гнейсов преобладают серые плагиоклаз-биотитовые и кварц-плагиоклазовые полосчатые разности, гранат-слоистые сланцы, амфиболиты, нередко гранатосодержащие. Выделяются участки овальной формы, в строении которых основную роль играют анортозиты, ультрабазиты и габбро, находящиеся среди очковых гнейсов и кварцитов.

В последнее время особое внимание привлекают тела эклогитов, широко распространенные вдоль побережья Норвежского моря. С их положением мы совместно с А.Б. Дергуновым ознакомились непосредственно в поле. По особенностям состава и морфологии тел выделяются два типа эклогитов: темные гранатовые перидотиты и зеленоватые омфацит-гранат-плагиоклазовые эклогиты, нередко содержащие амфибол и эпидот. Первый тип тесно связан с телами перидотитов и вебстеритов, которые, как полагают (Carswell, 1973), поступили в земную кору из верхней мантии по глубоким разломам. Относительно генезиса эклогитов второго типа существуют противоречивые мнения. Эклогиты этого типа располагаются в виде будин и линз среди гнейсов. Отдельные будины достигают 500 м в поперечнике. Их выходы прослеживаются на десятки километров вдоль побережья в северо-восточном направлении. Слоистость внутри тел эклогитов обычно не совпадает со слоистостью вмещающих толщ. М.А. Лаппин (Lappin, 1966), детально изучивший эклогиты Нордфьорда, считает, что они, как и сопровождающие их дуниты и анортозиты, являются телами, чуждыми для вмещающих пород, и поступили из глубоких слоев земной коры или мантии. Другие авторы (Bryhni et al., 1969), отмечая постепенные переходы эклогитов к вмещающим породам, пришли к выводу, что по крайней мере омфацитовые эклогиты возникли на месте. Предполагается, что эклогиты второго типа представляют метаморфизованные и будинированные дайки и силлы долеритов, пересекающих гнейсы (Griffin, Raheim, 1973).

Касаясь проблемы возраста гнейсов района Мёр-Ромсдал, отметим, что на первых этапах изучения их относили к архею (Reusch, 1881; Kolderup, 1923). У. Хольтедаль (1957; Holtedahl, 1944) пришел к выводу об их каледонском возрасте, а Т. Странд (Strand, 1960; Strand, Kulling, 1972) предположил, что гнейсы возникли в результате метаморфизма пород спарагмитовой серии позднего докембрия и толщ кембро-ордовика.

Первые измерения возраста пород  $K-Ar$  и  $Ar^{40}-Ar^{39}$  методами заставили усомниться в их каледонском возрасте, так как были получены датировки  $552 \pm 22$  млн. лет, а в отдельных участках и более древние — 1500–1600 млн. лет. Дальнейшие определения возраста (Brueckner, 1972), проведенные  $Rb-Sr$  методом, показали, что возраст метаморфизма и магматизма преимущественно рифейский. На западе массива (оз. Холсватн) возраст гнейсов —  $1253 \pm 100$  млн. лет, а рвущих их пегматитов —  $676 \pm 100$  млн. лет; возраст кварцитов района Нордфьорда — 590 млн. лет, а гнейсов хр. Юстедаль —  $1000 \pm 150$  млн. лет.

Особый интерес представляют определения возраста гнейсов в восточной части массива, в районе Доврефьелл, где четыре пробы пород дали древние возраста (1880 млн. лет). Обращает внимание очень низкое стронциевое отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , равное 0,693. В то же время определения возраста по вторичным минералам (эпидот, мусковит, биотит) дали каледонские возраста —  $391 \pm 12$  млн. лет, что свидетельствует об известной роли каледонских процессов в формировании земной коры этого района.

Рассмотренный массив в виде неширокой зоны глубоко метаморфизованных пород продолжается вдоль побережья Норвежского моря, ограничивая на северо-западе каледонский Тронхеймский синклиниорий. Эта зона названа нами Лофотенской. В ее пределах располагаются острова Лофотенские и Вестерален, сложенные породами, метаморфизованными в гранулитовой фации. На островах широко развиты анортозиты, оливковые габбро, ультрабазиты, магнетитовые пироксениты, полосчатые гнейсы, а также монцониты, банатиты и адамелиты. Эти породы слагают суровую и труднодоступную Лофотенскую стену, протяжен-

ностью около 120 км. Во многих разностях пород отмечается очень низкое содержание кремнезема (менее 50%) и повышенное — железа и титана.

Определения возраста пород Rb-Sr методом показали неожиданные геохронологические датировки пород (Heier, Compston, 1969). Несмотря на значительный разброс цифровых данных выделяются две группы датировок. Возраст рассланцованных, преимущественно меланократовых гнейсов, метаморфизованных в гранулитовой фаши, составляет  $2800 \pm 85$  млн. лет. Для них характерно низкое отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , равное,  $0,702$ . Группа пород, включающая анортозиты, монцитоны и оливиновые габбро, имеет возраст  $1705 \pm 45$  млн. лет. Каледонские события нашли место при определении возраста пород амфиболитовой фаши K-Ar методом, который дал возраст 450 млн. лет.

Породы Лофоненской зоны протягиваются далее на северо-восток в пределы северной Норвегии, прослеживаясь в районе о. Сейлланн, где среди толщ спарагмитового комплекса слагают куполообразный массив, образованный телами габбро, габбро-сиенитов, анортозитов, монцитонов и периодитов. Для основных пород здесь определен возраст  $1634 \pm 201$  млн. лет, для кварцосодержащих гнейсов —  $1034 \pm 204$  млн. лет, сиенитов — 625 млн. лет (Brueckner, 1973).

Краткое рассмотрение материалов о строении массива Мёр-Ромсдаль и Лофотенской зоны показывает, что в этих районах развит глубоко метаморфизованный базальтовый слой и, вероятно, меланократовый фундамент, не испытывавшие гранитизации, но насыщенные телами габброидов, чарнокитов и монцитонов. Среди метаморфических комплексов сохранились древние фрагменты с возрастом, достигающим 2600 млн. лет, хотя подавляющее большинство пород имеет более молодой возраст (1200–1000 млн. лет). Эти породы подверглись каледонской ремобилизации. На древних меланократовых образованиях местами сохранился метаморфизованный чехол, сложенный спарагмитом. Возможно, что он имеет важное значение в строении ряда участков, но из-за недостаточной изученности не отделен от гнейсов основания.

Геофизические данные показывают, что вдоль побережья Норвежского моря, где выявлены зоны эклогитов, мощность земной коры быстро сокращается от 38 до 28 км (Sellevoll, 1973) и в районе плато Воринг составляет всего 15 км. В Норвежской котловине наблюдается уже современная океаническая кора с характерными аномалиями линейной формы (Talwani, Eldholm, 1974; Sellevoll, 1973; Kvale, 1975). Меланократовые комплексы района Мёр-Ромсдаль и Лофотенской зоны образуют контрастные гравитационные и магнитные поля. В ряде мест они вызывают резкие гравитационные максимумы в редукции Буге, как например в районе Лофотенских островов, где максимум достигает +140 мгл (Sellevoll, 1973).

О неглубоком залегании нижних слоев земной коры и, вероятно, мантии в рассмотренных районах свидетельствует и знаменитая зона норвежских надвигов, протягивающаяся на расстоянии 1500 км от Бергена до Варангер-фьорда на северо-востоке. Эта зона, в частности, отделяет массив Мёр-Ромсдаль от участков Телемаркского блока с нормальной гранитной земной корой. В строении зоны покровов участвуют не только местные породы (серия Телемарк, спарагмит), но и мощные пластины габбро-периодитового комплекса. Некоторые исследователи считают, что покровы, в том числе палеозойские толщи Тронхеймского синклиниория, переместились со стороны Северной Америки или Средне-Атлантического хребта (Galle, Roberts, 1974; Буртман, 1974), тогда как другие предполагают амплитуду их перемещения не очень значительной (Wolff, 1974; Kvale, 1975). В настоящее время достоверно установлены горизонтальные перемещения на юго-восток, т.е. в сторону Балтийского щита, причем их амплитуда может измеряться по крайней мере десятками километров.

Особый интерес представляют расслоенные ультраосновные породы, выходящие вдоль зоны разломов и изученные в последнее время в районе Ютунхейма рядом исследователей (Battey, McRitchie, 1975; Griffin, 1971). В 1975 г. много внимания строению этих пород в зоне покрова уделил А.Б. Дергунов, который тщательно изучил характер полосчатости.

Зкономерный ритмичный характер полосчатости пород наводит одних исследователей на мысль о возникновении расслоенности в результате метаморфизма сложистых пород, состоявших из чередования вулканического пепла и карбонатов (Oosterom, 1963). Другие придерживаются гипотезы фракционной дифференциации в условиях высокого давления, причем исходный материал, по их мнению, приближался по составу к базальтовому слою кайнозойских океанов, хотя и отмечены определенные черты сходства с веществом мантии (Battley, McRitchie, 1975). Следует признать интересной точку зрения этих авторов, согласно которой меланократовые породы покрова Ютун, как и породы более северного района Сейланн, представляют наиболее глубокие слои земной коры, широко распространенные на северо-западе Скандинавии.

Результаты гравитационных исследований показали, что вдоль зоны покрова Ютун отмечена положительная аномалия силы тяжести, интерпретация которой позволяет прийти к выводу, что покров представляет пластину меланократовых пород мощностью от 8 до 15 км. Не исключается, что вдоль северо-западного края покрова располагаются его корни (Smithson, Ramberg, 1970).

Процесс покровообразования, по последним данным, начался в позднем докембри. На это указывает состав кластических пород спарагмита Вальдрес, прослеженного вдоль юго-восточного края покрова. Породы из покрова Ютун в изобилии содержатся в гальках и обломках этого спарагмита, возраст которого определяется как позднедокембрийский (Loeschke, Nickelsen, 1968), скорее всего верхнерифейский или вендский.

Данные определений возраста пород покрова, проведенные Rb-Sr методом по гранитам, которые прорывают покров в его юго-западной части (5 проб), дали хорошую изохрону  $975 \pm 35$  млн. лет (Priem et al., 1973b), т.е. датировку, близкую к возрасту гранита Телемарк. Возраст собственно меланократовых пород конечно древнее. K-Ar определения, выполненные по полевым шпатам, роговой обманке и биотитам, дали цифры, колеблющиеся от 428 до 1280 млн. лет (Battley, McRitchie, 1975).

Более определенно о возрасте глубоких слоев земной коры, вовлеченных в процессы покровообразования, можно сказать при рассмотрении так называемой Бергенской дугообразной системы, которая давно хорошо изучена (Koldegur C. F., Koldegur N. H., 1940; Kvale, 1960), а ее геохронология в последнее время детально рассмотрена группой геологов во главе с Б. Стёртом (Sturt et al., 1975):

Во внутренней части дуги (район о-ва Сотра и г. Бергена) располагается массив гранодиоритовых и тоналитовых гнейсов, обтекаемый с востока двумя дугообразными в плане комплексами милонитизированных пород габбро-анортозитовой ассоциации. Между ними заключены две зоны вулканогенно-осадочных образований нижнепалеозойского возраста. Как показали данные радиометрии (Sturt et al., 1975), возраст гнейсов Сотра в центральной части дуги составляет  $1750 \pm 60$  млн. лет (Rb-Sr метод), т.е. соответствует возрасту аналогичных гнейсов в Преготском массиве. Возраст пересекающих их жил гранитов колеблется в пределах между 800 и 890 млн. лет. Габбро-анортозитовая ассоциация, образующая сложные тектонические пластины, так же как и гнейсы Сотра, характеризуется древними цифрами (1750 млн. лет).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые данные о геологическом строении и геохронологии Скандинавии позволяют несколько по-иному трактовать историю формирования земной коры этого региона. Представляется возможным в пределах Балтийского шита и западной части Норвежских каледонид выделить Свеконорвежский сегмент, в котором кора континентального типа и гранито-метаморфический слой сформировались в конце среднего рифея.

Согласно современным представлениям (Пейве и др., 1976), комплексом-показателем становления континентальной земной коры являются крупные тела каледонских гранитов. В соседнем со Свеконорвежским - Свекофенском сегмен-

те Балтийского щита к таким комплексам-показателям континентальной коры относятся вулканоплутоническая ассоциация Смоланд и граниты Вермланд, радиологический возраст которых около 1700 млн. лет. Появление этой ассоциации в Свектофенском сегменте указывает на формирование в раннем протерозое сиалической коры континентального типа. В Свеконорвежском сегменте массовое внедрение нормальных и калиевых гранитов пришлось на интервал 1000-850 млн. лет, т.е. приблизительно на конец среднего рифея. Вместе с тем выявляются обширные зоны и участки, в которых гранитно-метаморфический слой сформировался несколько ранее, в интервале 1200-1000 млн. лет, а в отдельных районах - в конце раннего протерозоя (1700 млн. лет).

Вполне вероятно, что рифейский гранитно-метаморфический слой, а местами и участки с континентальной корой распространяются на юг в пределы Западной Европы. В частности это следует из геолого-геофизических материалов, показывающих, что меридиональные структуры западной Скандинавии следуют через проливы Скагеррак и Каттегат к п-ову Ютландия. Известно также, что среди герцинских сооружений Центральной Европы располагаются крупные рифейские гранито-гнейсовые массивы, структурные связи которых пока не достаточно ясны.

Приведенные данные показывают, что предположение ряда исследователей только о "радиологическом омоложении" дорифейских, в том числе и архейских кристаллических пород западной Норвегии и Швеции в результате готской и свеконорвежской регенераций не имеет основания. Потеря радиогенного аргона, конечно, в ряде случаев имела место, вероятно наблюдалась миграция и других изотопов, но теперь убедительно доказано, что в рифейский этап развития здесь внедрились крупные батолитоподобные тела щелочных и нормальных гранитов, накапливались мощные толщи вулканогенно-осадочных серий, прошли метаморфические преобразования, а также сложные процессы складко- и покровообразования. В целом в Свеконорвежском сегменте происходило формирование новой земной коры, хотя и в специфических условиях, не свойственных фанерозойским геосинклиналям. Каждый из трех массивов, выделенных на западе Скандинавии, отличается своим своеобразным путем развития и особенностями структуры. Зрелая континентальная кора рифейского возраста возникла только в пределах массива Телемарк и по западному краю Преготского массива. В других участках в конце среднего рифея в это время завершилось формирование гранитно-метаморфического, а в районе Мёр-Ромсдаль - метаморфического слоев.

В связи с тем, что в ряде районов западной Скандинавии настоящей континентальной коры не сформировалось, а развит только гранитно-метаморфический слой, здесь гораздо легче прослеживается на поверхности древний меланократовый фундамент, представленный габбро-анортозитовым комплексом, а в зоне Норвежских покровов - полосчатыми дунит-перидотитовыми породами. Эти комплексы сопоставляются с породами слоя "3" и верхней мантии современной океанической коры.

Меланократовый фундамент Свеконорвежского сегмента был метаморфизован в гранулитовой фации и интенсивно дислоцирован еще в раннем протерозое. В результате этих процессов он приобрел определенную жесткость, хотя гранитно-метаморфический слой, по-видимому, еще не был создан. Интересно отметить, что интенсивная региональная дислоцированность и метаморфизм, возможно происходившие в докембрии, описаны А.В.Пейве (1975) для нижнего метаморфического комплекса современного Срединно-Атлантического хребта. Жесткость меланократового фундамента, вероятно, определила специфику дальнейшего развития Свеконорвежского сегмента.

В зоне покровов, отделяющих массив Мёр-Ромсдаль от Телемаркского блока, на поверхности прослеживаются более глубокие слои Земли, возможно слагающие верхнюю мантию. Они были выжаты в виде крупной чешуи еще в допозднерифейское время, о чем свидетельствуют обломки пород покрова, содержащиеся в верхнерифейской спарагмитовой серии Вальдрес, а также факт прорывания меланократовых серий покрова гранитами Телемарк с возрастом



975±35 млн. лет. Вероятно, близкие по генезису чешуи глубоких слоев земной коры описаны в восточной части Балтийского щита А.С.Новиковой (1975). Несомненно, что перемещение покровов в сторону Телемаркского блока продолжалось и в каледонское время, что привело к участию кембрийских и верхнерифейских толщ в процессах интенсивного покровообразования и скупивания в широкой спарагмитовой зоне западной Норвегии.

Древняя океаническая кора протерозойского возраста выделяется в массивах Преготском и Мёр-Ромсдаль, где она преобразована в диоритовые и тоналитовые гнейсы в предрифейское время, в результате чего возник гранито-метаморфический слой. О короткой предыстории развития этого слоя, как уже отмечалось выше, свидетельствуют данные радиологии, в частности очень низкое стронциевое отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , что указывает на слабую геохимическую дифференцированность и глубинное происхождение родоначального вещества. Многочисленные дайки и силлы гиперитов подкрепляют предположение о существовании метаморфизованной океанической коры в большей части Преготского блока.

Таким образом, к западу от сиалического Свекофенского сегмента в конце раннего протерозоя располагался обширный океанический бассейн, охватывающий области западной Скандинавии. Этот вывод подтверждается и положением вулканоплутонических поясов Смоланд и Вермланд, расположенных по периферии бассейна вдоль края Свекофенского сегмента (см. рис. 11).

Континентальная стадия развития рифейской коры выражена в тех районах, где накопились мощные рифейские вулканогенно-осадочные комплексы пород, образующие относительно простые структурные формы. К сожалению, еще не решен вопрос о распространении рифейских комплексов на территории Скандинавии. Тем не менее ясно, что серия Дальсланд имеет возраст около 1000 млн. лет. Наиболее вероятен среднерифейский возраст серии Телемарк, хотя нельзя исключить возможность присутствия в ее составе и раннерифейских образований. Что касается времени накопления пород в зонах обрамления района Телемарк (Бамбле, Конгсберг, Кристиансанд), то здесь вполне вероятно развитие метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ раннего протерозоя, хотя завершающий гранитоидный магматизм и метаморфизм и в этих районах также прошли на уровне 1200-1000 млн. лет.

На примере структуры Омоль-Кропшефьоль хорошо выясняется история формирования земной коры континентального типа. Благодаря исследованиям Р.Горбачева и Э.Веллина можно уловить определенные интервалы наиболее важных событий. Действительно на подстилающих сериях Омоль-I и Омоль-II располагается вероятно нижнерифейская серия Капшебо, прорванная гранитами Эллено (1400 млн. лет), а затем гранитами Хёстефьорден и Урсанд (1250 млн. лет). На всех этих породах снова с несогласием залегает серия Дальсланд (1000 млн. лет), в свою очередь прорванная гранитами Бохус (900 млн. лет). Аналогичная история формирования коры выясняется и для Телемаркского массива, особенно в зонах его обрамления. Вероятно, серия Телемарк по возрасту соответствует сериям Капшебо и Дальсланд западной Швеции, так как они близки по своему положению и формационному облику.

Из приведенных примеров следует вывод об очень длительном, хотя и прерывистом, процессе формирования континентальной коры, что ранее на других объектах было показано Н.А.Штрейсом (1967а,б). Глубокий метаморфизм, гранитизация и формирование гранитоидных интрузий, ведущие к становлению гранитно-метаморфического слоя, а затем и континентальной коры, постепенно захватывают поле развития океанической коры и приводят в конечном счете к стабильному состоянию. Этот процесс, как показал Н.А.Штрейс, разворачивался неравномерно. Нередко он застывал, а затем возобновлялся с новой энергией.

В пределах рассматриваемых площадей в отличие от геосинклинальных областей фанерозоя не удастся выделить зоны развития островных дуг и глубоководных желобов. Скорее всего, в рифее развивались преимущественно плоские магматогенные впадины, располагавшиеся на достаточно жестком меланократовом или океаническом фундаменте. Эти метаморфические супракрустальные гол-

ши в определенной мере напоминают образования протоплатформенного чехла, выделяемого на Балтийском щите Е.В. Павловским и И.П. Палеем, но отличаются от него обильным развитием магматических комплексов и сильным метаморфизмом, достигающим гранулитовой фации, с частичным палингенезом и даже появлением чарнокитовых рифейских гранитов.

Массив Мёр-Ромсдаль в отличие от массива Телемарк, как и массив Прегтид, лишен континентальной коры, и на его площади не повсеместно развит гранитно-метаморфический слой. Здесь на значительных участках на поверхность выходит меланократовый фундамент, возраст метаморфизма которого около 1700 млн. лет. Осадочные толщи, в состав которых включаются и рифейские образования, метаморфизованы 1200–600 млн. лет тому назад и, вероятно, формируют своеобразную метаморфическую покрывку.

Рифейская область западной Скандинавии заметно отличается от байкальских зон обрамления Сибирской платформы и в первую очередь по формационным особенностям. Как известно, в составе байкалид существенную роль играют рифейские карбонатно-углистые формации, тогда как для западной Скандинавии карбонатные породы для рифейских комплексов не характерны, а из осадочных пород в них преобладают кварциты. Кварциты вообще свойственны нижнему и среднему рифею районов Западного сектора Арктики (Гренландия, Шпицберген, север Норвегии). Тем не менее различие во времени формирования континентальной коры и метаморфического слоя этих отдаленных областей не столь велико. Так, например, в Енисейском кряже возраст орогенных гранитов составляет 700–800 млн. лет. Рифейскому сектору Скандинавии по возрасту соответствует в Азии Северный Таймыр и Восточный Саян, где формирование земной коры происходило в среднерифейское время.

Необходимо особо отметить и другую существенную черту сходства этих двух регионов, а именно то обстоятельство, что как в западной Скандинавии, так и в пределах обрамления Сибирской платформы, крупные рифейские структурные формы имели относительно простое строение, образуя большие изометричные прогибы, выполненные в целом фашиально выдержанными толщами (Кли-тин и др., 1970). Выделить среди них структуры островных дуг и глубоководных желобов пока не представляется возможным. Интересен и тот факт, что в Байкальской горной области, как и в западной Скандинавии, рифейские комплексы нередко залегают непосредственно на габбро-анортозитовом комплексе раннего протерозоя, который образует меланократовый фундамент.

## **СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТАНОВЛЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ**

### **ВВЕДЕНИЕ**

Данные глубокого и сверхглубокого бурения и разнообразных региональных геофизических исследований позволяют в настоящее время достаточно определенно установить основные черты внутреннего строения и состав фундамента Русской плиты и на новой основе провести его тектоническое районирование.

Исследования строения фундамента плиты, основанные на широком комплексе геологических и геофизических данных, были выполнены в последнее десятилетие А.А. Борисовым (1967), Н.В. Неволиным и его соавторами (1968, 1971), В.Н. Зандером с соавторами (1967), М.В. Муратовым (1970, 1973), П.Н. Кропоткиным и его соавторами (1971), В.А. Дедеевым (1972; Дедеев, Шустова, 1976), Р.А. Гафаровым (1976) и другими исследователями. Характерной особенностью этого последнего рассматриваемого периода, помимо появления важнейших результатов бурения, было применение новых более современных методик комплексной интерпретации геофизических данных (карт намагниченных образований фундамента, петрофизических карт, трансформаций

геофизических полей и т.д.), позволивших более обоснованно судить о размещении вещественных складчатых комплексов фундамента.

Особое значение для изучения строения земной коры Русской плиты приобрели в последние годы материалы глубинных сейсмических исследований, давшие возможность судить о глубине залегания и характере поверхности Мохоровичича и других глубинных границ (Беляевский и др., 1970; Беляевский, 1974; Голионко и др., 1973; Дружинин и др., 1968; Чамо и др., 1972 и др.). Они свидетельствуют о значительной неоднородности строения земной коры Русской плиты.

Обширные районы рассматриваемой части Русской плиты изучены бурением, при этом многие скважины достигли фундамента. Однако современная изученность фундамента плиты все же весьма неравномерная. Наряду с детально изученной бурением Волго-Уральской областью остаются мало исследованными области севера Русской плиты, некоторые районы Московской синеклизы, Предуралья, Прикаспия и т.д.

В пределах Волго-Уральской области, составляющей основную часть рассматриваемой территории, фундамент достигнут в настоящее время несколькими тысячами скважин, примерно из трех тысяч получен керн (Лапинская, Богданова, 1975); более чем в 2500 скважинах он оказался представленным породами, сравнительно мало измененными древним континентальным выветриванием.

Однако скважины размещены и в этой области весьма неравномерно, что обусловлено неравномерным распределением нефтяных и газовых месторождений. В Татарии и Куйбышевской области число скважин настолько велико, что здесь можно проследивать комплексы пород фундамента буквально от скважины к скважине. В то же время в северной части Волго-Уральской области даже на поднятиях фундамента скважины располагаются на значительных расстояниях друг от друга.

Проходка по фундаменту обычно измеряется единицами метров, реже это 10–20 м и лишь отдельные скважины (Сызранская 49, Кудымкарская 1, Уни 3, Северный Купол 205, 216 и немногие другие) углубляются в кристаллические породы на 50–70 м и более. В 1966 г. завершено бурение уникальной скв. 2000 в Туймазах, прошедшей по породам фундамента более 2 км; недавно закончено бурение скв. 20 000 Миннибаево в Татарии, углубившейся в фундамент более чем на 3 км.

На основании комплекса данных бурения и геофизики в настоящее время составлены разнообразные схемы и карты строения фундамента, охватывающие области Русской плиты и Восточно-Европейской платформы в целом (Карта метаморфических поясов СССР, 1976; Тектоническая карта фундамента территории СССР, масштаб 1 : 5 000 000, 1974; Геолого-петрографическая карта фундамента Восточно-Европейской платформы, масштаб 1 : 2 500 000, 1976; Международная тектоническая карта Европы, второе издание), а также их отдельных районов (Лапинская, Богданова, 1976; Островский, 1971). Достаточно однозначно на этих картах в составе фундамента выделяются крупные архейские массивы и ниже-среднепротерозойские складчатые системы, разделяющие их тектонические швы, разломы и т.д. Однако многие вопросы тектоники фундамента Русской плиты и особенно ее северных и восточных районов еще недостаточно разработаны, в их числе такие, как важнейшие особенности строения, состава и истории развития и эволюции комплексов глубокого докембрия, слагающих крупнейшие сегменты, а также закономерности их структурных соотношений и пространственного размещения.

Анализ строения и формационного состава комплексов раннего докембрия восточной части Русской плиты и прежде всего наиболее полно изученной бурением Волго-Уральской области, основанный на представлениях о стадийности геологического развития и принципе мобилизма (Пейве и др., 1972, 1976), дал возможность по-новому рассмотреть структуру и важнейшие этапы формирования земной коры этого крупнейшего сегмента литосферы. Формационные особенности докембрийских комплексов и их соотношения во времени и прост-

ранство показывают, что в раннем докембрии, как и в фанерозое, геологическое развитие имело последовательный стадийный характер. В ходе этого развития первичная земная кора протоокеанического типа была превращена здесь в раннем и среднем протерозое в кору континентальную.

В процессе составления в Геологическом институте АН СССР Тектонической карты Северной Евразии авторы провели синтез имеющихся данных в свете новой концепции для всей территории Русской плиты, восточный, или Беломорско-Волго-Уральский, сегмент которой рассматривается в настоящем разделе.

### СТРАТИГРАФИЯ И ФОРМАЦИОННЫЙ РАЗРЕЗ ГЛАВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ФУНДАМЕНТА ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Согласно современным представлениям, в фундаменте восточной части Русской плиты четко различаются два крупных структурно-геологических комплекса, отвечающих двум структурным этажам фундамента – архейский полиметаморфический комплекс пород, созданный в течение нескольких этапов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фаций (нижний структурный этаж); и ранне-среднепротерозойский комплекс, отличающийся меньшей степенью и большей однородностью метаморфизма (верхний структурный этаж). Наиболее распространен архейский комплекс: породы, к нему относящиеся, вскрыты 75–80% скважин. Его возраст, а также и возраст ранне-среднепротерозойского комплекса, установлен по аналогии с хорошо изученными комплексами щитов, слагающими близкие по строению структуры земной коры, на основании близости истории метаморфических преобразований и формационного сходства. Геохронологические данные, полученные только К-Аг методом преимущественно для диафорически измененных образований или гранитоидов (Гаррис и др., 1966; Постников, Гаррис, 1972), лишь косвенно подтверждают архейский возраст комплекса глубоко метаморфизованных пород. К ним относятся – цифры 2570 млн. лет и 2540 млн. лет для диафоритов Туймазинского габбро-анортозитового массива (Туймаза 2000, Молгачинская 1) и несколько подобных цифр для гранитоидов, развившихся по архейским суперкрупным образованиям в пределах Камско-Вятской зоны карелид (Гафаров, 1973). Эти данные в последнее время были дополнены двумя К-Аг определениями возраста безбиотитовых глиноземистых гнейсов гранулитовой фации из разреза скважины Миннибаево 20 000 (2700 и 2900 млн. лет) (Постников, 1976; Лапинская и др., 1977). Изотопный возраст пород верхнего структурного этажа, определенный тем же методом, также не соответствует его геологическому возрасту и колеблется от 1,7 до 2,2 млрд. лет, что определяет, как для архейского комплекса, возраст последних этапов его метаморфической истории.

Детальное изучение метаморфических ассоциаций обоих комплексов наряду с анализом формационных особенностей конкретных разрезов показало различный характер их истории формирования в зависимости от положения в главных тектонических структурах фундамента – в архейских массивах или в разделяющих массивы ранне-среднепротерозойских зонах.

Архейские массивы [Верхнекамский, Вятский, Окско-Волжский, Красноуфимский, Альметьевский, Жигулевско-Пугачевский, Прикаспийский, по Р.А. Гафарову (1973)] четко выделяются по среднему уровню гравитационного поля, размеру, ориентировке и интенсивности гравимагнитных аномалий (Гафаров, 1973; Богданова и др., 1973). Им соответствует в целом положительное гравитационное поле повышенной интенсивности с довольно высокой степенью дифференциации, тогда как в магнитном поле они часто отражены мозаичными и отрицательными аномалиями (Гафаров, 1963, 1973; Зандер и др., 1967; Богданова и др., 1973). Разрез земной коры этих структур характеризуется сокращенной мощностью (до 4–5 км) "гранитного" и "базальтового" слоев и согласным приподнятым положением их контактных поверхностей вплоть до границы М, которая местами залегает на глубине менее

Таблица 2

## Состав, стратиграфия и магматические комплексы фундамента

Возраст		Осадочно-вулканогенные комплексы		
		Архейские массивы		
Протерозой (PR <sub>1</sub> )	средняя (PR <sub>2</sub> )	Воронцовская серия унийской толща Металесчаники, филлиты, углистые, мусковит-серицитовые, биотит-серицитовые, биотитовые, биотит-турмалиновые, андалузит-биотитовые сланцы, биотит-гранатовые гнейсы, амфиболовые сланцы		
		перерыв		
	нижняя (PR <sub>1</sub> )	Сармановская серия Биотит-амфиболовые, амфиболовые, амфибол-диопсидовые, биотит-жедритовые кристаллосланцы, биотит-гранатовые гнейсы		
		перерыв		
Архей (AR)	верхняя (AR <sub>2</sub> )	?		
		перерыв		
	нижняя (AR <sub>1</sub> )	гранулитовой фации	Большечеремшанская серия Гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовые, гранат-гиперстен-кордиеритовые и другие кристаллосланцы и гнейсы, реже двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, амфиболиты, зулзиты	зонах диафореза Реликты гранулитовой фации; биотит-гранат-силлиманитовые, биотит-силлиманитовые, биотитовые плагиогнейсы, фибролит-мусковитовые, андалузит-мусковитовые, силлиманитовые кварциты; реже гранатовые амфиболиты и гранат-амфиболовые биотит-амфиболовые гнейсы, магнетитовые гнейсы и кварциты
		перерыв		
	меланократовый фундамент	в блоках	Отраденская серия Двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы и гнейсы	в Реликты гранулитовой фации; амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы, биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы, эпидозиты, кварц-эпидот-альбитовые породы и др.

35 км от поверхности Земли. Ограничениями архейских средних массивов являются зоны разломов, как прослеживаемых по чисто геофизическим признакам, так и выраженных на поверхности фундамента мощными зонами бластомилонитизации и бластокатаклаза, проявлениями магматизма различного возраста. Для этих структур типично повсеместное распространение образований гранулитовой фации, в той или иной степени измененных последующими метаморфическими процессами.

Осадочно-вулканогенные комплексы	Магматогенные и ультраметагенные комплексы
Линейные зоны	
Кукморская серия	Сениты Гусихи, Грахово
Кианит-гранат-двуслюдяные сланцы	-----
	Бакалинский комплекс (соскладчатый, позднескладчатый) II серия: гранодиориты, граниты, микроклиновые граниты I серия: кварцевые диориты, плагиограниты
Антофиллит-тремолит-хлоритовые сланцы, биотит-амфиболовые и амфиболовые сланцы и плагиогнейсы	Доскладчатые метапикриты коматитового типа (линейные зоны), метадиабазы и метаандезито-базальты (архейские массивы)
	Соскладчатые чарнокиты, мангериты, гастингситовые гранитонды, диориты, плагиограниты
	Раннескладчатые Туймазинский комплекс: шпинелевые перидотиты, габбро-нориты, габбро-анортозиты, анортозиты
перерыв	
	Соскладчатые
	Рахмановский комплекс: гранодиориты, плагиограниты, граниты с гранатом, кордиеритом
	Нурлатский комплекс: габбро-анортозиты, анортозиты, эндрбиты, чарнокиты
перерыв	
Амфиболиты, амфиболовые плагиогнейсы и др. с реликтами двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев и метагабброидов (аналог отрадненской серии)	Доскладчатые метавулканиты и метагабброиды оливин-толеитовой и толеитовой формаций

В верхней части фундамента наиболее разбуренного южного мегаблока [Альметьевского и Жигулевско-Пугачевского массивов (Гафаров, 1973)] (рис. 15) резко преобладающие образования архейского комплекса подразделены в настоящее время на две серии - отрадненскую и большечеремшанскую (Лапинская, Богданова, 1967, 1976; Богданова и др., 1971) (табл. 2). Это деление базируется на исследованиях геологических соотношений пород, выделении их ассоциаций по площади в пределах почти монометаморфических (гра-

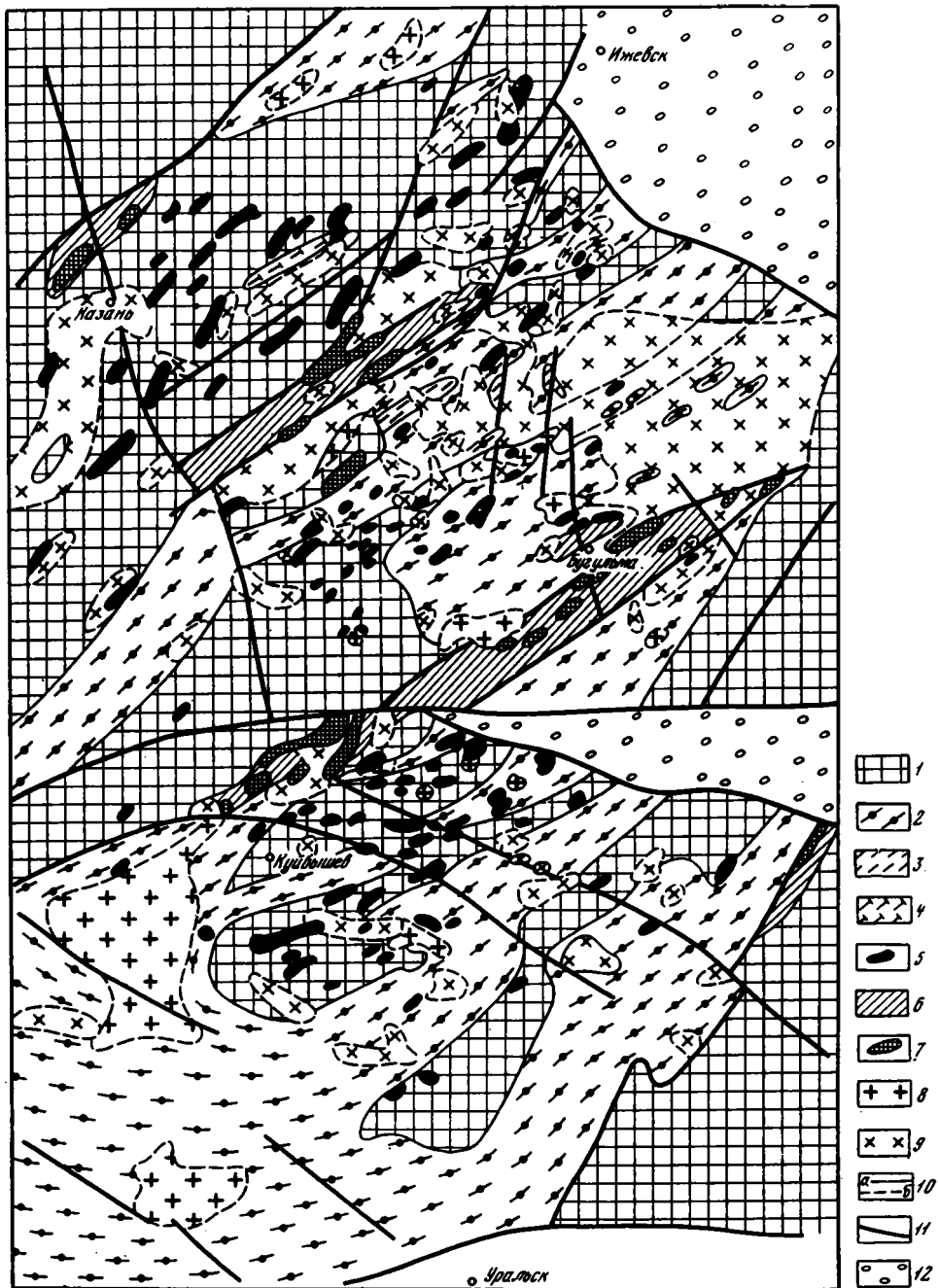


Рис. 15. Схематизированная геологическая карта дорифейского фундамента центральной части Волго-Уральской области. Составили Т.А. Лапинская и С.В. Богданова (1976)

1, 2 - раннеархейские серии: 1 - отрадненская, 2 - большечеремшанская;  
 - сармановская серия раннего-среднего протерозоя; 4 - кукморская толща;  
 5 - тела основных метавулканитов, метагабброидов, метагипербазитов;  
 6, 7 - Туймазинский габбро-норит-анортозитовый комплекс (поздний архей):  
 6 - анортозиты и их метаморфические аналоги, 7 - габбро-анортозиты и  
 габбро-нориты, участками гранатовые амфиболиты; 8, 9 - гранитоиды:  
 8 - архея, 9 - позднего архея - раннего-среднего протерозоя; 10 - струк-  
 турно-стратиграфические границы (а), в том числе прослеженные внутри Ба-  
 калинского массива гранитоидов (б); 11 - разломы; 12 - рифейские отложения



нулитовых) областей, где установлена перемежаемость зон преобладания таких групп пород, как основные кристаллосланцы и гнейсы, с одной стороны, и высокоглиноземистые кристаллосланцы и гнейсы, — с другой. Последние как своеобразные реперы в силу выдержанности их состава на значительных площадях использовались при построении уже первых геологических карт фундамента, причем полосы и протяженные участки этих пород трактовались как элементы архейской складчатой структуры (Егорова, 1964; Варданянц, 1960; Лапинская, Князев, 1967 и др.). Такой подход к выявлению стратиграфического разреза архейского комплекса является единственно правильным в связи со сложной полиметаморфической природой многих слагающих его образований, что часто приводило к выделению не стратиграфических, а метаморфических подразделений. Это касается ранее выделяемой здесь серии биотитовых, биотит-амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов (Лапинская, 1966) "икской" толщи (Ситдилов, 1968, 1975).

В пределах отмеченных гранулитовых областей в Татарии и Куйбышевском Заволжье нижняя, отрадненская, серия представлена комплексом довольно однообразных основных кристаллических сланцев и гнейсов, включающих большое количество тел габброидов (см. рис. 15). Однако на долю собственно основных пород в составе серии по частоте вскрытия их скважинами приходится около 40%, остальная часть вскрытого разреза сложена ультраметаморфическими образованиями гранулитовой фации — анортозитами, эндербитами и чарнокитами нурлатского комплекса (см. табл. 2). Характер распределения тел основных пород, как правило, согласных и вытянутых иногда на 10–20 км, и их взаимоотношения с ультраметаморфитами в разрезах скважин позволяют трактовать их как реликты субстрата отрадненской серии, сохранившиеся от переработки в синклинальных структурах. Количество и размеры тел зависят от степени ультраметаморфизма и уменьшаются в участках его наибольшей интенсивности.

По расчетам гравиметрических аномалий (Богданова и др., 1973) в отдельных участках насыщенность отрадненской серии основными породами достигает 50–60%. В разрезах скважин почти черные основные породы представляют субстрат грубополосчатых мигматитов, а темно-коричневые или розовато-коричневые более крупнокристаллические анортозиты, эндербиты и чарнокиты — жильный материал. При этом в случае анортозитового состава жильного материала контакты его с основным субстратом чаще всего постепенны, а сам он является зоной разукрупнения и сегрегации дейократовых и меланократовых минералов субстрата (проявление метаморфической дифференциации). Если жильный материал более кислого, эндербитового или (и особенно) чарнокитового состава, контакты его с субстратом более резкие, а иногда секущие полосчатость основных пород.

Первоначальные отношения основных метавулканитов (основных кристаллосланцев) и габброидов в составе отрадненской серии могут быть оценены весьма приближенно, так как идентификация и номенклатура основных пород гранулитовой фации Волго-Уральской области встречает большие трудности. Вначале все они считались интрузивно-магматическими габброидами, а их "габбро-норитовый" состав принимался за первичный (Флоренский и др., 1959; Варданянц, 1960; Егорова, 1964; Ситдилов, 1968 и др.). Позднее (Лапинская, Богданова, 1967) основные метавулканиты и метагабброиды были разделены по комплексу петрографических (реликтовые текстуры и структуры), минералогических (реликтовые минералы), петрохимических и петрофизических данных.

О первоначальной форме залегания основных метавулканитов, которые среди основных пород отрадненской серии встречаются наравне с габброидами, можно судить только по большой протяженности некоторых слагаемых ими тел. Это могли быть пластовые тела, силы, дайки. Еще труднее сказать что-либо определенное о первичной мощности тел основных метавулканитов, а в тех редких случаях, когда фундамент вскрыт на значительную глубину, можно видеть, что основные кристаллосланцы вместе с габброидами слагают сплошь

Таблица 3

Средний химический состав архейских метабазитов Волго-Уральской

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	47,39	47,80	49,07	47,90	49,17
TiO <sub>2</sub>	1,47	1,40	1,08	1,67	1,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,93	14,11	14,33	14,42	13,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,62	3,38	4,78	4,48	3,08
FeO	12,77	11,17	8,05	10,76	10,16
MnO	0,16	0,19	0,17	0,17	0,13
MgO	6,33	6,88	6,91	6,83	6,47
CaO	10,69	10,84	9,94	10,12	11,30
Na <sub>2</sub> O	2,32	2,22	2,61	1,97	2,04
K <sub>2</sub> O	0,51	0,43	0,76	0,37	0,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,13	0,23	0,25	0,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO + MgO	0,71	0,68	0,65	0,69	0,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : FeO	0,21	0,30	0,56	0,42	0,30
Na <sub>2</sub> O : K <sub>2</sub> O	4,55	5,16	3,43	5,32	3,00
Количество анализов	14	8	18	18	11

Отраденнская серия (1-3): 1 - метагабброиды, 2 - метабазальтоиды, 3 - метагабброиды Нурлатского комплекса; большечеремшанская серия (4-5): 4 - метагабброиды, 5 - метабазальтоиды; 6 - траппы древних платформ, по В.А. Кутюлину (1972); 7 - толеитовые базальты оливин-базальтовой континентальной формации, по В.А. Кутюлину (1972); 8 - базальты океаничес-

только 2-5-метровые интервалы, а чаще гораздо меньшие, разделенные зонами описанных выше мигматитов.

Из-за высокой степени ультраметаморфической переработки основных метавулканитов отраденнской серии нет уверенности в выводах о латеральной или вертикальной изменчивости их состава, которые вполне вероятны. Там, где имелась серия химических анализов этих пород из одной скважины или одного тела, можно заключить об отсутствии их дифференциации по составу или о слабом ее проявлении по толеитовому направлению (Osborn, 1959) (рис. 16). В целом их состав укладывается в поле оливиновых толеитов и частично щелочных базальтов с незначительными колебаниями калия и натрия относительно кремнезема и низким каликатровым отношением (см. рис. 16).

Выявление петрохимических особенностей метагабброидов отраденнской серии осложняется тем, что часть из них нельзя относить к первичным, дометаморфическим, образованиям, поскольку они входят составной частью в ультраметабазальтовый Нурлатский комплекс (ряд габбро-норит - габбро-анортозит - анортозит - эндербит - чарнокит), т.е. являются дифференциатами палингенной коровой магмы (Богданова, 1974). В участках, наименее затронутых ультраметаморфизмом гранулитовой фации, метагабброиды показывают состав, очень близкий составу метавулканитов (табл. 3), но обнаруживают большую степень дифференциации, в ряде случаев обогащенность рудными компонентами, железом, титаном и, особенно, фосфором, повышенную щелочность, что нашло отражение в их среднем составе. Эти данные позволяют сделать вывод о единой комагматической формации метабазитов отраденнской серии, в которой мета-

области в сравнении с базитами различных формаций

6	7	8	9	10	11	12
49,22	47,78	49,96	50,60	44,59	47,86	45,59
1,48	2,22	1,48	0,66	5,20	1,27	0,70
15,18	15,33	15,67	16,14	10,55	19,66	22,19
3,18	4,09	2,49	2,17	-	-	-
9,32	7,51	8,06	4,85	19,60	8,39	7,33
0,20	0,15	0,18	0,13	0,23	0,09	-
6,22	6,99	7,97	10,87	8,00	8,90	9,99
10,47	9,00	11,36	11,76	10,85	11,99	13,26
2,22	2,85	2,63	2,68	0,32	0,70	0,33
0,75	1,31	0,23	0,14	0,09	0,48	0,10
0,15	0,44	-	-	0,04	0,26	0,01
0,66	0,62	0,56	0,38	0,71	0,49	0,42
0,34	0,5	0,31	0,45	-	-	-
0,96	2,18	11,43	19,14	3,56	1,46	3,30
258	276	200	37	9	5	10

ких хребтов, по Л.В. Дмитриеву и др. (1976); 9 - габбро океанических хребтов, (по Л.В. Дмитриеву и др. (1976); 10 - морские базальты Луны, по О.А. Богатикову и Ю.И. Дмитриеву (1976); 11 - КРЕЕР базальты Луны, по О.А. Богатикову и Ю.И. Дмитриеву (1976); 12 - высокоглиноземистые базальты Луны, по О.А. Богатикову и Ю.И. Дмитриеву (1976).

габброиды и метавулканы представляют различные фации кристаллизации гнейсов одного и того же магматического расплава. Если сравнить средний состав метабазитов отрядненской серии со средними составами базальтоидов различных тектонических областей (см. табл. 3), то, строго говоря, они не соответствуют ни одному из формационных типов базальтоидов Земли и Луны (Кутолин, 1972; Дмитриев и др., 1976; Богатиков, Дмитриев, 1976). Наиболее близкими им по среднему составу оказываются толеиты оливин-базальтовой формации континентов, но последние заметно отличаются более высокими содержаниями щелочей и особенно калия.

Наблюдаемые в верхней части фундамента количественные соотношения основных метавулканидов и метагабброидов, по всей вероятности, не сохраняются с глубиной, и метагабброиды (и ультрабазиты) приобретают доминирующую роль. Это хорошо видно в наиболее эродированных Кольванском и Нурлатском блоках, где среди метабазитов метагабброиды явно преобладают, и кроме того, хотя и редко, но встречаются метаультрабазиты.

В отличие от отрядненской серии, верхняя - большечеремшанская серия более разнообразна по составу и происхождению слагающих ее образований, среди которых преобладают высокоглиноземистые и глиноземистые кристаллосланцы и гнейсы (метапелиты и метаграувакки), переслаивающиеся в разрезе с основными кристаллосланцами (метавулканидами), а также железисто-кремнистыми породами - эулизитами (см. табл. 2). Распределение этих групп на поверхности фундамента и в разрезе отдельных скважин, вскрывших фундамент на значительную глубину (Миннибаево, Сызрань и др.), свидетельствует о неравномерности их переслаивания.

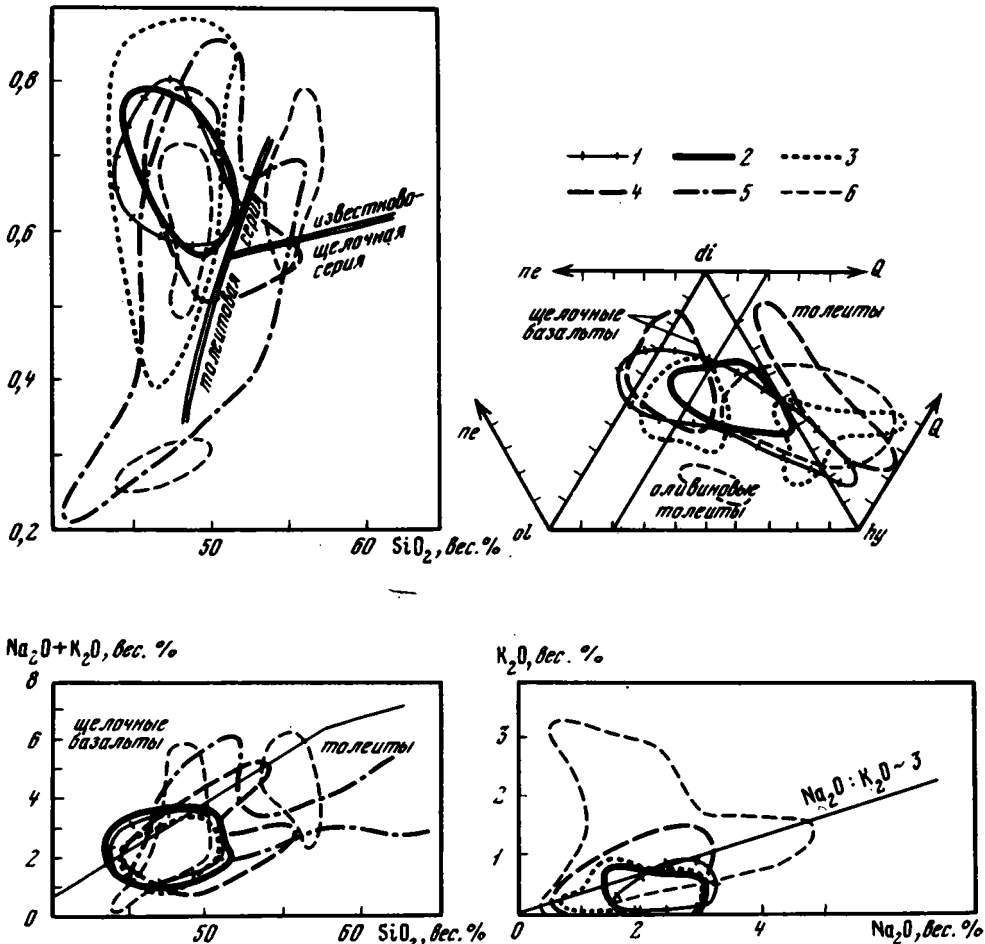
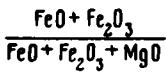


Рис. 16. Петрохимические особенности метавулканитов и метагабброидов раннего докембрия Волго-Уральской области

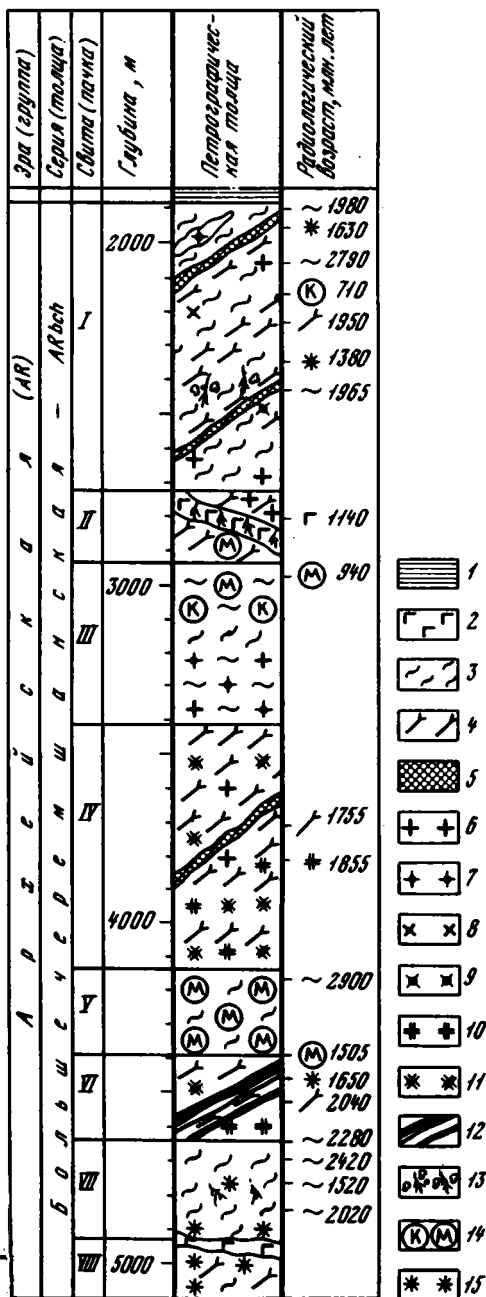
1-5 - ранний архей: 1 - метагабброиды отрадненской серии, 2 - метавулканиты отрадненской серии, 3 - метагабброиды большечеремшанской серии, 4 - метавулканиты большечеремшанской серии, 5 - габброиды Нурлатского комплекса; 6 - метавулканиты раннего-среднего протерозоя

Детальные петрографические и петрохимические исследования разреза большечеремшанской серии, вскрытого сверхглубокой скважиной Миннибаево-20 000 на глубину более 3000 м (Лапинская и др., 1977), показали, что главной особенностью его строения является ритмичность (рис. 17). Она выражена чередованием различных по мощности ритмов, основания которых представлены метавулканитами или железисто-кремнистыми породами, средние части - метаграувакками, верхние - метапелитами. Иногда средняя часть ритма выпадает полностью, иногда резко сокращается железисто-вулканогенная часть ритма.

Ультраметаморфические изменения пород большечеремшанской серии в участках гранулитовой фации не менее значительны, чем отрадненской, хотя они выглядят несколько иначе. Слоистость разреза большечеремшанской серии обуславливает тонкослоистый характер мигматизации пород, причем количество гранитоидного жильного материала не превышает 15% внутри толщи. Однако в зонах развития серии располагаются крупные массивы плагиогранитов и мик-

Рис. 17. Схематизированный разрез скв. 20 000 - Миннибаево. Составили В.И. Филипповский, Б.С. Ситдинов, С.В. Богданова, Д.В. Постников при участии Р.Ш. Хайретдинова и Н.Е. Галдина

1 - осадочные породы девона; 2 - габбро- и конга-диабазы, базальтовые порфириды рифея; 3 - биотит-гранатовые, силлиманит-гранат-биотит-кордиеритовые гнейсы и кристаллические сланцы; 4 - гиперстеновые, гранат-гиперстеновые, амфибол-гиперстеновые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы; 5 - двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты; 6 - граниты микроклиновые, пегматоиды; 7 - микропертитовые гранитоиды с кордиеритом, гранатом, силлиманитом; 8 - диориты и плагиограниты; 9 - плагиограниты с гранатом, кордиеритом и силлиманитом; 10 - чарнокиты; 11 - эндербиты; 12 - магнетит-гранат-пироксеновые породы эулизитового ряда; 13 - трещины, зоны брекчирования; 14 - катаклаз и blastокатаклаз, милонитизация и blastомилонитизация; 15 - продукты низкотемпературного диафореза и гидротермального изменения пород



роперитовых гранитов с кордиеритом, гранатом, для которых с уверенностью можно утверждать реоморфический генезис. Мощность зон гранитообразования по геофизическим расчетам не более 2-3 км, т.е. они имеют форму сильно уплотненных линз, "вложенных" в разрез большечеремшанской серии.

О мощности большечеремшанской серии в зонах гранулитовой фации можно судить весьма приближенно, например, по ширине ее выхода на эрозионную поверхность фундамента. Учитывая, что эта ширина, помимо мощности самой серии и угла ее падения, определяется рельефом фундамента, его блоковым строением, а также тем, как эрозионная поверхность сечет складчатую структуру, следует предположить, что мощность большечеремшанской серии достигает 5-6 км. Эта оценка согласуется в общем с данными гравиметрии и ГСЗ, интерпретация одного из профилей которого проведена ранее, и по которым образование большечеремшанской серии должны преобладать в структуре верхнего "чарнокит-гранулитового" слоя земной коры. Об этом свидетельствует высокая плотность серии (Богданова и др., 1973).

Рассмотрим петрохимические особенности некоторых типов пород большечеремшанской серии, которые представляются важными с точки зрения формационного анализа.

В результате специального изучения высокоглиноземистых пород большечеремшанской серии были получены минералогические и геохимические доказа-

тельства их осадочного происхождения. К ним относятся постоянное присутствие чешуек графита "биогенного" типа ( $\delta C^{13} = 1,66-2,70$ ), согласных слоистости пород, присутствие окатанных зерен циркона, а также соотношения главных химических компонентов, характерных для морских глин (Лалинская, Богданова, 1975). Анализ петрохимических данных по методу А.А. Предовского (1970) позволяет предположить, что глинистые породы, из которых образовались высокоглиноземистые кристаллосланцы и гнейсы большечеремшанской серии, содержали довольно свежие перетолженные продукты выветривания и разрушения основных и ультраосновных пород.

Возможность восстановления тектонической обстановки формирования метapelитов обсуждалась в работах А.А. Маракушева с соавторами (1971). Этими исследователями было показано, что отношение  $Na : K$  к пелитам является чутким индикатором их образования в протогеосинклиналях ( $Na : K - 1$ ), эвгеосинклиналях ( $Na : K - 0,5-1$ ) или миогеосинклиналях ( $Na : K \sim 0,5$ ) Тихоокеанского кольца. Естественно, что полной аналогии глубоко метаморфизованных архейских пелитов с кайнозойскими трудно ожидать, но тем не менее преобладающее количество точек высокоглиноземистых кристаллосланцев и гнейсов располагается в полях метapelитов эвгеосинклиналей и протогеосинклиналей (Лалинская, Богданова, 1975), Средний состав метapelитов соответствует (с учетом их гранитизированных аналогов) глинам эвгеосинклиналей или глубоководных желобов (Маракушев, 1975).

Основные метавулканы большечеремшанской серии обладают довольно существенными отличиями от metabазитов отрадненской серии. Характерной особенностью состава и metabазальтоидов, и метагабброидов является четкая дифференцированность на две обособленные группы: группу кварцевых толеитов и группу щелочных базальтов (см. рис. 16). Они резко отличаются и по среднему химическому составу (см. табл. 3), по особенностям дифференциации состава, следующей для части этих metabазальтоидов по известково-щелочному направлению (см. рис. 16). Метабазальтоиды большечеремшанской серии являются более кремнекислотными и выделяются более калиевым составом ( $Na_2O : K_2O -$  в среднем 3,0). Их принадлежность к генетически другой группе базальтоидов хорошо видна из сравнения вариационных линий metabазитов архея Волго-Уральской области (рис. 18) по пересечению линией базальтоидов большечеремшанской серии линий других основных магматитов. Пересечение линий в точке, соответствующей оливиновому толеиту, возможно связано с одинаковым оливин-толеитовым составом родоначальной магмы для габброидов, и для базальтоидов. Своеобразие дифференциации базальтоидов большечеремшанской серии вероятнее всего обязано ассимиляции расплавом осадочного материала вмещающих толщ. По среднему составу metabазальтоиды большечеремшанской серии почти полностью совпадают с траппами древних платформ, отличаясь главным образом более низкой щелочностью (см. табл. 3).

Метабазальтоиды, занимающие вместе с метапирокластами около 10-15% разреза большечеремшанской серии, постоянно ассоциируют с железисто-кремнистыми породами, составляя характерную для геосинклинальных прогибов железисто-вулканогенную формацию. Она находится в типичном для геосинклиналей сочетании с флишидной терригенно-граувакковой формацией. Это показывает, что ко времени или во время формирования большечеремшанской серии уже существовала четко выраженная морфологическая и тектоническая дифференцированность региона, в развитии которого периоды повышенной вулканической активности сменялись более длительными этапами осадконакопления. Однако по сравнению с фанерозоем их специфика заключается в малой мощности и широком площадном распространении. Метагабброиды, встречаемые в виде довольно крупных тел в участках развития большечеремшанской серии, по петрохимическим параметрам аналогичны метагабброидам отрадненской серии, представляя, очевидно, одну генетическую группу (см. табл. 3). Так же как и отрадненские, они в значительной степени дифференцированы вплоть до рудных габбро, обогащенных титаном, железом и фосфором (Екатериновский, Сургутский и другие массивы) (см. рис. 16).

рис. 18. Диаграмма А.Н. Заварицкого для основных метавулкани- тов и метагабброидов раннего до- кембрия Волго-Уральской области Усл. обозн. см. на рис. 16

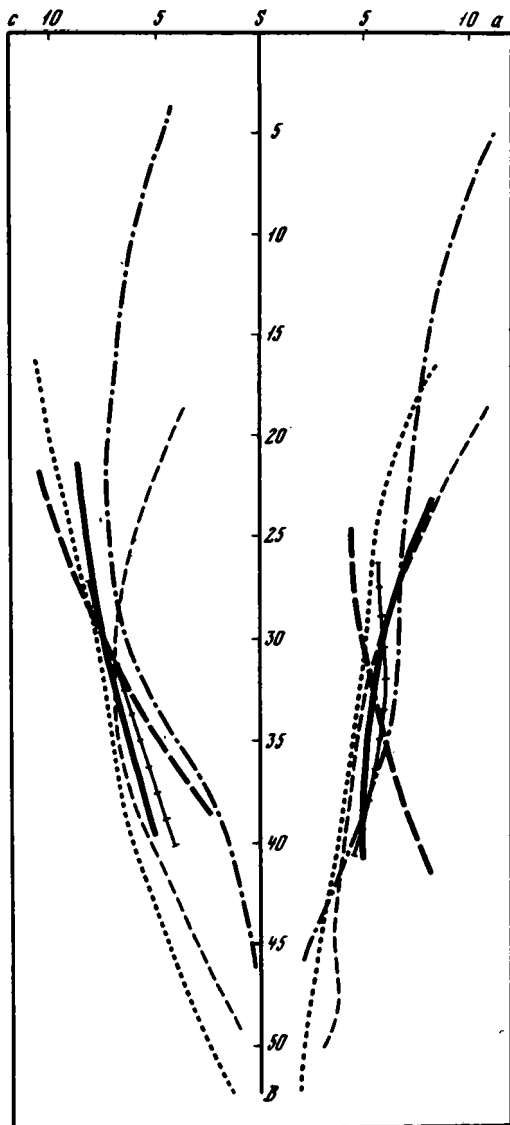
Рассмотренные особенности первичного, дометаморфического, состава отрадненской и большечеремшанской серий достаточно определенно свидетельствуют об их формационных различиях, позволяют отнести эти серии к разным структурным этапам архея, меланократовому фундаменту (отрадненская серия) и его вулканогенно-осадочной оболочке (большечеремшанская серия). Это подтверждает также резкость контактов обеих серий, как правило, идущих по разломам и часто вкрест простирания большечеремшанской серии, ее "плашеобразное" залегание, усиление роли основных пород с глубиной.

Обе серии в одинаковой степени метаморфизованы и ультраметаморфизованы в условиях гранулитовой фации умеренных давлений (алданский или кольский тип), свойственной раннеархейским структурам (Другова и др., 1972; Глебовицкий и др., 1976).

Степень ультраметаморфической переработки, гранитизации архейских серий, как отмечено выше, невелика. Собственно калиевые гранитоиды - чарнокиты и микропертитовые граниты - развиты ограниченно, и лишь в участках с повышенной мощностью вулканогенно-осадочной большечеремшанской серии они слагают сравнительно крупные по площади массивы (Рахмановский комплекс).

Присутствие этих пластообразных массивов небольшой мощности внутри большечеремшанской серии характерно для гранитоидов, связанных постепенными переходами с вмещающими суперкрупными образованиями, что незначительно меняет "базитовый" состав архейского комплекса даже после глубокого метаморфизма. Это выделяет архейский гранулитовый комплекс в петрофизическом и геофизическом планах.

Внутри области гранулитовой фации обе серии архея слабо различаются по средней плотности. Сложность распределений (рис. 19) можно объяснить значительной ролью в составе обеих серий ультраметаморфитов (чарнокитоидов и гранитоидов), выравнивающих дометаморфические особенности серий, различия - большим разнообразием состава большечеремшанской серии. Последнее сказывается также в значениях асимметрии распределения, поскольку мода несколько сдвинута в область пониженных значений плотности, в то же время в ней присутствуют породы более плотные (более  $3,1 \text{ г/см}^3$ , чем в отрадненской серии (зулизиты и др.)). Это увеличивает дисперсию плотности большече-



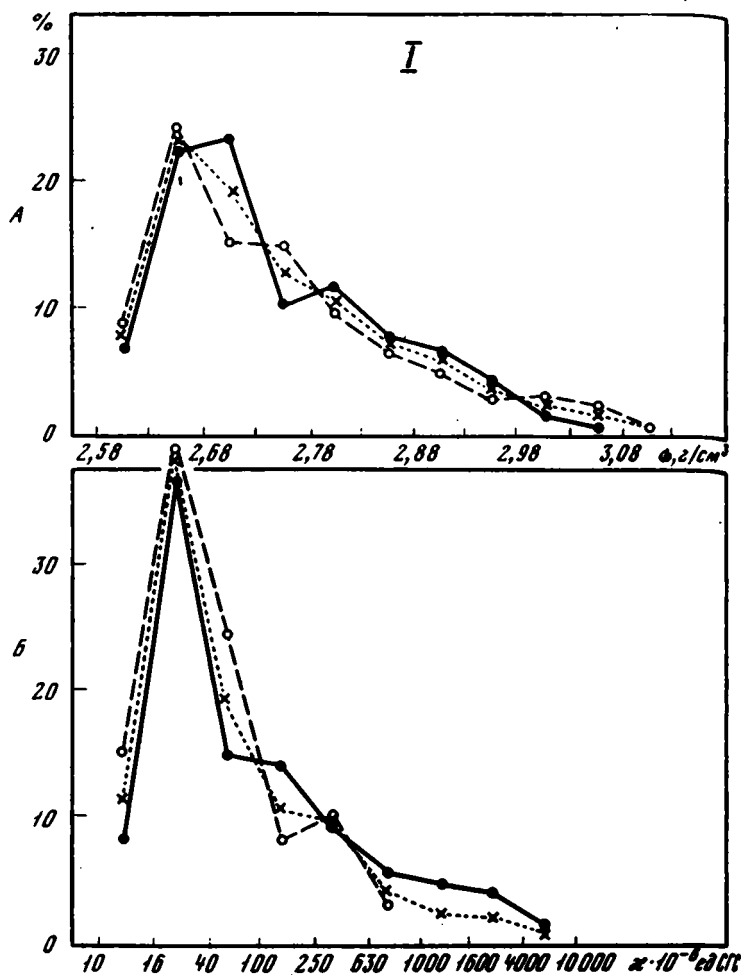


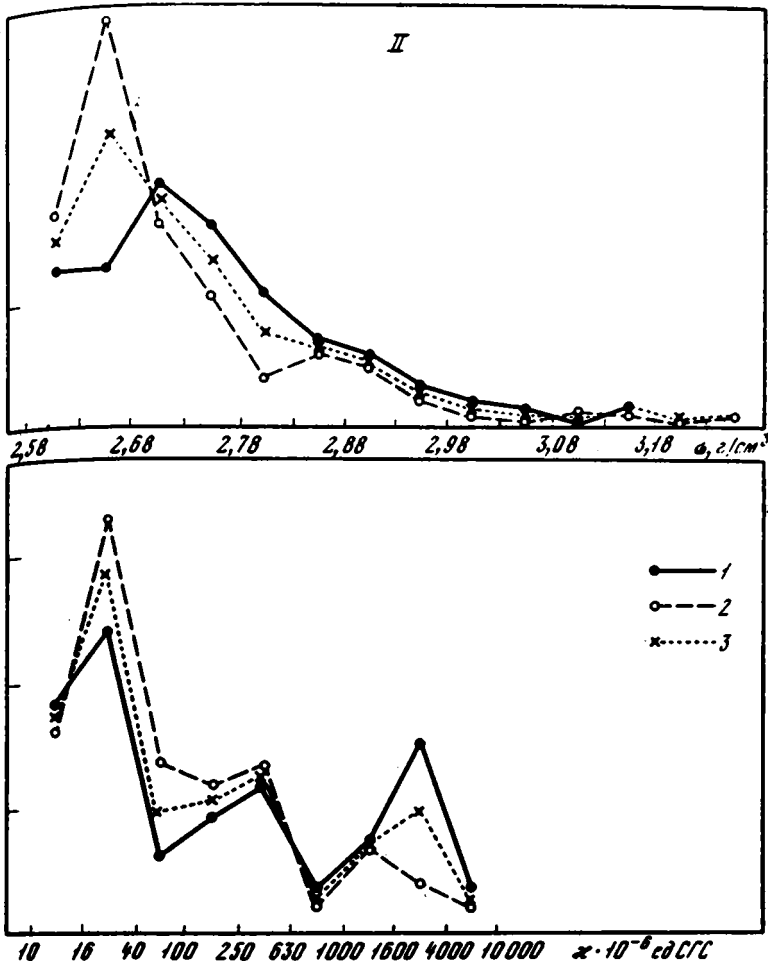
Рис. 19. Вариационные кривые плотности (А) и магнитной восприимчивости (Б) структурно-вещественных комплексов фундамента Татарского свода Волго-Уральской области (Богданова, Петренко, 1978)

ремшанской серии. Вместе с тем эта серия более однородна по магнитной характеристике, обладая умеренной магнитной восприимчивостью (см. рис. 19). В отрадненской серии кроме среднемагнитных пород встречается большое количество как слабо-, так и сильномагнитных. Вероятная причина этого кроется в базитовом первичном составе отрадненской серии, при гранитизации (чарнокитизации) которой часто образуются разновидности с повышенным содержанием магнитных минералов (Лапинская и др., 1971).

В поле локальных гравитационных аномалий (Богданова и др., 1973; Богданова, Петренко, 1978) большечеремшанская серия характеризуется в целом положительными значениями, большей стабильностью поля; отрадненская серия в основном отрицательными значениями. Изменчивость гравитационного поля в области развития отрадненской серии приблизительно в два раза выше. В магнитном поле наблюдается обратная картина: неустойчивое, разнородное поле свойственно большечеремшанской серии. В среднем этой серии соответствует положительное магнитное поле большей интенсивности, чем отрадненской.

Рассмотренные соотношения хорошо прослеживаются в пределах наиболее разбуренных архейских массивов – Альметьевского и Жигулевско-Пугачевского, в участках, не затронутых диафорическими изменениями или затронутых или на сравнительно небольших площадях, и в узких межблоковых разломных





I — блок гранулитовой фации; II — зона диафтореза. 1, 2 — серии:  
 1 — отрадненская, 2 — большечеремшанская; 3 — средняя кривая

зонах, где новообразованные метаморфические аналоги пород обеих серий распространены ограниченно, и всегда имеется возможность проследить последовательность их формирования. При приближении к краям массивов, к контактам с линейными зонами карелид интенсивность диафторической переработки постепенно нарастает, и архейская структура становится плохо распознаваемой в обширных полях мигматитов и гранитоидов, хотя и угадывается по реликтовым участкам или по особенностям минералогического и химического составов гранитоидов (Попова, Горина, 1976). Однако сохранившаяся от эрозии мощность диафторически измененного гранулитового субстрата вероятно, невелика, и поэтому в гравитационном поле зоны диафтореза отражены слабо, зато в магнитном поле им соответствует заметное усиление общей дифференциации поля, изменение простираний и увеличение интенсивности магнитных аномалий за счет появления в этих зонах целой серии пород, сильно различающихся по физическим свойствам (Богданова и др., 1973).

Как показывают исследования минеральных ассоциаций диафторитов, их образование связано, по крайней мере, с двумя метаморфическими циклами: позднеархейским и ранне-среднепротерозойским. В течение первого этапа обе серии испытали полифациальный метаморфизм и ультраметаморфизм от гранулитовой до амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации квантит-силлиманитовой

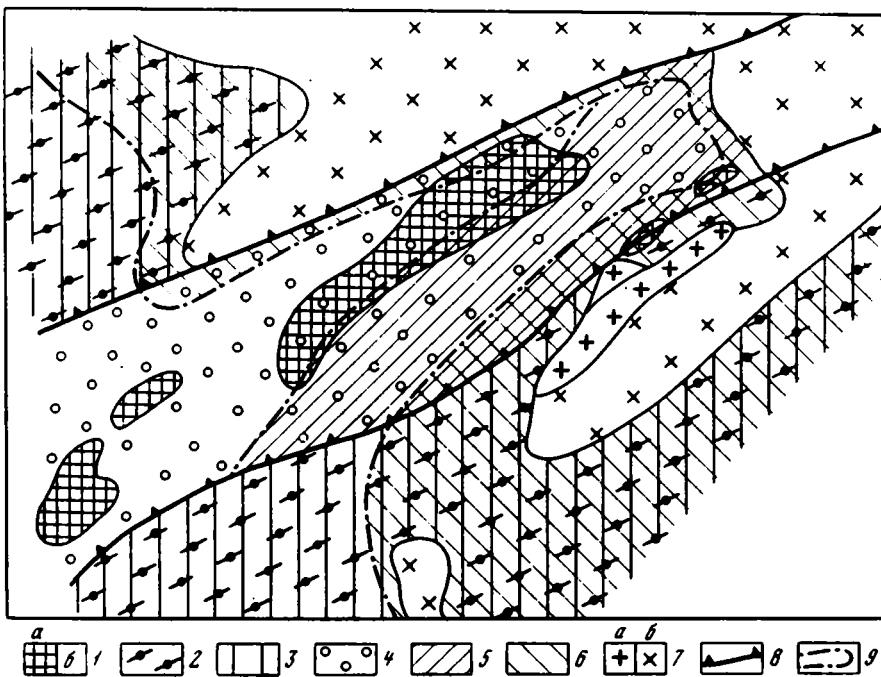


Рис. 20. Схема метаморфической зональности Туймазинского района

1 - Туймазинский габбро-норит-анортозитовый комплекс: а - габбро-нориты и габбро-анортозиты, б - анортозиты; 2 - большечеремшанская серия (ранний архей); 3 - раннеархейский гранулитовый комплекс; 4, 5 - позднеархейский метаморфический комплекс: 4 - гранулитовая фация, 5 - амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации кианит-силлиманитовой серии; 6 - ранне-среднепротерозойский комплекс (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации андалузит-силлиманитовой серии); 7 - плагиограниты (а) и граниты (б) бакалинского комплекса; 8 - пологие разломы типа надвигов; 9 - границы метаморфических зон

фациальной серии в пределах довольно узких (20–30 км шириной), но вытянутых на 250–300 км зон. Характерной их особенностью является насыщенность телами габбро-норитов, габбро-анортозитов и анортозитов туймазинского комплекса (Богданова, 1974), на которых не сказался раннеархейский этап гранулитового метаморфизма, но которые вместе с вмещающим раннеархейским комплексом несут позднеархейскую метаморфическую зональность (рис. 20). Особенности разреза таких зон раскрывает скв. 2000 Туймазы, углубившаяся в габбро-норит-анортозитовое тело более чем на 2 км и показавшая тесную связь проявлений рифейского траппового магматизма, трещиноватости, блококатаклаза, диафтореза и наложенной гранитизации основных магматических пород (Богданова, Лапинская, 1970) с зонами довольно пологих разломов, имеющих, по-видимому, выход на поверхность фундамента. Пластообразный характер залегания всех типов пород в разрезе скважины рассматривался некоторыми исследователями как признак стратифицированности разреза, а отдельные его части – как толщи первично осадочных пород (Трахтман и др., 1966; Постников, 1967).

Специальные исследования (Богданова, 1974) показали, что анортозиты в ассоциации с габбро-норитами часто изменены неоднократными наложенными процессами метаморфизма и ультраметаморфизма и сохранились в сравнительно небольших реликтовых участках. Учет этих изменений позволил определить метаморфические аналоги анортозитов и габбро-норитов среди таких часто встречающихся типов пород фундамента, как основные кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты, амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы, и выявить

вероятную форму и размеры габбро-норит-анортозитовых тел. Из анализа зональности наиболее разбуренного Туймазинского массива и данных о разрезе скв. 2000 (Богданова, Лапинская, 1970), можно предположить пластовый характер массива и мощность порядка 10 км. Магматическая природа этих пород доказывается многими признаками, в числе которых – реликты магматических структур и минералов, закономерные соотношения составов этих минералов и химических компонентов пород, соответствующие порядку кристаллизации из расплава, расчлененность тел и отвечающая ей резкая дифференцированность пород по химическому составу. Установлено, что по особенностям минералогического и химического составов, позднеархейский габбро-норит-анортозитовый комплекс Волго-Уралья очень близок комплексам подвижных поясов Балтийского щита – колвизкому, сально-гундровскому, колмозерскому и кейвскому, хотя и отличается некоторым своеобразием (Биркис и др., 1976).

Судя по средневзвешенному химическому составу Туймазинского массива, родоначальная магма должна была соответствовать высокоглиноземистым базальтам или, что более вероятно, толеит-базальтовой магме, ассимилировавшей глиноземистый материал вмещающих толщ. Это доказывается постоянной ассоциацией габбро-норит-анортозитовых тел с вулканогенно-осадочной большечеремшанской серией (Богданова, 1974).

Сочетание расслоенных габбро-норит-анортозитовых тел с полиметаморфическими линейными зонами – характерный признак зон глубинных надвигов, изученных Л.А. Прияткиной (1974) на Балтийском щите. Вместе с тем позднеархейские линейные зоны Волго-Уральской области по сравнению со среднепротерозойскими отличаются более “спокойным” термодинамическим режимом, отсутствием минеральных ассоциаций высоких давлений типично “лапландского” типа (Другова и др., 1972).

Система субпараллельных линейных зон позднеархейской тектоно-метаморфической переработки относится к числу наиболее ярких черт архейских гранулитовых массивов восточной части Русской плиты, особенно глубоко эродированных массивов, рассматриваемых нами. И поскольку эта система согласна с наблюдаемой стратиграфической зональностью архейского основания, трактуемой как складчатость, следует признать возраст складчатости позднеархейским. Обращает на себя внимание довольно ограниченный масштаб позднеархейского гранитообразования и подчиненность тел гранитоидов зонам разломов. Обычно это небольшие тела эндербитов, чарнокитов и мезопертитовых гранитов в зонах гранулитовой фации и диоритов и плагиомикроклиновых гранитов в зонах амфиболитовой фации.

Более интенсивный наложенный ультраметаморфизм с образованием мощных зон гранитизации, в особенности в областях преимущественного развития большечеремшанской серии (Бакалинский массив гранитоидов и др.), сопровождал раннесреднепротерозойский этап метаморфизма архейских массивов. Он был, по-видимому, синхронен и изофациален прогрессивному метаморфизму раннепротерозойских толщ, относящихся к верхнему структурному этажу архейских гранулитовых массивов.

Суперкрустальные образования, которые могут быть отнесены к раннепротерозойскому структурному этажу, достоверно выделены лишь в пределах сильно эродированного Альметьевского гранулитового блока Волго-Уральской области и представлены осадочно-вулканогенной сармановской серией, прослеженной в основном в пределах узкой полосы, отвечающей Сарайлинскому прогибу Татарского свода (Лапинская, Богданова, 1976; Постников, 1976 и др.). Она включает мелкозернистые амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы (метаандезитобазальты и метадиабазы) Сармановской, Уратьминской, Кутузовской и других площадей, тонкослоистые амфиболовые и амфибол-диопсидовые плагиосланцы Тлянчи-Тамакской площади, глиноземистые жедритовые и биотит-гранатовые сланцы Уратьминской площади в Татарии. Для всех них характерен однородный монофациальный метаморфизм фации куммингтонитовых амфиболитов, что обусловило сохранность во многих случаях первичных структур, минералов и пер-

вичных петрохимических соотношений, дающих возможность достаточно обоснованно судить о первичной природе метакорд.

Проведенный А.В. Постниковым (1976) комплексный анализ по реставрации дометаморфической формационной принадлежности перечисленных разновидностей показал их существенные отличия в разных структурных зонах. Так, в одних структурах залегают метабазиты диабазовой и андезито-базальтовой формации, в других - разрез раннепротерозойских толщ сложен терригенно-осадочными (граувакковыми) образованиями. Конечно, скудность каменного материала ограничивает возможности структурно-формационного анализа сармановской серии, но тем не менее смена формационного состава раннего протерозоя отдельных линейных структур от центральной части Альметьевского срединного массива (метабазитовая формация) к его краевым частям (терригенно-осадочная формация) указывает на контрастность тектонического режима в сравнительно узкой зоне. Этому соответствует различная интенсивность гранитизации вмещающего архейского субстрата, максимум проявления которой отмечается как раз в зоне, сопряженной с метабазитовой толщей сармановской серии (Бакалинский массив).

Положение раннепротерозойских зон близко северо-восточному простиранию архейских структур. Однако структуры центральной части Альметьевского массива расположены субмеридионально, аналогично зонам максимальной гранитизации (рис. 21). Характерно, что сами раннепротерозойские толщ практически не затронуты гранитизацией и ограничены разломами. Сочетание этих структур и формационных особенностей является по А.С. Новиковой (1975) признаком развития особого типа структур чешуйчатых моноклиналей и свойственно многим сегментам фундамента Восточно-Европейской платформы.

Петрохимически метабазиты раннего протерозоя заметно отличаются от метабазитов архея, как по содержанию ряда петрогенных элементов ( $TiO_2$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $SiO_2$ ), так и по их соотношениям (см. рис. 16). Они менее титанисты, более щелочны и отчетливо дифференцированы по кремнекислоте (базальты и андезито-базальты).

По соотношению компонентов и набору разновидностей метабазиты раннего протерозоя относятся к непрерывным ассоциациям известково-щелочной базальт-андезит-дацит-липаритовой серии. Повышенная калиевоность некоторых из них видимо обусловлена наложенными изменениями.

По совокупности данных о первичном составе метакорд сармановской серии и их петрохимической характеристике в сочетании с таким структурным признаком, как латеральная изменчивость толщ, можно утверждать принадлежность сармановской серии типичным островодужным комплексам, зонам геоантиклинальных поднятий (Марков, 1975). Этому соответствуют метаморфизм серии в условиях низких давлений (андалузит-силлиманитовый тип) и интенсивное проявление гранитизации архейского основания, отвечающей диорит-плагиогранитной серии (Попова, Горина, 1976).

Объем гранитизации из-за сильной эродированности массива оценить трудно, но, если судить по глубине переработки архейского основания, он был незначителен, поскольку специфика архейской структуры легко прослеживается внутри полей гранитоидов или по продуктам контактового воздействия (кислотного выщелачивания), или по петрохимической и петрофизической характеристикам самих гранитоидов. Продукты контактового воздействия представлены мусковит-силлиманитовыми (или фибролитовыми), мусковитовыми кварцитами, иногда с андалузитом (Азеево-Салаушская 34), образованными по высокоглиноземистым ассоциациям, магнетит-феррогиперстеновыми, магнетит-амфиболовыми, магнетит-грюнеритовыми кварцитами, развинчившимися по основным кристаллосланцам, габбро-норитам и эулизитам (Сулеево, Бондог, Ново-Урсеево и другие площади). Эти породы, весьма специфичные по минералогическому составу и физическим свойствам, обуславливают своеобразные особенности геофизических полей зон переработки архейского основания, характеристика которых приводится ниже. Геохронологические данные о контактирующих гранитоидах и самих кварцитах (Тлянчи-Тамак 405) в целом подтверждают пра-

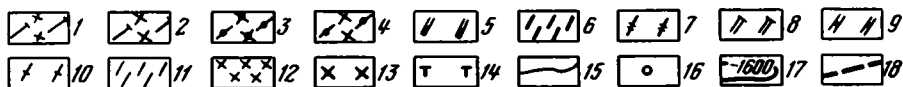
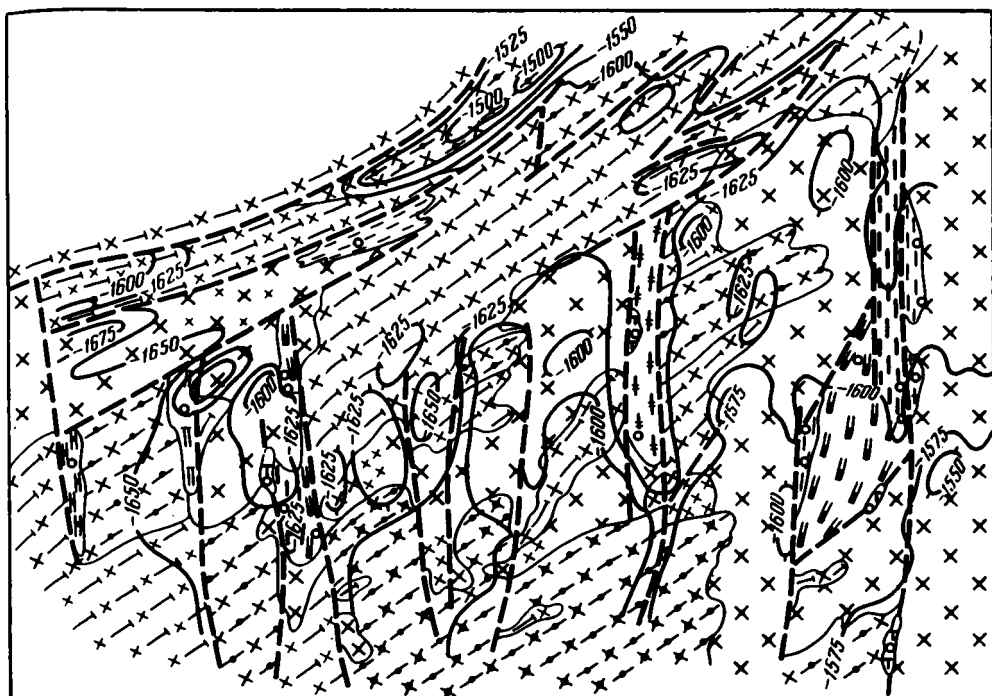


Рис. 21. Положение сармановской серии (раннего–среднего протерозоя) в структуре Альметьевского архейского массива, по А.В. Постникову (1976 г.)

1–4 – раннеархейские серии: 1, 2 – отраденская (1 – слабо диафторированная, породы гранулитовой фации; 2 – сильно диафторированная, мигматиты), 3, 4 – большечеремшанская серия (3 – слабо диафторированная, породы гранулитовой фации; 4 – сильно диафторированная, мигматиты, кварцевые метасоматиты); 5–9 – сармановская серия: 5 – биотит–амфиболовые кристаллические сланцы, 6 – амфиболовые кристаллические сланцы, 7 – диопсид–амфиболовые кристаллические сланцы, 8 – биотит–ждритовые кристаллические сланцы, 9 – биотит–гранатовые гнейсы; 10, 11 – проблематичные образования раннего–среднего протерозоя: 10 – основного состава, 11 – глиноземистого состава; 12 – диориты, гранодиориты; 13 – плагиограниты, граниты, микроклиновые граниты; 14 – габбро–диабазы и диабазы рифея; 15 – структурно–стратиграфические границы; 16 – скважины, вскрывшие протерозойские образования; 17 – изогипсы поверхности фундамента (в м); 18 – разломы

вильность отнесения метаморфических процессов к заключительным этапам раннепротерозойского метаморфического цикла.

Однако не исключается возможность и более молодого, среднепротерозойского, возраста некоторых из них, поскольку для ряда архейских блоков восточной части Русской плиты (вероятно, менее эродированных, чем Альметьевский и Жигулевско–Пугачевский) есть данные о наличии еще одного, позднекаремского, структурного этажа и отвечающего ему метаморфического комплекса. Он изучен в южной части региона на юго–восточном склоне Воронежского массива, Восточно–Воронежская зона которого располагается на периферической части архейского Прикаспийского массива (рис. 22). Широко распространенная здесь песчанико–сланцевая толща воронцовской серии сложена биотитовыми, двуслюдяными, биотит–турмалиновыми (иногда с андалузитами) и амфиболовыми сланцами, биотит–гранатовыми гнейсами с графитом, биотит–се-

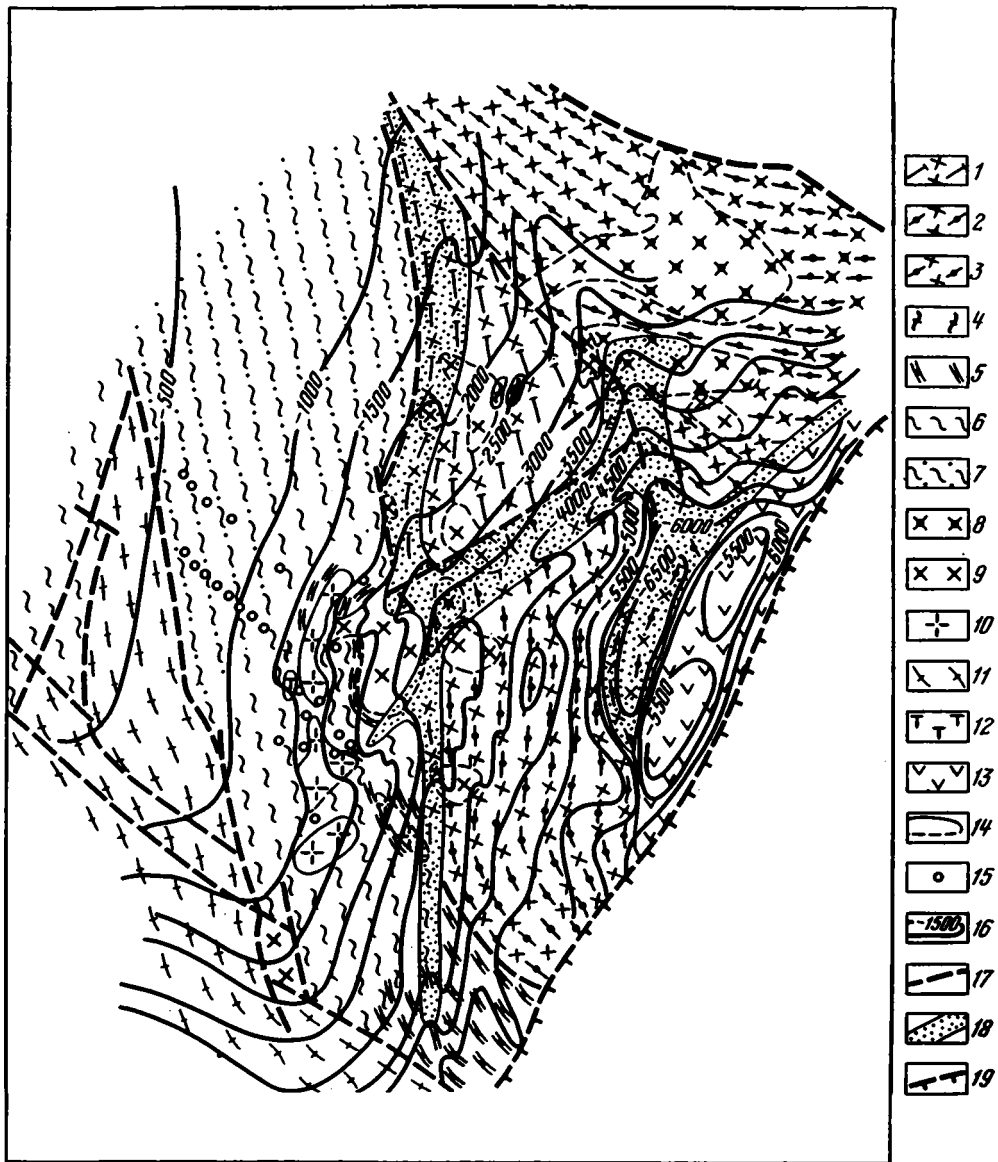


Рис. 22. Положение воронцовской серии раннего-среднего протерозоя в структуре Прикаспийского архейского массива, по А.В. Постникову (1976 г.)

1-3 - раннеархейские серии: 1 - отрадненская, сильно диафторированная, мигматиты, 2, 3 - большечеремшанская (2 - породы гранулитовой фации, 3 - интенсивно диафторированная, мигматиты); 4-7 - воронцовская серия нижнего-среднего протерозоя: 4 - основные метавулканыты, 5 - биотит-гранатовые гнейсы, 6 - биотитовые, биотит-мусковитовые и другие сланцы, 7 - филлиты, метапесчаники, биотит-серицитовые сланцы; 8-10 - гранитоиды: 8 - архейские плагнограниты с гранатом и кордиеритом, микропертитовые граниты, 9 - плагнограниты и микроклиновые граниты архея и протерозоя, 10 - двуслюдяные граниты протерозоя; 11 - гранито-гнейсы обоянской серии; 12 - диабазы, габбро-диабазы рифея; 13 - комплекс архейских (?) пород основного состава, выделенный по геофизическим данным; 14 - структурно-стратиграфические границы; 15 - скважины, вскрывшие породы воронцовской серии; 16 - изогипсы поверхности фундамента (в м); 17 - разломы; 18 - девонские грабенообразные прогибы; 19 - борт Прикаспийской впадины

рицитовыми, серицитовыми и углистыми сланцами, метапесчаниками и филлитами (Постников, 1976). Наиболее характерные парагенезисы слюдяных сланцев, их зональное распределение отвечают метаморфическим зональным комплексам андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

Петрохимические и структурно-текстурные особенности показывают соответствие глиноземистых пород – грауваккам, а амфиболсодержащих сланцев – псаммитам с карбонатным цементом и примесью пирокластики. Их частое и закономерное чередование в разрезе, градационная слоистость говорят о флишеидном характере песчанико-сланцевой толщи (Шишов, 1976; Постников, 1976). В.В. Шишов (1976) выделяет в составе песчанико-сланцевой толщи три формации – кремнисто-углистую (базальную), флишевую и нижнемолассовую, отличающиеся также, по мнению В.В. Шишова, и структурным планом. Однако имеющиеся фактические структурные данные на наш взгляд недостаточны для деления в плане флишевой и нижнемолассовой формаций, хотя и имеются петрохимические и структурно-текстурные отличия флишеидных образований в различных участках зоны, особенно на границе с Пачелмским авлакогеном.

Аналогичные по характеру разреза и типу метаморфизма образования, выделенные в самостоятельную унийскую толщу (Ситдинов, 1975) и вскрытые только одной скважиной (Уни, 3) в пределах Вятского (Чернохолунищского) архейского массива, известны в северной части Волго-Уральской области. О более широком предрифейском распространении аналогов воронцовской и унийской толщ в Волго-Уральской области свидетельствует большое количество их обломков в рифейских терригенных толщах, в частности, в боровской свите Серноводско-Абдуллинского прогиба (Егорова, 1964; Богданова, 1966). Изотопный возраст самих сланцев и сопутствующих им гранитоидов определенно говорит о ранне-среднепротерозойском возрасте их метаморфизма. Он колеблется по определениям К-Аг метода от 1,8 до 2 млрд. лет. С этим периодом связано формирование гранодиорит-гранитной серии внутри более ранних полей гранитоидов, появление крупных массивов микроклиновых гранитов, обнаруживающих часто все признаки магматического (реоморфического) происхождения (Попова, Горина, 1976).

Зоны развития ранне-среднепротерозойских образований архейских массивов четко выделяются по геофизической и петрофизической характеристикам. Это обусловлено не столько петрофизической спецификой самих ранне-среднепротерозойских толщ, маломощных и рассредоточенных в локальных структурах, сколько существенными изменениями архейского субстрата. Так, различия обеих архейских серий по плотности еще менее заметны в зоне диафтореза и переработки гранулитового субстрата (см. рис. 19).

Магнитная восприимчивость серий в зоне диафтореза (см. рис. 19) варьирует сильнее. На вариационных кривых четко обособлены петромагнитные группы со значениями  $250-630 \cdot 10^{-6}$  СГС (для обеих серий),  $1000-1600 \cdot 10^{-6}$  СГС (для большечеремшанской серии),  $1600-4000 \cdot 10^{-6}$  СГС (для отрадненской серии), которые совсем не проявлены в петромагнитной характеристике гранулитовой фации (см. рис. 19). Наименее магнитны плагиограниты, биотитовые плагиогнейсы и микроклиновые граниты. Амфиболиты с гранатом и магнетитом, пироксеновые амфиболиты и гранодиориты образуют группу среднемагнитных пород. Амфиболиты с гранатом и магнетитом, пироксеновые амфиболиты и гранодиориты образуют группу среднемагнитных пород. Повышенной магнитной восприимчивостью среди пород отрадненской серии в зоне диафтореза часто отличаются амфиболиты, биотит-амфиболовые плагиогнейсы, гранодиориты с содержанием 5-10% ферромагнитных минералов.

В зоне диафтореза большечеремшанская серия отображается слабopоложительными и нулевыми локальными гравитационными аномалиями, отрадненская – преимущественно отрицательными. В целом по локальному полю различия между сериями в гранулитовом блоке проявлены более резко, тогда как в зоне диафтореза вариации гравитационного поля обеих серий похожи.

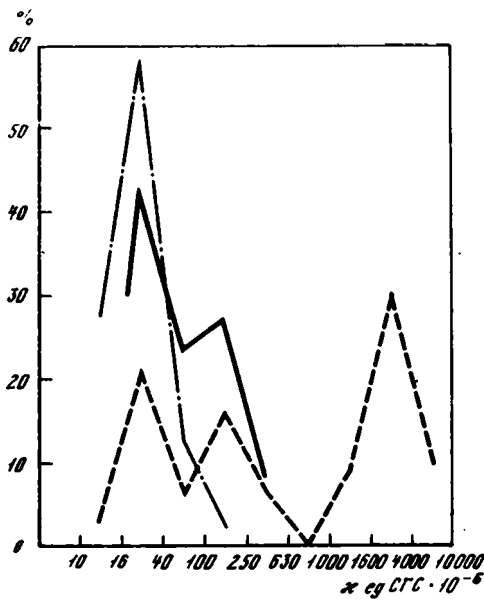
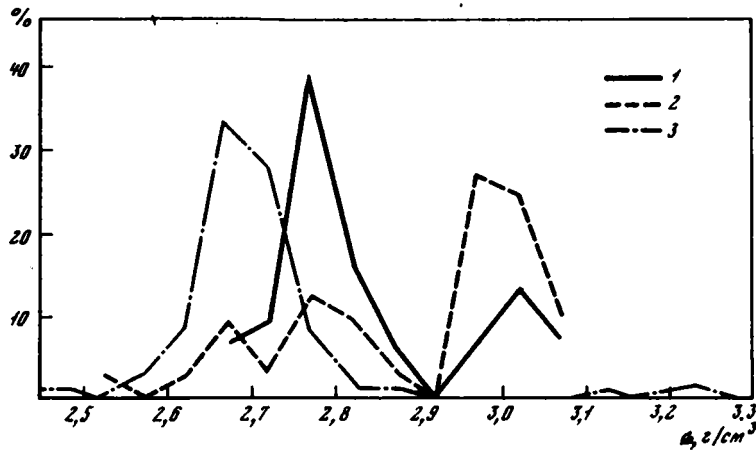


Рис. 23. Вариационные кривые плотности и магнитной восприимчивости ранне-среднепротерозойских образований Волго-Уральской области

1 - сармановская серия; 2 - кукморская толща; 3 - воронцовская серия



В магнитном поле для отрадненской серии при переходе из гранулитовой области в зону диафореза на фоне резкого усиления неоднородности поля характерно увеличение средней интенсивности магнитного поля более, чем вдвое. Для большечеремшанской серии в зоне диафореза следует отметить в среднем небольшое ослабление интенсивности магнитного поля и также увеличение неоднородности.

Таким образом, при диафорической переработке сохраняется индивидуальность архейских серий, но их различия как по физическим свойствам, так и по интенсивности аномальных полей сильно меняются, иногда на противоположные. Иными словами, каждая из архейских серий обладает индивидуальными особенностями вариаций физических свойств и геофизических параметров не только внутри одной метаморфической зоны, но значительно меняется и при переходе из одной зоны в другую (Богданова, Петренко, 1978).

Сармановская серия раннего протерозоя характеризуется резкой дифференцированностью по физическим свойствам в соответствии с отмеченными различиями по составу - метабазитовым или метаосадочным (рис. 23), в целом отличаюсь повышенной средней плотностью (2,84-2,89 г/см<sup>3</sup>). Примечательно, что породы серии практически немагнитны, исключая разновидности с наложенным пирротинным оруденением. Песчанико-сланцевая воронцовская и унийская толщи резко выделяются пониженной средней плотностью (до 2,72 г/см<sup>3</sup>) и очень слабо намагничены.



Если рассмотреть петрофизическую и геофизическую характеристику архейских массивов в целом, то следует различать их по глубине диафторической ранне-среднепротерозойской переработки. Гранулитовые блоки, почти не затронутые этой переработкой или сильно эродированные также, как рассмотренные Жигулевско-Пугачевский и Альметьевский массивы, выделяются высокой плотностью слагающих пород (см. рис. 19). При этом даже при диафторезе на широких площадях сохраняется высокая средняя плотность архейского комплекса ( $2,75-2,81 \text{ г/см}^3$ ). В то же время для зоны диафтореза массивов в целом характерно разуплотнение (с плотностью  $2,75$  против  $2,81 \text{ г/см}^3$ ) за счет широкого развития здесь малоплотных гранитоидов и мигматитов высокой степени гранитизации.

Другой особенностью распределения плотности зоны диафтореза является интервал больше  $3,10 \text{ г/см}^3$ , отвечающий гранатовым амфиболитам и магнетитовым гнейсам и кварцитам. Более существенно различие метаморфических зон архейских массивов по магнитной характеристике (см. рис. 19). При общем фоновом значении в интервале  $40-630 \cdot 10^{-6}$  СГС для зоны диафтореза заметно увеличение количества сильномагнитных пород (более  $1000 \cdot 10^{-6}$  СГС), а для зоны гранулитовой фации, наоборот, отмечается большая группа пород, слабомагнитных (интервал  $16-25 \cdot 10^{-6}$  СГС). Это отражается в средних значениях магнитной восприимчивости, которые для зоны диафтореза в 2 раза больше, чем для зоны гранулитовой фации. Объяснение этому находится в наблюдаемых петрографически явлениях интенсивного роста рудных минералов, главным образом магнетита, в начальную стадию диафтореза и повторной гранитизации основных пород гранулитовой фации и эулизитов. Левый локальный максимум (см. рис. 19) в интервале  $10-16 \cdot 10^{-6}$  СГС соответствует практически немагнитным нормальным гранитоидам, продуктам полной ремобилизации вещества при диафторической гранитизации. Таким образом, магнитная восприимчивость оказалась более чувствительным параметром к неоднородности состава фундамента, особенно в зоне диафтореза.

Наиболее отчетливо черты, присущие каждой метаморфической зоне, видны в геофизических полях. Так, в поле локальных аномалий силы тяжести гранулитовая зона представлена в основном положительными значениями, а зона диафтореза — отрицательными. Большой разброс значений и дифференцированность гравитационного поля в гранулитовой области архейских массивов очевидно связаны с более четкими плотностными градициями отдельных групп пород в гранулитовой области и сглаженной плотностной характеристикой комплексов в зоне диафтореза. Магнитное поле гранулитовой области, наоборот, отличается мозаичностью и пониженной интенсивностью ( $+2,05 \cdot 10^{-3}$  против  $+2,7 \cdot 10^{-2}$ ) в зоне диафтореза.

Линейные зоны позднеархейско-ранне-среднепротерозойской складчатости, разделяющие архейские массивы (гранулитовые блоки), — Кировско-Сыктывкарская, Камско-Вятская, Осинская, Токаревско-Уфимская и др. (Гафаров, 1973, 1976), резко отличаются от архейских массивов формационным разрезом нижнего докембрия, своеобразием истории метаморфизма и структурой. Геофизические и петрофизические данные отмечают увеличенную (почти удвоенную) мощность "гранитного" слоя, его латеральную и вертикальную неоднородность, несогласное положение поверхностей раздела внутри всей земной коры (Богданова и др., 1973). В гравитационном поле зонам соответствуют линейные аномалии пониженной интенсивности, в магнитном поле — резкая дифференцированность поля, линейность аномалий, частая перемежаемость аномалий различного знака и интенсивности.

При рассмотрении этих зон прежде всего бросается в глаза необычно широкое распространение гранитоидов и гранито-гнейсов диорит-плагиогранитного ряда, часто постепенно переходящих во вмещающие суперкрупные образования. Это определяет возрастное положение гранитоидов как более молодых по сравнению с вмещающими комплексами. К сожалению, для пород и минералов рассматриваемых линейных зон чрезвычайно мало геохронологических данных. Но даже по этим редким и случайным определениям зоны выделяют

ся сравнительно древними К-Аг датировками гранитоидов. Плагииграниты Качимской, Прудовской, Поречкой скважин показали 2,4–2,5 млрд. лет, при этом гранитоиды последних двух скважин разgneйсованы и, видимо, могут быть синхронизированы с позднеархейским этапом метаморфизма.

Кроме того, для гранитоидов и минералов ряда скважин Привятской и Приказанской площадей получены датировки около 1,7–2,0 млрд. лет, указывающие на возможность их образования и в более поздние этапы докембрия. Вместе с тем наблюдаемая разgneйсованность гранитоидов, их катаклазированность, сопровождаемая развитием биотита, актинолита и эпидота в участках дробления, позволяют в ряде случаев рассматривать эти датировки как отражающие один из этапов метаморфической переработки более древних гранитоидов.

Геофизические данные, подтвержденные бурением, показывают, что гранитоиды распределены неравномерно и слагают обширные протяженные "валобразные" структуры, согласные простиранию самой линейной зоны и чередующиеся по площади с более узкими линзовидными полосами, сложенными породами субстрата. Наиболее крупные из гранитоидных "валов" известны в юго-западной части Камско-Вятской зоны, где они выделялись ранее в древний Саранский массив (Гафаров, 1973; Зандер и др., 1967 и др.), а также в Приказанском районе (Приказанский массив).

В строении "валов" наблюдается зональность, выраженная в более основном, диоритовом, составе краевых частей и более кислом, плагиигранит-гранитном, – центральных. Диориты, содержащие в большинстве случаев голубовато-зеленую роговую обманку, эпидот, иногда очень железистый биотит, пространственно тесно связаны с вмещающими породами основного состава и часто обнаруживают постепенные переходы к этим породам (Карлы, скв. 1, 3; Чершелы, скв. 1 и др.). Очевидно, они являются продуктом контактового взаимодействия гранитоидных тел и основных пород догранитоидного субстрата. Представления о составе и возрасте последнего из-за крайне неравномерной разбуренности Камско-Вятской и аналогичных по типу строения зон довольно условны, но некоторые особенности догранитных комплексов свидетельствуют о большом их своеобразии.

Это – преимущественно базитовые по составу комплексы. Характерно, что во внутренних частях линейных зон почти не встречаются или крайне редки образования архейской большечеремшанской серии, а архейский структурно-геологический комплекс представлен серией, очевидно, аналогичной по формационному облику, метаморфизму нижней, отрадененской, серии архейских срединных массивов, их предполагаемому "меланократовому" фундаменту. Так же как и в срединных массивах, метабазиты раннеархейского комплекса линейных зон испытали интенсивную чарнокитизацию, так что эндербиты и, в меньшей мере, собственно чарнокиты преобладают по числу вскрытия комплекса скважинами. В Камско-Вятской зоне участки, сложенные раннеархейским метабазитовым комплексом, не измененным последующими метаморфическими процессами, невелики. Это – сравнительно узкие линейные блоки, зажатые внутри позднеархейско-раннесреднепротерозойских гранито-гнейсов и гранитоидов. Из-за плохой сохранности раннеархейских метабазитов, чаще всего превращенных в диафорические амфиболиты и амфиболовые гнейсы, трудно оценить степень их сходства с подобными породами отрадененской серии архейских массивов по петрохимическим данным. Реликтовые (гранулитовые) минеральные ассоциации основных пород линейных зон аналогичны основным кристаллическим сланцам и метагабброидам отрадененской серии.

Намного увереннее можно говорить о широком развитии в линейных зонах тел позднеархейского габбро-норит-анортозитового (туймазинского) комплекса, особенно в зонах контакта с архейскими срединными массивами. Их тела, приуроченные к региональным разломам, непрерывно протягиваются на 50–100 км и обнаруживают отчетливую полосчатость – асимметричную перемежаемость полос метаанортозитового состава с габбро-норитовыми или перидотитовыми. Наиболее магнезиальные разновидности вскрываются в краевых частях массивов (Казакларский массив, скв. 175 Приказанской площади; Северо-Елтанс-

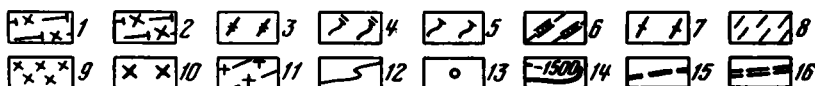


Рис. 24. Положение кукморской толщи в структуре Камско-Вятской линейной зоны, по А.В. Постникову (1976 г.)

1, 2 - отраденская серия раннего архея: 1 - слабо диафторированная, породы гранулитовой фации, 2 - сильно диафторированная, мигматиты; 3 - диопсид-амфиболовые кристаллические сланцы сармановской серии; 4-6 - кукморская толщина: 4 - антофиллит-тремолит-биотит-хлоритовые сланцы, метапикриты, 5 - биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы, 6 - кианит-гранат-мусковит-биотитовые кристаллические сланцы; 7, 8 - проблематичные образования раннего-среднего протерозоя: 7 - основного состава, 8 - глиноземистого состава; 9, 10 - гранитоиды: 9 - диориты, гранодиориты, 10 - плагиограниты, граниты, микроклиновые граниты архея и протерозоя; 11 - гранито-гнейсы; 12 - структурно-стратиграфические границы; 13 - скважины, вскрывшие ранне-среднепротерозойские образования; 14 - изогипсы поверхности фундамента (в м); 15 - разломы; 16 - граница Альметьевского архейского массива

кий массив, скв. 76 Привятской площади и др.) аналогично габбро-норит-анортозитовым телам Туймазинского комплекса срединных массивов и, так же как в срединных массивах, эти тела сопровождаются метаморфической полифациальной зональностью от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой серии, свойственной позднеархейскому метаморфическому комплексу срединных массивов.

По расположению вышеупомянутых гранитных "валов" (см. рис. 15) видно, что они сопряжены в пространстве с габбро-норит-анортозитовыми зонами, являясь, по-видимому, составной частью наложенной на базиты позднеархейской метаморфической зональности и отвечающей зоне гранитного анатексиса. Объем позднеархейской гранитизации невозможно определить из-за отсутствия в настоя-

щее время критериев отличий гранитоидов этого возраста от более поздних ранне-среднепротерозойских. По аналогии со строением позднеархейских метаморфических зон в срединных массивах он не мог быть большим. Позднеархейская гранитизация, вероятно, была локальной, но зоны ее проявления явились 'лентами' повторной, более интенсивной протерозойской гранитизации.

Среди позднеархейских пород линейных зон в настоящее время нет разновидностей, которые можно было бы твердо считать прогрессивно метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями позднего архея, хотя отрицать возможность их существования нельзя. Интенсивная наложенная гранитизация в значительной степени снивелировала состав архейских комплексов, и теперь чрезвычайно трудно разделить широко распространенные здесь биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты по их первоначальной принадлежности. Вполне возможно, что некоторые из амфиболовых и биотит-амфиболовых сланцев кукморской серии, проблематично выделяемых сейчас как образования верхнего ранне-среднепротерозойского этажа (Постников, 1976), также более древние, позднеархейские (рис. 24).

Особый интерес в этом отношении представляют обнаруженные также в Кукморском блоке метаморфизованные ультраосновные породы - антофиллит-тремолит-хлоритовые сланцы из скв. 216 Северный купол. Отчетливая дифференцированность вскрытой 70-метровой толщи, проявляемая перемежаемостью в разрезе сланцев различного химического и минералогического состава и резко варьирующими физическими свойствами (рис. 25), наблюдаемые порфиробластовые структуры пород, отчетливо, соответствующие первично порфировым структурам, позволяют трактовать толщу сланцев скв. 216 как мощный пласт метапикритов, ультраосновных метавулканитов. Сравнение этих метапикритов с аналогичными породами других районов по петрохимическим особенностям свидетельствует об их принадлежности к особому петрогенетическому классу вулканитов - коматитам. Так же, как коматиты, являющиеся характерной вулканогенной формацией зеленокаменных поясов раннего докембрия Канады, Австралии, Африки (Суслова, Травин, 1976), метапикриты характеризуются низким содержанием окиси титана, окиси калия и глинозема, повышенной кальциево-стью. По этим параметрам метапикриты Камско-Вятской зоны отличаются от среднепротерозойских метапикритов, например, печенгской серии (Предовский и др., 1974). Приведенные данные дают возможность сузить возрастной диапазон образования прогрессивно метаморфизованных пород Камско-Вятской зоны до позднего архея или раннего протерозоя.

Совершенно другим по первичному составу и типу метаморфизма является разрез скв. 205 той же площади, прошедшей около 100 м по высокоглиноземистым кианит-гранат-двуслудяным кристаллическим сланцам, местами содержащим ставролит.

Таким образом, разрез кукморской серии существенно отличается даже в одной структурной зоне, и поскольку нигде не вскрыты контакты между различными по составу частями разреза, трудно что-либо сказать об их возрастных соотношениях тем более, что вся серия в целом характеризуется контрастным по давлению метаморфизмом. Породы кукморской серии относятся к двум метаморфическим комплексам: комплексу амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой серии (умеренных давлений) - высокоглиноземистая толща скв. 205 Северный купол; и эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа (низких давлений) - толща метапикритов скв. 216 Северный Купол.

Сонахождение столь различных по термодинамическим условиям метаморфических образований в одной структуре, по всей вероятности, обусловлено разновременностью формирования кукморской серии. Если судить по первичной природе высокоглиноземистых кристаллических сланцев, весьма близких к корам выветривания по основным или ультраосновным породам (Постников, 1976), их положение в одной структуре с метапикритовыми базальтоидами вполне естественно. Оно свидетельствует о возможном структурном перерыве внутри кукморской серии. И тогда, поскольку метапикриты могут быть поздне-

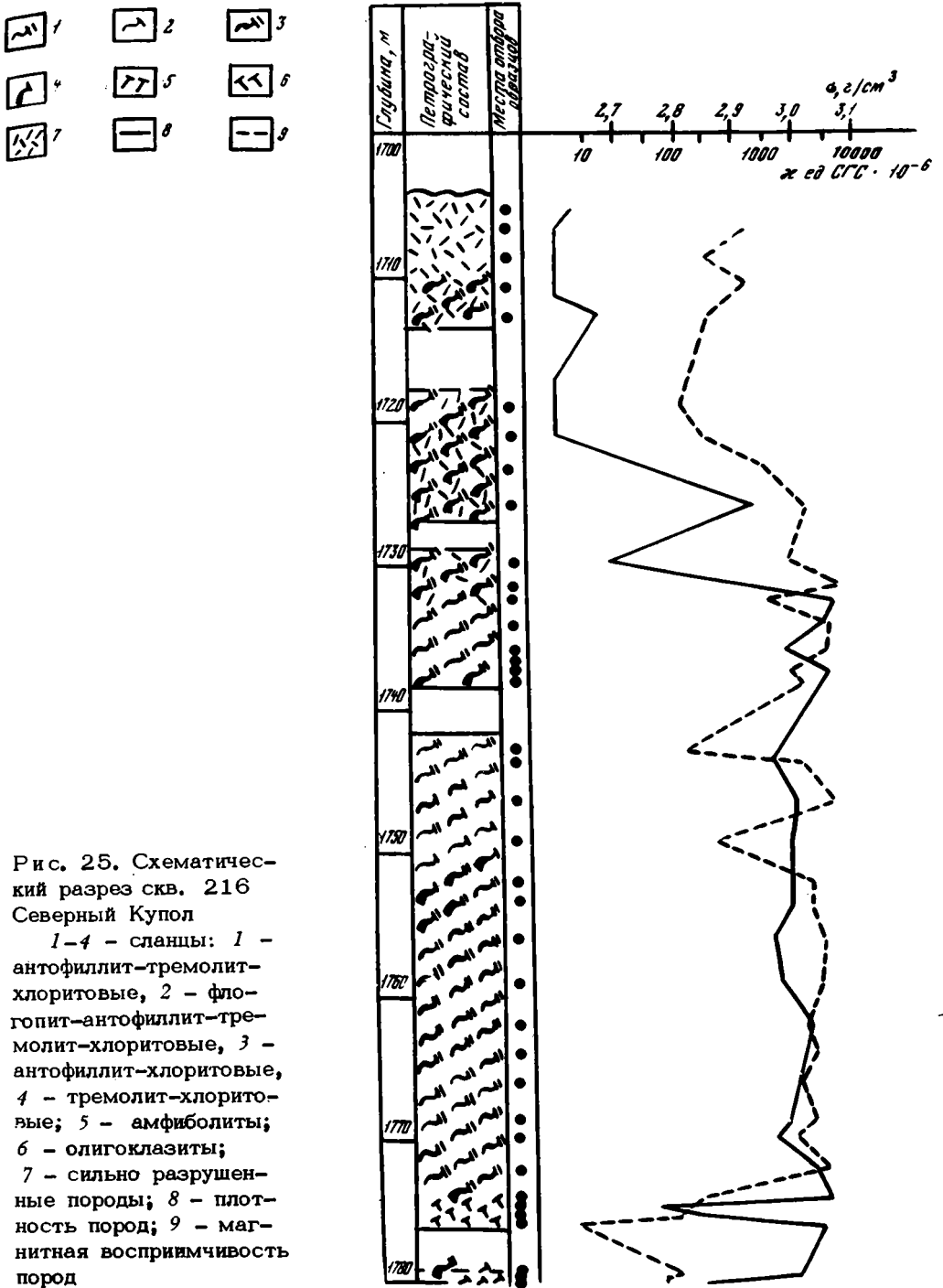


Рис. 25. Схематический разрез скв. 216 Северный Купол

1-4 — сланцы: 1 — антофиллит-тремолит-хлоритовые, 2 — флогопит-антофиллит-тремолит-хлоритовые, 3 — антофиллит-хлоритовые, 4 — тремолит-хлоритовые; 5 — амфиболиты; 6 — олигоклазиты; 7 — сильно разрушенные породы; 8 — плотность пород; 9 — магнитная восприимчивость пород

архейскими или раннепротерозойскими, метаморфизованные породы их коры выветривания — более молодыми ранне-среднепротерозойскими. Этим представлениям соответствуют и некоторые другие данные. Так, метапикриты несомненно испытали влияние окружающих гранитоидов, обнаруживая иногда неслучайные колебания щелочности (калийности), иногда и прямые переходы к своеобразным мигматитам (см. рис. 24). В то же время на высокоглиноземистой толще гранитизация почти не отразилась, возможно по причине ее особого состава или ее особого структурного положения в зоне максимальных напряжений.

Две выявленные тенденции метаморфических преобразований раннедокембрийских толщ уверенно прослеживаются не только в Кукморском, видимо, наименее эродированном блоке, но и в диафторически измененных более древних метабазитах. При этом диафторез в субфации куммингтонитовых амфиболитов (тип низких давлений) проявлен на больших площадях, а, вероятно, более поздний метаморфический комплекс умеренных давлений приурочен к сравнительно узким приразломным зонам. В этих зонах часто вскрываются бластокатаклазиты и бластомилониты, такие, например, как филлониты скв. 1 Урмары, показавшие возраст 2 млрд. лет по биотиту. С этим периодом связана, видимо, наиболее интенсивная динамометаморфическая переработка позднеархейско-раннепротерозойских гранитоидов.

Подытоживая геолого-петрографическую характеристику южной и центральной частей Камско-Вятской линейной зоны, еще раз подчеркнем ее особенности. Они выражаются прежде всего в специфическом базитовом составе всего догранитного разреза, от раннеархейского до позднеархейского-раннепротерозойского. Если сравнивать его с разрезом архейских срединных массивов, видны их существенные отличия. В формационном разрезе линейных зон отсутствуют образования раннеархейской осадочно-вулканогенной большечеремшанской серии, а позднеархейско-раннепротерозойские ультраосновные вулканы (коматиты) лежат непосредственно на отраденской серии, меланократовом фундаменте срединных массивов. Кроме того, линейные зоны отличаются широким развитием пластинообразных габбро-норит-анортозитовых тел позднего архея, приуроченных к разломам, согласным простираанию зоны. Все эти данные позволяют предположить, что именно в позднем архее произошел первый этап разобщения фундамента на массивы и линейные зоны, после которого каждый из этих структурных элементов развивался самостоятельно. Позднеархейские линейные зоны, по-видимому, явились ранней формой развития более поздних, наследующих их ранне-среднепалеозойских линейных зон складчатости. Подтверждением тому является постепенное "омоложение" Камско-Вятской зоны с юго-запада на северо-восток и север, где рассмотренные выше позднеархейские - раннепротерозойские комплексы "доставляются" более молодыми - среднепротерозойскими (типа Имандра-Варзуги). Внутри этих зон, переходящих по простираанию в Кольскую зону Балтийского щита, известны проявления габбро-норит-анортозитового магматизма ранне-среднепротерозойского возраста, подобные Кандакашско-Колвицким.

Возможность прослеживания комплексов линейных зон по геофизическим данным основывается на своеобразии их петрофизической характеристики. Петрофизическая характеристика комплексов, слагающих фундамент в линейных зонах, полностью соответствует специфике их состава. Определяющим для наблюдаемых вариаций физических свойств является базитовый состав комплексов и особенности наложенных метаморфических процессов.

Резкими колебаниями плотности и магнитной восприимчивости отличаются зоны, сложенные габбро-норит-анортозитами Туймазинского комплекса, чрезвычайно разнообразного как по составу часто сохраняющихся первичных пород (перидотиты, габбро-нориты, габбро-анортозиты, анортозиты), так и (особенно) по составу метаморфических новообразований. Среди последних преобладают биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и гранитоиды со средней плотностью  $2,72 \text{ г/см}^3$ . Реликты первичных пород характеризуются средней плотностью  $2,93-2,98 \text{ г/см}^3$ , иногда, при переходе их в эклогитоподобные ассоциации, достигающей  $3,2 \text{ г/см}^2$ .

Габбро-норит-анортозитовый комплекс обладает весьма изменчивой магнитной характеристикой, причем наибольшая намагниченность (до  $3000-5000 \times 10^{-6} \text{ СГС}$ ) свойственна реликтовым или незначительно метаморфизованным габброидам, содержащим первично магматический титано-магнетит. При метаморфизме в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений намагниченность этих пород почти полностью исчезает.

Резкая дифференцированность габбро-норит-анортозитового комплекса по физическим свойствам является причиной их четкого выражения в аномальных

геофизических полях, где им соответствуют линейные интенсивные положительные гравитационные и магнитные аномалии.

Физические свойства кукморской серии (см. рис. 23) резко выделяют ее среди других комплексов линейных зон. Так, метапикриты характеризуются часто высокой плотностью и магнитной восприимчивостью (см. рис. 25), однако из-за незначительной распространенности и очевидно небольшой мощности они практически не выражены в геофизических полях.

Базитовый состав догранитного субстрата определяет специфическую петрофизическую характеристику гранитоидных комплексов линейных зон. Так, плотностная характеристика Приказанского массива отличается широким разбросом значений плотности от 2,65 до 2,85 г/см<sup>3</sup> и особенностями их вариаций, свидетельствующими о неполной переработке субстрата, по которому они образовались. Это особенно проявляется в вариациях магнитной восприимчивости гранитоидов от  $1500 \cdot 10^{-6}$  СГС в диоритах и гранодиоритах до первых десятков единиц в гранитах, что существенно отличает массивы гранитоидов линейных зон от одновозрастных им гранитоидов массивов. Геофизические данные указывают на большую глубину гранитизации в линейных зонах, влияние которой распространяется не только на верхние, но и на весьма глубокие горизонты земной коры.

### КОМПЛЕКСЫ И ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Анализ строения, состава и формационных особенностей докембрийских складчатых комплексов фундамента восточной части Русской плиты показывает отчетливую стадийность геологического развития, во многом аналогичную океанической, переходной и континентальной стадиям складчатых систем фанерозоя (Пейве и др., 1972, 1976). Дорифейское развитие фундамента Русской плиты было отчетливо направленным и заключалось в преобразовании первичной земной коры океанического типа в кору континентальную. Как и в фанерозойских складчатых областях, в его составе могут быть выделены комплексы меланократового фундамента и залегающие на них комплексы архейских аналогов океанической и переходной стадий (осадочно-вулканогенной оболочки). Эти образования к рубежу в 3,0 млрд. лет подверглись глубокому метаморфизму в условиях гранулитовой фации, создавшему своеобразный прометаморфический слой (Лейтес, Федоровский, 1977).

Среди поздnearхейских и ранне-среднепротерозойских образований фундамента выделяются комплексы океанической, переходной и континентальной стадий, представленных осадочно-вулканогенными и осадочными толщами, а также различными магматическими образованиями главным образом гранитоидного состава. В ходе этого позднего этапа возникла континентальная земная кора Русской плиты.

Данные бурения и геофизики, как показано выше, позволяют проследить комплексы и структуры различных стадий формирования дорифейской континентальной коры и на новой основе провести тектоническое районирование фундамента восточной части Русской плиты (рис. 26, см. вкладку).

К комплексам меланократового фундамента отнесены массивы и тела метагабброидов, габбро-амфиболитов, основных и ультраосновных кристаллических сланцев, метавулканитов, рассмотренные выше в составе отрадненской серии архея, а также тела поздnearхейского габбро-норит-анортозитового туймазинского комплекса. Основные и ультраосновные метавулканиты вместе с метагабброидами отрадненской серии представляют нерасчлененные комплексы меланократового фундамента и ранnearхейских аналогов океанической стадии. Отделить метагабброиды от основных метавулканитов по условиям залегания и формационной принадлежности не представляется возможным. Характерно, что в составе этих комплексов практически отсутствуют гипербазиты, а небольшие тела шпинелевых периодитов и пироксенитов входят составной частью в расчлененные

массивы габбро-норит-анортозитового туймазинского комплекса, которые приурочены к зонам глубинных разломов, разделяющих крупные блоки фундамента. Наиболее распространенными в нерасчлененных комплексах меланократового фундамента и раннеархейских аналогов океанической стадии являются метагабброиды и габбро-амфиболиты оливин-базальтовой формации, реже встречаются комагматичные им основные метавулканы.

В магнитном и гравитационном полях метабазитам, особенно метагабброидам, соответствуют линейные максимумы значительной амплитуды (до нескольких тысяч гамм).

Характерной особенностью пространственного размещения нерасчлененных комплексов меланократового фундамента и раннеархейских аналогов океанической стадии является их закономерная приуроченность к позднеархейско-ранне-среднепротерозойским линейным зонам, в пределах которых распространены также позднеархейско-раннепротерозойские комплексы океанической стадии (кукморская серия).

Судя по распространению характерных магнитных максимумов и локальных максимумов силы тяжести, метагабброиды и основные метавулканы особенно широко распространены в пределах протяженных Мезенско-Вычегодской, Камско-Вятской, Рязано-Саратовской и других линейно-дугообразных зон (см. рис. 26), слагают большую часть их площади. Наиболее подробно по данным бурения они изучены в Приказанском районе Камско-Вятской складчатой зоны.

В пределах архейских массивов фундамента восточной части Русской плиты (Альметьевского, Жигулевско-Пугачевского, Окско-Волжского, Северо-Двинского и др.) нерасчлененные комплексы меланократового фундамента и архейских аналогов океанической стадии образуют сравнительно небольшие по размерам блоки, как правило, ограниченные разломами (Нурлатский, Кольванский, Сухонский блоки, восточная и западная части Окско-Волжского массива). Лишь в пределах обширного Прикаспийского массива эти комплексы, по-видимому, слагают его большую центральную часть (Гафаров, 1976), где они отмечаются по данным ГЭС как крупное "окно" базальтового слоя (Беляевский, 1974).

К особенностям строения блоков меланократового фундамента в архейских срединных массивах относится широкое развитие ультраметабазитного габбро-норит-анортозит-эндербитового (нурлатского) комплекса, сформировавшегося за счет кристаллизации палингенной, кварц-диоритовой магмы в кульминационный этап раннеархейского гранулитового метаморфизма.

Весьма специфичный и характерный для глубокого докембрия комплекс меланократового фундамента представлен также массивами позднеархейских анортозитов и габбро-анортозитов. Крупнейшими из них в пределах Волго-Уральской области и наиболее изученными бурением являются Северо-Елтанский и Туймазинский массивы, расположенные на южной вершине Татарского свода и приуроченные к крупным глубинным разломам северо-восточного простирания вдоль юго-восточного и северо-западного ограничений Альметьевского архейского массива (Богданова, 1974). Оба массива вытянуты в северо-восточном направлении согласно простиранию архейских толщ на 60-250 км при ширине 20-30 км, имея форму протяженных тектонических пластин, наклоненных преимущественно на северо-запад. Примерно параллельно им на юго-востоке Волго-Уральской области прослеживается Шарлыкский массив, подтвержденный бурением и также расположенный вдоль крупнейшего тектонического шва на юго-восточной границе Жигулевско-Пугачевского архейского мегаблока.

Крупные линейные массивы или наклоненные пластины габбро-норит-анортозитов выявляются по геофизическим данным вдоль северного, восточного и южного ограничений Северо-Двинского архейского массива (см. рис. 26). Они составляют единую протяженную систему с ранне-среднепротерозойским Кольвицким массивом габбро-норит-анортозитов, приуроченным к крупным глубинным надвигам в зоне сочленения Беломорско-Северо-Двинского массива и Кольско-Мезенско-Вычегодской зоны, занимая, таким образом, четкую тектоническую позицию на границе крупнейших разнородных сегментов литосферы и отмечая ранне-среднепротерозойский возраст надвигов, более молодой по



сравнению с внутренними частями Волго-Уральского сегмента. Аналогичным по возрасту и тектонической позиции является, по-видимому, Чигиринский массив на западном ограничении Верхнеяктского архейского блока, аортозиты которого петрохимически отличаются от позднеархейских (Богданова, 1974).

Сравнительный анализ состава и истории метаморфизма комплексов меланократового фундамента и протоокеанической стадии в пределах архейских срединных массивов и линейных зон показал их существенные отличия. Линейные зоны в большей степени насыщены расчлененными габбро-норит-аортозитовыми телами, приуроченными к глубинным разломам типа надвигов, и отличаются широким развитием наложенного позднеархейского метаморфического комплекса амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренных давлений. Вместе с тем в архейских срединных массивах этот метаморфический комплекс ограничен узкими зонами, а комплексы меланократового фундамента и протоокеанической стадии представлены образованиями раннеархейской гранулитовой фации.

На породах меланократового фундамента в пределах обширных архейских массивов залегают комплексы осадочно-вулканогенной оболочки, в которых наряду с вулканитами основного состава в большом количестве присутствуют своеобразные первично осадочные высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы (метапелиты и метаграувакки). Эти комплексы, детально изученные в Волго-Уральской области и других районах Русской плиты, отвечают рассмотренной в предыдущем разделе раннеархейской большечеремшанской серии, аналогичной по составу и истории метаморфических преобразований кольской серии Балтийского щита.

Большечеремшанская серия слагает хорошо изученные бурением Жигулевско-Пугачевский и Альметьевский массивы, в составе которых комплексы меланократового фундамента, как отмечалось, выступают лишь в небольших блоках, а также юго-западную окраинную часть Прикаспийского массива. Судя в основном по географическим данным можно предполагать, что эти первично осадочные комплексы глубоко метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки образуют также Верхнеяктский, Красноуфимский и Верхнекамский массивы в северной части Волго-Уральской области и центральную часть Окско-Волжского массива. Наконец, можно предположить, что они преобладают в северо-западной и юго-восточной частях Северо-Двинского массива, что подтверждено бурением на Любимской и других разведочных площадях.

Комплексы осадочно-вулканогенной оболочки (аналоги большечеремшанской серии) слагают и ряд линейных блоков, примыкающих к Северо-Двинскому массиву на юго-западе в центральных районах Русской плиты.

Формационные особенности большечеремшанской серии, подчеркнутые выше, широкая распространенность и сравнительно небольшая мощность позволяют отнести ее образования к специфическим архейским аналогам нерасчлененных комплексов океанической и переходной стадий. Они формировались, вероятно, в обширных и разобщенных бассейнах с неясной, но достаточно морфологически и тектонически дифференцированной внутренней структурой.

Некоторые особенности строения и распространения архейских комплексов осадочно-вулканогенной оболочки дают возможность судить о типах и формах ее структур. Обращает на себя внимание Беломорско-Северо-Двинская область их развития, протягивающаяся в виде огромной дуги, обращенной выпуклостью на восток и юго-восток, от Белого моря на северо-западе до центральных районов Русской плиты - на юго-западе. Меньшие по размерам аналогичные зоны с той же ориентировкой прослеживаются и в более восточных районах Русской плиты. Возможно, они отражают формы первичных океанических бассейнов. Однако их первоначальные размеры, конфигурация и соотношение могут быть намечены в настоящее время весьма проблематично, так как их структурные соотношения были, несомненно, значительно изменены в результате неоднократных процессов позднеархейского и ранне-среднепротерозойского тектонического скучивания и стягивания. Этим обусловлена, очевидно, несовместимость, прерывистость распространения комплексов архейской осадочно-вулканогенной оболочки только в пределах архейских срединных массивов, тогда как

в линейных складчатых зонах фундамента Русской плиты, сложенных преимущественно комплексами меланократового фундамента и позднеархейско-раннепротерозойскими образованиями океанической стадии, породы большечеремшанской серии, судя по результатам бурения в Приказанском районе Камско-Вятской зоны, практически отсутствуют. До этого осадочно-вулканогенная оболочка и ее меланократовый фундамент, вероятно, на рубеже 3,0-3,5 млрд. лет испытали одинаковый и однородный метаморфизм гранулитовой фации умеренных давлений, создавший протометаморфический слой, распространение которого, возможно, было повсеместным, хотя и охватывало обширные области.

Поздний архей (3,0-2,6 млрд. лет) явился первым, четко распознаваемым этапом интенсивного скучивания и обособления архейских массивов (участков скучивания осадочно-вулканогенной оболочки протометаморфического слоя) и линейных зон раскрытия меланократового фундамента и обусловил существенные различия тектонической эволюции этих структур в более поздние этапы.

Многие из архейских массивов занимают аллохтонное положение, тектонически перекрывая линейные зоны складчатости. Дальнейшая эволюция комплексов и структур протометаморфического слоя в архейских массивах в течение раннего и среднего протерозоя происходила в условиях переходной стадии развития, а линейные зоны вероятно вплоть до среднего протерозоя сохраняли океанический тип развития.

Комплексы океанической стадии представлены толщами метапикритов, близких коматитам архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов древних платформ, выделенных в составе кукморской серии в пределах Камско-Вятской линейной зоны (Лапинская, Богданова, 1976; Постников, 1976). Важнейшее значение для понимания природы и истории развития линейных зон имеет предполагаемое по данным бурения залегание кукморской серии (комплекса океанической стадии) непосредственно на образованиях меланократового фундамента (где отсутствует архейская осадочно-вулканогенная оболочка), что дает основание говорить о "сквозном"-унаследованном океаническом типе развития этих зон по крайней мере с позднего архея и раннего протерозоя. Аналоги позднеархейско-раннепротерозойских образований кукморской серии, а также и, видимо, более молодых комплексов океанической стадии вскрыты единичными скважинами также вдоль Московской, Ветлужской, Казанско-Владимирской, Среднерусской зон и др.

Анализ магнитных и локальных гравитационных аномалий позволяет проследить их вероятные аналоги в пределах выделенных линейно-дугообразных зон (Гафаров, 1973, 1976). Ярко выделяющийся в составе южной окраинной части Мензенско-Вычегодской зоны Кулой-Пинежский региональный полосовой максимум лежит на простирании Имандра-Варзутской структуры Кольской зоны и, по-видимому, также отображает подобную крупную структуру фундамента, выполненную мощными вулканогенными образованиями ранне-среднего протерозоя, отвечающими комплексам океанической стадии. Характерно сходство конфигурации Имандра-Варзутской структуры и ее погребенного аналога, а также их ориентировки и положения (ограничение с юга крупнейшими структурными швами).

Аналогичные полосы магнитных аномалий прослеживаются также на южном продолжении структур Ветреного пояса Восточно-Карельской подзоны Балтийского щита, где они, видимо, трассируют ряд структур, выполненных вулканогенными толщами основного состава (аналогами тунгудско-надвоицкой серии, метабазитами, метапорфиритами и т.д.; Новикова, 1975).

Обращает на себя внимание Среднерусская шовная зона северо-восточного простирания, глубоко внедряющаяся с юго запада в пределы Северо-Двинского архейского массива (см. рис. 26), вдоль которой в Великом Устюге скважиной вскрыты амфиболиты раннего протерозоя, представляющие также комплексы океанической стадии. Зона Среднерусского тектонического шва, по-видимому, представляла на ранне-среднепротерозойском этапе ее развития линейную систему растяжения протометаморфического слоя вплоть до формирования невообразованных океанических структур на открывшемся вдоль нее меланократовом

основании. Далеко на юго-западе Среднерусская зона сочленялась по продолжению с Московской зоной. Судя по геофизическим данным и редким скважинам, раннепротерозойские комплексы океанической стадии распространены вдоль последней и других протяженных линейно-дугообразных складчатых зон (Рязано-Саратовской, Токаревско-Уфимской, Южно-Эмбенской, Осинской и др.) в виде многочисленных сравнительно узких полос (видимо, структур сжатия, как и на Балтийском щите; Новикова, 1975) среди полей развития нерасчлененных комплексов меланократового фундамента и архейских аналогов комплексов океанической стадии. Таким образом, становится очевидным, что океанические структуры и области океанической коры были значительно более обширными в раннем-среднем протерозое. В процессе общего тектонического скупивания и складчатости в конце этой эпохи происходило сужение палеоокеанических структур, формировались протяженные дугообразно-линейные зоны сжатия, затем перекрытые на ряде участков аллохтонными массивами протометаморфического слоя. Одновременно происходила также гранитизация формирующихся складчатых зон, характерная уже для следующей переходной стадии развития.

Метаморфизованные вулканогенно-осадочные комплексы переходной стадии представлены ранне-среднепротерозойскими сармановской и воронцовской сериями, распространенными в пределах архейских массивов.

Сармановская серия по формационным признакам, рассмотренным выше, является типичным островодужным комплексом, слагающая узкие линейные структуры, наложенные на архейские комплексы Альметьевского массива. Они сочетаются в пространстве с крупными телами ранне-среднепротерозойских гранитоидов диорит-плагиогранитной и гранодиорит-гранитной (более поздней) формацией. Верхний структурный этаж раннего-среднего протерозоя архейских массивов представлен терригенно-осадочной воронцовской серией, для которой отчетливо устанавливаются аналоги современных формаций континентальных склонов и континентального подножья. Наиболее обширной областью подобного развития является Восточно-Воронежская зона распространения песчанико-сланцевых толщ воронцовской серии раннего и среднего протерозоя, протягивающаяся с общим северо-западным простиранием вдоль юго-западной окраины обширного архейского Прикаспийского массива на общем расстоянии более 1000 км от г. Волгограда на юго-восток до г. Калуги на северо-западе (см. рис. 26). Достаточно определенно устанавливается смена по латерали этих комплексов переходной стадии океаническими на северо-востоке, в пределах Рязано-Саратовской (Пачелмской) зоны.

В современной структуре граница этих зон осложнена крупными глубинными надвигами. Сходные метаморфизованные осадочные комплексы переходной стадии вскрыты скважинами в с. Уни в пределах южного края Верхневятского массива (унильская толща). Но особенно широко они развиты в линейных блоках фундамента, выделяющихся вдоль протяженной системы разлома северо-восточного простирания в центральной части Русской плиты, внедряющейся с юго-запада далеко в пределы Северо-Двинского массива, трассируя крупную Среднерусскую тектоническую зону. Эти линейные прогибы выполнены ранне-среднепротерозойскими толщами, представленными слюдястыми и кварцево-слюдястыми сланцами, метапесчаниками в скважинах в Букалово, Пошехонье, Кубенском, Ростове, мраморами в Рыбинске.

Выделяемая Среднерусская тектоническая зона Беломорский сегмент от Волго-Уральского сегмента, состоящего из ряда массивов и линейных складчатых зон.

Комплексам переходной стадии в линейных зонах принадлежат гранитоиды и гнейсо-мигматиты диорит-плагиогранитной и гранодиорит-гранитной формаций, максимум образования которых приходится на этап 2,0-1,8 млрд лет. Эти гранитоиды образуют крупные валлообразные тела, вытянутые согласно простиранию линейных зон.

В отличие от гранитоидов этих же формаций, слагающих маломощные, но широко распространенные по площади тела в архейских массивах, гранитоиды линейных зон прослеживаются по геофизическим данным на большую глубину, что указывает на различные структурные, а также термодинамические условия

их формирования. О последнем свидетельствует принадлежность гранитоидов линейных зон метаморфическим комплексам более низких температур (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фация) умеренных давлений. Аналогичные по типу формаций гранитоиды архейских массивов относятся к малоглубинным метаморфическим комплексам. Тела плагиогранитов, часто обазующие линейные системы, прослеживаются также в пределах других линейных зон фундамента восточной части Русской плиты и особенно — в северо-западной части Мезенско-Вычегодской зоны, вдоль Московской и Рязано-Саратовской зон и т.д.

Распространение пород гнейсо-магматитовой формации гранитно-метаморфического слоя весьма показательно. Обширные их поля наблюдаются в составе Онего-Вагской зоны, являющейся погребенным продолжением Карельской зоны Балтийского щита. Широкая дугообразная зона распространения гнейсо-мигматитовой формации прослеживается в центральной части Северо-Двинского архейского массива, где в ее пределы внедряется протяженная Среднерусская тектоническая зона. Подобная структурная сопряженность двух названных зон, по-видимому, характеризует усиление процессов гранитизации на контакте с ранне-среднепротерозойской зоной в условиях тектонического сжатия и сжатия.

Данные бурения показывают, что формирование диорит-плагиогранит-гнейсовой и гнейсово-мигматитовой формаций гранитно-метаморфического слоя фундамента плиты происходило в длительном интервале, по крайней мере 3,0–1,8 млрд. лет. Таким образом, особенностью становления гранитно-метаморфического слоя в это время является необычайная растянутая во времени плагиогранитизация и метаморфизм меланократового фундамента и протоокеанических комплексов в зонах интенсивного тектонического сжатия и сжатия, сменившегося затем в раннем и среднем протерозое калиевой гранитизацией. Однако максимум плагиогранитной гранитизации протометаморфического слоя проявился в интервале 2,4–1,8 млрд. лет.

Еще более четкую тектоническую позицию в фундаменте востока Русской плиты занимают комплексы гранодиорит-гранитной формации (2,0–1,7 млрд. лет), типичным представителем которых является Бакалинский массив гранитоидов в фундаменте Волго-Уральской области (Лапинская, Богданова, 1976). Отмечается закономерная приуроченность этих тел гранитоидов к комплексам осадочно-вулканогенной обложки (большечеремшанская серия и др.), сопровождающих ранне-среднепротерозойский этап метаморфизма архейских массивов. Так, помимо Бакалинского плутона в северо-восточной части архейского Альметьевского массива могут быть отмечены подобные тела гранитоидов в пределах Жигулевско-Пугачевского, Верхневятского, Красноуфимского массивов, вдоль юго-западной периферии Прикаспийского и в центральной зоне Северо-Двинского массивов (см. рис. 26). Обращает на себя внимание приуроченность гранитоидов в пределах последнего к полям развития комплексов гнейсово-мигматитовой формации. Следует в то же время отметить локальность развития тел гранодиорит-гранитной формации и преимущественную их приуроченность к зонам диафтореза комплексов архейской осадочно-вулканогенной обложки (большечеремшанской серии и др.) и зонам развития воронцовской серии в пределах архейских массивов. Вместе с тем незначительным их проявлением характеризуются разделяющие последние протяженные дугообразно-линейные складчатые зоны с развитыми вдоль них нерасчлененными комплексами меланократового фундамента и позднеархейских и раннепротерозойских аналогов океанической стадии. Подобные закономерности распространения и локализации комплексов ранне-среднепротерозойских гранитоидов и гранитно-метаморфического слоя в пределах рассматриваемого обширного Беломорско-Волго-Уральского сегмента представляют специфику его строения и развития.

В целом, геодинамическая обстановка в переходную стадию (ранний-средний протерозой) характеризовалась, как было показано, преобладанием неравномерного и сосредоточенного вдоль отдельных дугообразно-линейных зон неовсеместного тектонического сжатия, на фоне которого возникали вторичные зоны растяжения (Среднерусская, Сарайлинская и др.).

Мощные процессы ранне-среднепротерозойского тектонического сучивания, регионального метаморфизма, гранитизации и интрузивного магматизма существенно, но весьма неравномерно преобразовали состав и строение архейского протометаморфического слоя в пределах Беломорско-Северо-Двинского сегмента, создав сложную систему структур новообразованного гранитно-метаморфического слоя. Новообразованный гранитно-метаморфический слой, сформировавший обширные ядра и массивы, ограниченные глубинными надвигами, знаменовал переход к континентальному развитию всей обширной территории востока Русской плиты. Окончательное оформление внутреннего строения ее фундамента, "стягивание" его зон и массивов в единый крупнейший континентальный сегмент происходило в среднепротерозойско-рифейское время. Существование зрелой континентальной земной коры фундамента востока Русской плиты, возникшей к рубежу 1,6-1,7 млрд. лет, подтверждается такими прямыми показателями, как щелочные протерозойские гранитоиды (район Гусихи), рифейские комплексы авлакогенов (аналоги верхней молассы) и трапповые комплексы рифея.

### ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ ФУНДАМЕНТА ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Фундамент востока Русской плиты нарушен множеством разломов разного типа, характеристика которых дана в ряде работ (Богданова и др., 1973; Гафаров, 1976 и др.). Отчетливо устанавливается важная роль глубинных разломов в ограничении и развитии складчатых зон и массивов фундамента. Особое значение имеют новые данные о горизонтальных смещениях вдоль ряда крупных разломов (надвигов, сдвигов и т.д.).

Разнообразные разломы фундамента севера и востока Русской плиты образуют несколько систем, характеризовавшихся чрезвычайно длительным развитием (от верхнего архея до рифея). Крупнейшими из них являются Кольско-Мезенско-Вычегодская, Карельско-Онего-Вагская, Среднерусская, Московская, Рязано-Саратовская и другие, ограничивающие рассматриваемый крупнейший Беломорско-Волго-Уральский сегмент. Составляющие его структуры (массивы и линейные зоны) разделены в свою очередь многочисленными протяженными разломами.

Кольско-Мезенско-Вычегодская система разломов продолжает далеко к востоку и юго-востоку зону сочленения Беломорского массива и Кольской зоны Балтийского щита, выраженной крупнейшим глубинным надвигом (Новикова, 1975). Эта система разломов следует вдоль всего северного и восточного ограничения обширного Беломорско-Северо-Двинского массива архея под платформенным чехлом, где к ней, как показывают геофизические данные, также приурочены массивы базитов и анортозитов (Гафаров, 1976; Зандер и др., 1967). Крупный глубинный надвиг, ограничивающий в пределах Кольского полуострова с юга Мурманский блок, следует по магнитным аномалиям далеко к юго-востоку, где последний перекрывает северную часть Мезенско-Вычегодской зоны.

Глубинные надвиги в зоне сочленения Беломорского массива и Карельской системы (Ветреный пояс и т.д.; Новикова, 1975) находят далекое продолжение к юго-юго-востоку по геофизическим данным вдоль контакта Онего-Вагской линейной зоны с Беломорско-Северо-Двинским массивом, где они смыкаются в верховье р.Сухоны с Среднерусской зоной разломов северо-восточного простираения (Зандер и др., 1967). Последняя, как уже отмечалось, внедряется далеко к северо-востоку в пределы Беломорско-Северо-Двинского архейского массива, а на юго-западе сочленяется с субширотной Московской зоной. Положение и простираение сложной Среднерусской системы разломов, испытавшей трансформации в своем длительном развитии, подчеркивается глубоким Среднерусским авлакогеном, прослеживающимся в осевой части Московской синеклизы.

Московская система крупных субширотных разломов в центральной части Русской плиты прослеживается далеко на восток, где соединяется с дугообраз-

ной Ветлужской системой разломов. В Подмоскowie к ней приурочены глубокие рифейские грабены широтного простирания. По сложному кулискому смешению полосовых магнитных аномалий вдоль Московской зоны и особенностям размещения линейных тел базитов и анортозитов намечается проявление существенных сдвиговых смещений при ее формировании.

Крупная Рязано-Саратовская зона разломов сочленяется с Московской зоной по простиранию под острым углом. Обращает на себя внимание насыщенность Рязано-Саратовской зоны множеством кулисорасположенных разломов (Пачелмский и др.), массивов базитов и полос бластомилонитов. По положению последних устанавливаются значительные сдвиговые смещения блоков фундамента вдоль Рязано-Саратовской зоны (ранний-средний протерозой), а также поперечные по отношению к ней рифейские и более молодые сдвиги. В целом эта зона отличается по данным ГСЗ (Голионко и др., 1973) утолщением гранитного слоя и нарушением его, так же как и базальтового слоя, разломами, проникающими на глубины 49-56 км до поверхности Мохоровичича.

К осевой части Рязано-Саратовской зоны приурочен рифейский Пачелмский авлакоген, четко трассирующий, так же как и Московская система грабенов, положение юго-западной границы крупнейшего Беломорско-Волго-Уральского сегмента. Далее к юго-востоку ограничение последнего может быть прослежено вдоль разломов юго-западной окраины Прикаспийского массива по границе его с Восточно-Воронежской зоной.

Фундамент Волго-Уральской области нарушен многими крупными разломами (надвигами, сдвигами и т.д.). Нами рассмотрены лишь некоторые примеры с целью характеристики основных систем разломов в пределах рассматриваемого Волго-Уральского сегмента востока Русской плиты. Данными бурения во многом уточнено строение известного Жигулевского разлома, представляющего собой крупный глубинный надвиг субширотного простирания, по которому архейский Жигулевско-Пугачевский массив надвинут к северу на смежную Камско-Вятскую складчатую зону (Гафаров, 1976). Вдоль Жигулевского глубинного надвига и его восточного продолжения скважинами вскрыты небольшие тела ультрабазитов (Лапинская, Богданова, 1976). Движения по этому разлому, испытавшему, по-видимому, ряд трансформаций в своем развитии, продолжались и на платформенном этапе, о чем свидетельствуют вскрытия осадочных комплексов чехла (рифей и венда) под взбросо-надвигами наклоненных блоков ("kozyrками") фундамента.

Крупный Прикамский (Граханско-Елабужский) глубинный разлом северо-восточного простирания прослеживается вдоль северо-западного ограничения архейского Альметьевского массива. С севера к нему причленяются многочисленные кулисные субмеридиональные разломы (Удмуртский, Глазовский и др.). Как показывают данные бурения, фундамент в зоне глубинного разлома, а также западнее в Приказанском районе Камско-Вятской складчатой зоны интенсивно раздроблен, сложен линейными наклоненными блоками (тектоническими пластинами) с протяженными полосами бластомилонитов, имея, следовательно, сложное чешуйчатое строение. Характерен общий региональный наклон блоков фундамента на северо-запад.

Совершенно определенную тектоническую позицию занимают в фундаменте Волго-Уральской области пластины и тела позднеархейских габбро-норит-анортозитов (Богданова, 1974), приуроченные к крупным глубинным надвигам вдоль краев архейских массивов, сложенных глубоко метаморфизованными высокоглиноземистыми комплексами осадочно-вулканогенной оболочки (большечеремшанская серия). Так, крупный габбро-анортозитовый Туймазинский блок, наклоненный на северо-запад, протягивается вдоль южного края Альметьевского массива. Серия пластин габбро-анортозитов установлена вдоль Прикамского глубинного разлома и северо-западнее в Приказанском районе, а также вдоль Вятской зоны разломов. Протяженные пластины габбро-норит-анортозитов прослеживаются, судя по данным бурения в Чигирине и геофизическим данным, вдоль глубинных надвигов по восточному и юго-восточному ограничению крупнейшего Беломорско-Северо-Двинского массива, надвинутого, видимо, в

раннем—среднем протерозое, как и на Балтийском шите, на смежные складчатые зоны.

Структурный анализ пространственных закономерностей размещения складчатых зон фундамента и ограничивающих их систем разломов выявляет определенные особенности, заключающиеся в первую очередь в том, что, сочленяясь друг с другом по простиранию и образуя сложные "узлы" и виргации против углов архейских массивов, эти зоны составляют огромные дугообразно-линейные ветвящиеся системы, сопровождаемые крупными глубинными надвигами и парагенетически тесно связанными с ними сдвигами.

На большей восточной и северной частях платформы дугообразные позднеархейско—ранне—среднепротерозойские складчатые системы и ограничивающие их глубинные надвиги обращены выпуклостью на восток и юго—восток. На западе эти системы сближаются и прослеживаются уже с субширотным простиранием в центральной части платформы, вдоль Московской зоны, характеризующейся рядом продольных длительно развивающихся глубинных сдвигов.

Для вышерассмотренных массивов и складчатых зон фундамента восточной части Русской плиты к северу и востоку от Московской и Рязано—Саратовской систем намечаются весьма закономерные структурные соотношения (Гафаров, 1973, 1976). Так, восточные и юго—восточные окраины крупнейших Беломорско—Северо—Двинского, Окско—Волжского, Альметьевского и Жигулевско—Пугачевского архейских массивов надвинуты на смежные дугообразно—линейные ранне—среднепротерозойские складчатые зоны. Вдоль крупных надвигов по восточному и юго—восточному ограничениям названных архейских массивов (Вятско—Сысольского, Прикамского, Туймазинского, Шарлыкского и др.) прослеживаются, как уже отмечалось, по данным бурения и геофизики, линейные тектонические пластины габбро—норит—анортозитов, обычно наклоненные на северо—запад. Они тем самым подчеркивают направление тангенциального сжатия и многократных горизонтальных перемещений (начиная с позднего архея) крупных подвижных глыб фундамента, сложенных комплексами архейской осадочно—вулканогенной облочки, к востоку и юго—востоку по типу правосторонних смещений. Пространственно с надвигами тесно связаны по направлению, а также и по времени смещений (ранний—средний протерозой) системы крупных продольных сдвигов в пределах Московской и Рязано—Саратовской зон вдоль юго—западного ограничения Волго—Уральского сегмента, выделившегося на ранне—среднепротерозойском этапе в процессе крупных горизонтальных перемещений к юго—востоку относительно более западных сегментов плиты.

Анализ строения фундамента востока Русской плиты показал, что формирование гранитно—метаморфического слоя внутри составляющих Волго—Уральский сегмент архейских массивов и позднеархейско—ранне—среднепротерозойских линейных зон было сопряжено с горизонтальными движениями, проявившимися весьма неравномерно и определившими положение зон ограничений разновозрастных гранитоидных образований, которые выражены крупными глубинными надвигами преимущественно северо—восточного простирания.

Высокая степень тектонической расчлененности, многократные проявления габбро—норит—анортозитовых ассоциаций, широкое развитие глубоко метаморфизованных в условиях гранулитовой фации осадочно—вулканогенных комплексов базитового ряда, сокращенный разрез гранитно—метаморфического слоя и локальный гранитоидный магматизм составляет важную специфическую особенность крупнейшего Волго—Уральского сегмента востока Русской плиты.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ многочисленных геолого—геофизических данных о строении и формационном составе раннедокембрийских комплексов восточной части Русской плиты, основанный на представлениях о стадийности геологического развития и принципах мобилизма (Пейве и др., 1976), дал возможность по—новому раскрыть структуру и важнейшие этапы формирования континентальной земной коры этого крупнейшего сегмента литосферы.

1. В составе континентальной коры, сформировавшейся к рифею, могут быть выделены комплексы и структуры протометаморфического гранулит-базитового слоя, возникшего в раннем архее на рубеже 3,5-3,0 млрд. лет. Они представлены образованиями меланократового фундамента габброидного и, частично, вулканогенного состава (отраденская серия) и его глубоко метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки (большечеремшанская серия). Оба комплекса впоследствии (в интервале 2,6-1,8 млрд. лет) неоднократно подвергались повторному метаморфизму и гранитизации в более низкотемпературных условиях, постепенно приведших к становлению и развитию гранитно-метаморфического слоя.

Комплексы гранитно-метаморфического слоя разделяются на метаморфизованные аналоги океанической, переходной и континентальной стадий. Комплексы океанической стадии представлены метапикритами кукморской серии, близкими коматитам; комплексы переходной стадии - осадочно-вулканогенной (островодужной) сармановской серией и осадочной (аналоги формаций континентального склона и подножья) воронцовской серией, а также комплексами гнейсо-мигматитов и гранитоидов диорит-плагиогранитной и гранодиорит-гранитной формаций. В составе континентальной стадии рассматриваются осадочно-вулканогенные комплексы рифея, комплекс существенно калиевых гранитов и т.д.

2. Исследование формационных особенностей раннедокембрийских комплексов востока Русской плиты и их соотношений во времени и пространстве показывает, что в раннем докембрии, как и в фанерозое, геологическое развитие имело последовательный стадийный характер. В ходе этого развития первичная земная кора протоокеанического типа была превращена здесь в раннем и среднем протерозое в кору континентальную.

3. Данные бурения и геофизики дают возможность выделить и проследить распространение комплексов и структур различных стадий формирования дорифейской континентальной коры и на новой основе провести тектоническое районирование фундамента востока Русской плиты.

4. Выделяющиеся в структуре фундамента архейские (срединные) массивы и линейные позднеархейско-раннесреднепротерозойские складчатые зоны характеризуются различными формационными разрезами раннего докембрия. Первые из них сложены комплексами меланократового фундамента и его архейской осадочно-вулканогенной оболочки и рассматриваются как участки ее позднеархейского (и более позднего) скучивания. Более молодые комплексы массивов принадлежат переходной стадии (сармановская и воронцовская серии), в редких участках (калиевые граниты) - континентальной.

Линейные складчатые зоны, лишённые архейской осадочно-вулканогенной оболочки, образованы комплексами меланократового фундамента и непосредственно залегающими на них более молодыми комплексами океанической стадии (кукморская серия, аналоги печенгской и имандра-варзутской серий).

Комплексам переходной стадии отвечают здесь широко распространенные гнейсо-мигматиты и гранитоиды диорит-плагиогранитной и гранодиорит-гранитной формаций, развившиеся при наложенной ранне-среднепротерозойской гранитизации.

5. Обширный Волго-Уральский сегмент Русской плиты выделяется, таким образом, высокой степенью тектонической расчлененности, широким распространением метаморфизованных в гранулитовой фации осадочно-вулканогенных комплексов, сокращенным разрезом гранитно-метаморфического слоя, неоднократными проявлениями габбро-норит-анортозитов, приуроченных к крупнейшим глубинным разломам типа надвигов и т.д.

6. Новые геолого-геофизические данные свидетельствуют о большой роли надвигового и сдвигового структурообразования в развитии фундамента Русской плиты. Значительные горизонтальные перемещения сегментов разного порядка имели важное значение в становлении континентальной земной коры и формировании современной структуры фундамента.



## ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

### ТЕКТОНИКА И ВАЖНЕЙШИЕ ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

#### ВВЕДЕНИЕ

Новый подход к исследованию геологической структуры и истории складчатых областей современных континентов, развиваемый в Геологическом институте АН СССР А.В.Пейве, Н.А. Штрейсом, их учениками и сотрудниками (Штрейс, 1967а; Пейве, 1969; Пейве и др., 1971, 1972, 1976 и др.), позволил убедительно обосновать фундаментальный вывод о том, что континентальная земная кора с гранитно-метаморфическим слоем не существовала изначально, как считают многие геологи, а возникла в результате сложной совокупности тектонических движений, процессов осадконакопления, магматизма, метаморфизма и метасоматоза. Именно эти процессы, протекающие в ходе развития геосинклиналей фанерозоя, приводят, как показали А.В. Пейве, Н.А. Штрейс и их соавторы, к преобразованию океанической земной коры геологического прошлого в кору континентальную.

Длительное и сложное формирование и дальнейшая эволюция земной коры континентов происходили в течение океанической, переходной и континентальной стадий, последовательно сменявших одна другую. Каждая из этих трех крупных стадий развития геосинклинальных складчатых систем фанерозоя характеризуется определенными формациями горных пород и особенностями тектоники. Важное значение в этой концепции придается комплексам меланократового фундамента эвгеосинклиналей фанерозойских складчатых систем, современных островных дуг и зон перехода от океана к континенту, которые на многих примерах выделил и детально рассмотрел М.С. Марков (1975). Эти комплексы представлены сложными ассоциациями ультраосновных и основных горных пород. Они подстилают осадочно-вулканогенные серии океанической стадии, сложенные базальтоидными спилит-диабазовыми вулканическими породами, яшмами, кремнисто- и карбонатно-глинистыми отложениями, сочетающимися с карбонатными и силищитовыми и относительно редкими альбитофирами и их туфами. Для эвгеосинклинальных серий океанической стадии характерны выдержанность фаций и мощностей, присутствие глубоководных отложений, отчетливая натровая специализация вулканических пород, преобладание лав над туфами и некоторые другие признаки (Пейве и др., 1972, 1976).

Более позднему развитию эвгеосинклиналей фанерозоя соответствуют комплексы переходной стадии, сменяющие океанические вверх по разрезу или по латерали и представленные осадочно-вулканогенными сериями, в которых преобладают вулканы андезитового ряда, грубообломочные вулканические отложения, а также граувакковые, флишоидные и карбонатные толщи. На разных стратиграфических уровнях наблюдаются олистостромы. В складчатых системах фанерозоя, указывают А.В. Пейве, Н.А. Штрейс и их соавторы (1972, 1976), достаточно отчетливо выделяются два типа структурно-фациальных зон переходной стадии. В зонах первого типа, отвечающих островодужным

системам геологического прошлого, преобладают вулканические породы, ассоциирующие с граувакковыми отложениями и рифовыми известняками. Зоны второго типа отличаются выдержанностью фаций мощных, часто флишиоидных, отложений грауваккового и полимиктового состава, которые содержат пачки известняков и линзы конгломератов. Предполагается, что широкие и протяженные зоны такого типа соответствуют областям краевых морей прошлого.

К началу континентальной стадии, т.е. ко времени возникновения крупного массива зрелой континентальной земной коры, происходят мощные процессы тектонического скучивания, метаморфизма, гранитообразования и вулканизма в виде известково-щелочных и щелочных орогенных базальто-андезито-липаритовых серий, сочетающихся с поздними наземными молассами (Пейве и др., 1972, 1976; Моссаковский, 1975).

Таким образом, на примере складчатых областей и систем фанерозоя было показано, что континентальная земная кора возникает в результате направленного геосинклинального процесса, в котором явления мощного тектонического скучивания сопровождались глубокими преобразованиями исходных горных пород.

Что же было раньше? Как развивались события в глубоком докембрии? Можно ли говорить о формировании континентальной земной коры уже на самых ранних этапах геологической истории? С какого времени известны прямые геологические свидетельства существования зрелой континентальной коры? Как происходила эволюция земной коры на заре геологического развития? Можно ли, наконец, сопоставить стадии геосинклинального процесса складчатых систем неохрона с этапами становления и эволюции земной коры в глубоком докембрии? Успехи в исследовании тектоники и геологической истории докембрия позволяют так или иначе ответить на эти вопросы.

Своеобразие геологических комплексов, глубокий метаморфизм исходных горных пород, неповторимость в дальнейшем некоторых геологических формаций, специфика морфологии тектонических структур – эти и другие особенности докембрийских образований давно поражают воображение геологов и убеждают в необратимом развитии земной коры континентов, приводят к выводу об особом тектоническом режиме в докембрии. Многие важные черты структуры и тектонических условий самых ранних этапов развития земной коры континентов раскрыты содержанием таких понятий, как лунная (Муратов, 1971), нуклеарная (Павловский, 1962) и пермобильная (Салоп, 1973) стадии, протогеосинклиналь и протоплатформа (Павловский, Марков, 1963) и других, показывающих существенные отличия некоторых событий, структур и формаций горных пород далекого геологического прошлого от тектонических явлений, обнаруживаемых при исследовании геосинклинальных складчатых систем неохрона.

Действительно ли эти существенные особенности геологических явлений глубокого докембрия определяют самое главное – общий ход процесса? Или они характеризуют лишь отдельные стороны раннего этапа становления и эволюции древнейшей земной коры? Современные данные по геологии глубокого докембрия позволяют утверждать, что, несмотря на специфику отдельных сторон тектонических условий, общая направленность геологического процесса в далеком прошлом удивительно похожа на последовательность, которую А.В.Пейве, Н.А. Штрейс и их соавторы (1972) наметили для геосинклинальных складчатых систем фанерозоя.

Исключительный интерес в этом отношении представляют тектоника и геологическая история дорифейских образований юга Сибирской платформы. Здесь на огромных и неплохо обнаженных площадях вскрыты древнейшие комплексы, относительно детально изученные в результате труда многих геологов. Именно здесь геологи встречаются с редкой возможностью изучить строение, состав и эволюцию глубинных зон земной коры, выведенных на поверхность в современном срезе, не только геофизическими, но и прямыми геологическими методами. Основы современных знаний геологии этого огромного выступа докембрийских образований Восточной Сибири заложили В.А. Обручев (1927, 1932 и др.), Д.С. Коржинский (1936, 1939 и др.), Н.В. Фролова (1950, 1951, 1962 и

др.), Ю.К. Дзевановский (1963 и др.), Е.М. Лазько (1956 и др.), А.А. Макарушев (1965), Е.В. Павловский (1944, 1948, 1956 и др.), Л.И. Салоп (1964, 1967, 1973), Н.Г. Судовиков (1963 и др.), их многочисленные ученики и последователи.

Анализ тектоники докембрийских комплексов Восточной Сибири и результаты изучения сложной и продолжительной истории преобразования их горных пород позволяют считать, что континентальная земная кора и здесь является новообразованной, что некогда ей предшествовала кора океанического типа (Лейтес и др., 1970; Лейтес, Федоровский, 1972, 1977; Мокшанцев и др., 1975). Существенная особенность дорифейских образований Восточной Сибири – возможность найти и изучить следы самой ранней стадии развития земной коры – догранитной и доосадочной, стадию, которую М.В. Муратов (1971), М.З. Глуховский и Е.В. Павловский (1973), вслед за А.П. Павловым (1922), называют лунной.

В отличие от существующих тектонических схем (Тектоническая карта Евразии, 1966; Тектоническая карта СССР, 1964; Салоп, 1967, 1973; Фрумкин, Нужнов, 1968; Мокшанцев и др., 1975 и др.), авторы включают в состав Алданского щита Сибирской платформы не только Алданский кристаллический массив, сложенный преимущественно сериями архейских метаморфических комплексов, т.е. Алданский щит в традиционном понимании, но и сложную систему разновозрастных дорифейских образований северной части Байкальской горной страны, Олекмо–Витимской горной страны, Станового, Яблонового и Джугджурского хребтов. В качестве щита, следовательно, рассматривается весь выступ складчатого дорифейского основания юга Сибирской платформы, который протягивается почти на 1800 км в направлении, близком к широтному, от северо-западного побережья оз. Байкал вплоть до Охотского моря при ширине до 500–600 км (рис. 27,).

Континентальная земная кора и основные черты структуры этого гетерогенного массива – одного из важнейших компонентов тектоники материка Евразии – оформились в раннем докембрии в ходе направленного геологического процесса. С начала рифея, с возрастного уровня 1,8–1,6 млрд. лет тому назад, комплексы горных пород, слагающие этот массив, не подвергались ни сколько-нибудь значительным складчатым деформациям, ни существенным метаморфическим преобразованиям. Вся рассматриваемая территория, начиная с рифея, а отдельные ее участки – с раннего протерозоя, представляет собой область устойчивого относительного поднятия и отвечает, таким образом, признакам, которыми А.Д. Архангельский (1947) и Н.С. Шатский (1947) характеризовали щиты древних платформ.

Дорифейские образования Алданского щита составляют два отчетливо выраженные структурные этажа. Нижний этаж образован интенсивно складчатыми архейскими кристаллическими сланцами и гнейсами, исходные породы которых испытали глубокий региональный метаморфизм гранулитовой фации более 3,8–3,5 млрд. лет тому назад, а затем интенсивную гранитизацию и связанный с нею высокотемпературный регрессивный метаморфизм. Верхний этаж сложен зонально метаморфизованными осадочными и осадочно-вулканогенными толщами, накапливавшимися в интервале времени от 3,0 до 1,7–1,6 млрд. лет назад. Комплексам этих структурных этажей отвечают два крупные этапа формирования и развития континентальной земной коры. В ходе раннего этапа, завершившегося к 3,5–3,0 млрд. лет назад, зрелая континентальная кора еще не образовалась. Геологические события этого этапа привели лишь к формированию первичного метаморфического (протометаморфического) слоя, во многом похожего на слой "3" коры океанического типа, или, иными словами, на "базальтовый" слой. Только в результате всей совокупности геологических процессов позднего этапа возникла континентальная земная кора, а Алданский щит вместе с другими крупнейшими структурными единицами фундамента Сибирской платформы вошел в состав материкового массива.

Среди образований раннего этапа можно выделить, подобно комплексам и структурам геосинклинальных складчатых систем фанерозоя (Пейве и др., 1972,

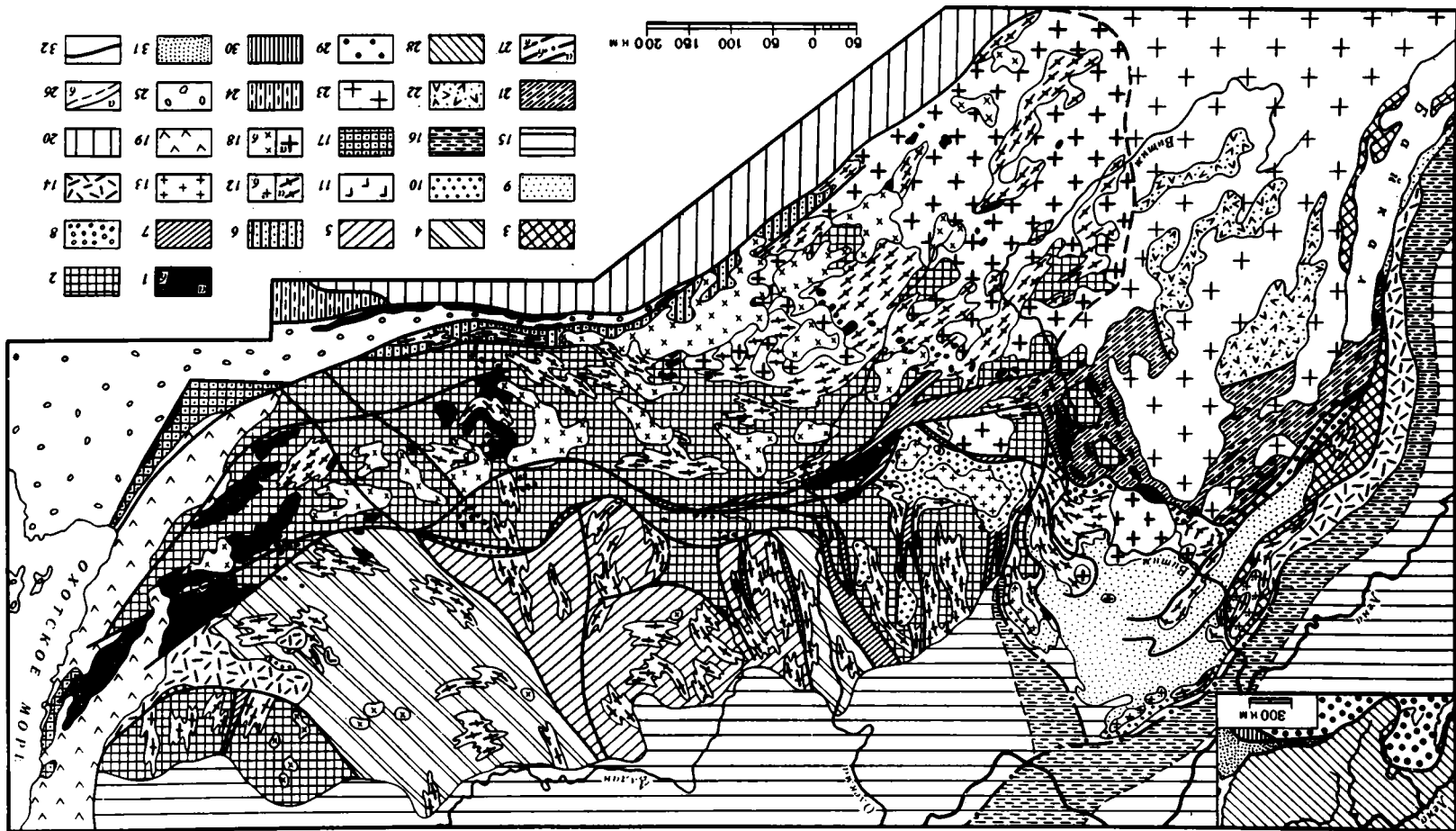


Рис. 27. Тектоническая карта Алданского щита и северной части Байкальской складчатой области (Лейтес, Федоровский, 1977)

1 - комплексы меланократового фундамента: а - массивы и тела гипербазитов, метагаббро и метагаббро-норитов, габбро-амфиболитов, меланократовых амфиболитов и основных кристаллических сланцев, б - массивы анортозитов и габбро-анортозитов

Континентальная земная кора, образовавшаяся к началу рифея (к 1,8-1,6 млрд. лет назад) - Алданский щит. 2-5 - комплексы протометаморфического слоя, образовавшегося в архее (к 3,5-3,0 млрд. лет назад): 2 - комплексы меланократового базит-гипербазитового фундамента (первичной земной коры) Чарско-Алданской и Становой литосферных плит и его глубоко метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки (аналоги образований океанической стадии) нерасчлененные, фрагменты аллохтонных пластин в области раннепалеозойской континентальной коры, 3 - то же, в пределах Бодайбинской и Байкало-Амурской плит, 4, 5 - комплексы глубоко метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки первичной земной коры (4,0-3,5 млрд. лет) (4 - аналоги образований океанической стадии с широким развитием основных вулканитов; 5 - аналоги образований океанической и переходной стадий нерасчлененные); 6-14 - комплексы и формации становления и развития гранитно-метаморфического слоя первой континентальной коры: 6 - океанической стадии (до 2,6 млрд. лет), 7 - осадочно-вулканогенные и железисто-кремнистые рифтогенных шовных прогибов (3,0-2,6 млрд. лет), 8-13 - переходной стадии [8 - островодужный осадочно-вулканогенный известково-щелочной с карбонатной формацией в верхах разреза (2,6-2,0 млрд. лет); 9, 10 - показатели становления протометаморфического слоя: 9 - песчанико-сланцевые и карбонатные формации протоконтинентального шельфа, склона и подножия (2,6-2,0 млрд. лет), 10 - пестроцветная меденосная формация (2,6-2,0 млрд. лет) внутренних прогибов протоконтинента; 11-13 - магматические формации - преобразователи протометаморфического слоя: 11 - расчлененных габбро, 12 - плагиогранито-гнейсовая и гнейсово-мигматитовая гранитоидов (2,4-1,7 млрд. лет) (а - гнейсовидных преимущественно автохтонных, реже аллохтонных; б - массивных аллохтонных), 13 - гранодиорит-гранитная аллохтонных гранитоидов (2,0-1,7 млрд. лет)], 14 - вулканоплутонический и поздняя наземная моласса (1,8-1,6 млрд. лет) - показатели становления континентальной земной коры; 15-19 - комплексы континентальной стадии: 15, 16 - чехол Сибирской платформы (15 - в области неглубокого залегания фундамента и малых мощностей осадочного чехла; 16 - в шовных зонах с глубоким залеганием фундамента, большими мощностями и интенсивными деформациями чехла), 17 - палеозойские терригенные континентального склона, 18 - гранитоидные и щелочные плутонические смежных областей более молодой коры (а - раннепалеозойские; б - позднепалеозойские и позднемезозойские), 19 - позднемезозойский вулканоплутонический

Континентальная земная кора, образовавшаяся в раннем палеозое: 20 - нерасчлененная; 21 - комплексы океанической стадии (до 2,0 млрд. лет); 22 - комплексы переходной стадии (позднедокембрийские и кембрийские); 23 - раннепалеозойские гранитоиды - показатели становления континентальной коры

Молодые континентальные коры нерасчлененные: 24 - позднепалеозойская; 25 - позднемезозойская

Прочие знаки: 26 - границы комплексов: а - на поверхности, б - перекрытые платформенным чехлом; 27 - структурные швы, границы шарьированных пластин, разломы: а - на поверхности, б - перекрытые платформенным чехлом, в - предполагаемые

Обозначения на врезке - схеме расположения разновозрастных континентальных кор: 28-31 - континентальные коры различного возраста: 28 - дорифейская, 29 - раннепалеозойская, 30 - позднепалеозойская, 31 - позднемезозойская; 32 - границы между корами различного возраста

1976), аналоги меланократового фундамента в виде массивов и тел ультраосновных пород, метаморфизованных габброидов, амфиболитов и анортозитов и комплексы аналогов образований океанической и переходной стадий развития, представленные мощными толщами глубоко метаморфизованных осадочно-вулканогенных серий архейской супракrustальной оболочки первичной меланократовой земной коры. Поздний этап выражен комплексами и структурами океанической, переходной и континентальной стадий. Среди комплексов позднего этапа выделяются осадочно-вулканогенные и осадочные толщи, автохтонные и аллохтонные массивы и тела различного рода гранитоидов, значительно более редких расслоенных габброидов, а также вулканоплутонические серии и терригенные поздние молассы краевых вулканических поясов.

Данная работа была стимулирована подготовкой авторами макета по Алданскому шиту для новой Тектонической карты Северной Евразии, составленной в Геологическом институте АН СССР под руководством А.В. Пейве. Ее часть "Комплексы и структуры раннего этапа" написал А.М. Лейтес, а в частях "Комплексы и структуры позднего этапа" и "Некоторые аспекты тектоники Алданского шита" все, относящееся к Байкальской складчатой области, - В.С. Федоровский. Остальной текст подготовлен авторами совместно.

### КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ РАННЕГО ЭТАПА

Горные породы, составляющие комплексы раннего этапа становления континентальной земной коры Алданского шита, испытали сложные и продолжительные процессы полиметаморфических преобразований. Тем не менее изучение минеральных парагенезисов и реакционных соотношений породообразующих минералов дает возможность выяснить последовательные этапы формирования гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев и других пород, слагающих архейские серии шита. Нередко удается определить первичную природу исходных пород, распознать их формационные особенности и принадлежность к комплексам меланократового фундамента или его супракrustальной осадочно-вулканогенной оболочки, представленной аналогами образований океанической и переходной стадий.

#### Меланократовый фундамент

К комплексам меланократового фундамента архейских супракrustальных серий принадлежат массивы и тела гипербазитов, метагаббро и метагаббро-норитов, габбро-амфиболитов, основных и ультраосновных двупироксеновых кристаллических сланцев, анортозитов и габбро-анортозитов (см.рис. 27).

Тела гипербазитов (перидотитов, пироксенитов, лерцолитов, граватсодержащих эклогитоподобных плагиоклаз-пироксеновых пород), как правило, невелики - до 2-3 км<sup>2</sup>. Они представляют собой неправильные линзо-, пластино- и дайкообразные обычно бескорневые тела протяженностью до сотен или первых тысяч метров. Кавактинский массив в верховье Тимптона и несколько массивов в верховье Чульмана (Судовиков и др., 1965) достигают 7-20 км в длину. Эклогитоподобные породы и лерцолиты иногда слагают овальные или округлые в плане штокообразные тела,

подавляющее большинство массивов и тел ультраосновных пород тяготеет к центральной части шита - к зоне протяженного Станового разлома (12 на рис. 28<sup>1</sup>). Все они располагаются в низах разрезов архейских толщ среди более или менее интенсивно мигматизированных основных кристаллических сланцев архей Чарской складчатой области, блока кряжа Зверева, Сутамского блока, Унгринского клина и южной части Тимптоно-Учурской складчатой области (соответственно 41, 42, 40 и 38). Соотношения с вме-

<sup>1</sup> В дальнейшем при ссылке на структурные единицы, изображенные на рис. 28, указана только цифра, соответствующая той или иной структуре, без ссылки на сам рисунок.

шающими гольшами изучены недостаточно. Предполагаются согласные или реже — несогласные контакты по разломам, либо (Глуховский, 1975) изометричные в плане гипербазитовые тела рассматриваются в качестве ксенолитов древнейшего мантийного вещества, заключенных в метабазальтах. Во всех случаях гипербазиты метаморфизованы и дислоцированы совместно с вмещающими породами.

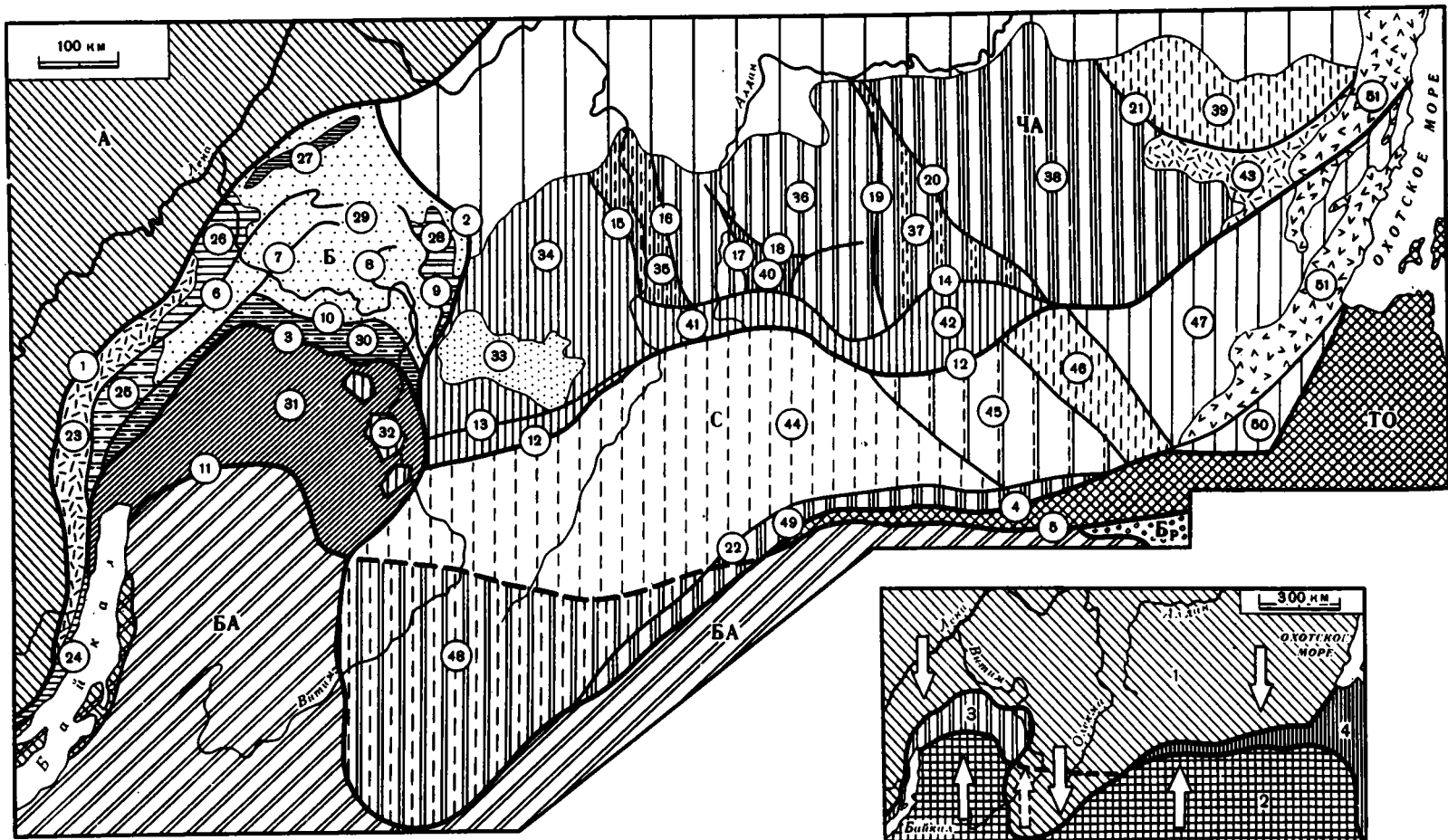
С гипербазитами ассоциируют метаморфизованные основные породы. Перидотиты и пироксениты Кэйнэнэйского гипербазит-базитового массива, расположенного на северо-западе Унгринского клина (40), вверх по гипсометрическому разрезу постепенно сменяются полосчатыми габбро-амфиболитами и амфиболитами. Такие же постепенные переходы от гипербазитов к метагабброидам и габбро-амфиболитам можно наблюдать и в небольших массивах, располагающихся в районе верховьев Чульмана и Унгры среди кристаллических сланцев архея кряжа Зверева (41). В других случаях реликты исходных ультраосновных пород обычно не отмечаются, а сами массивы габброидов, габбро-амфиболитов, меланократовых амфиболитов и основных кристаллических сланцев, широко распространенных в пределах Становой складчатой системы (44-48) и на юге Чарско-Алданской (41, 42), принято считать телами более или менее глубоко преобразованных интрузивных габбро. Мы включаем их в состав меланократового фундамента, учитывая прежде всего несомненную и нередкую ассоциацию пород этих массивов с гипербазитами и анортозитами, представляющими, по видимому, самые низы конкретных разрезов в каждой области Алданского шита, и, во-вторых, их отчетливую пространственную приуроченность к наиболее древним комплексам архейских образований.

Исключительный интерес представляют наиболее крупные массивы меланократовых габбро-амфиболитовых пород, основных и ультраосновных кристаллических сланцев, которые находятся на востоке Становой системы в Брянтинской и Джугджурской складчатых областях (45 и 47). По данным Л.П. Карсакова (1973), они являются производными перидотитовой магмы.

Небольшие массивы и тела габброидов, иногда горнблендитов и пироксенитов, находятся на западе Становой системы (44 и 48). Здесь они как бы "плавают" в море более молодых гранитоидов. Слагающие их породы подверглись еще более основательной переработке, чем в других областях шита. Краевые зоны массивов часто представлены гнейсовидными габбро-диоритами и даже диоритами.

Габброиды Джугджура (47) ассоциируют с анортозитами. Полоса широкого распространения этих пород, залегающих среди раннеархейских кристаллических сланцев, протягивается на 500 км в северо-восточном направлении. Самый крупный Джугджурский массив сложен собственно анортозитами, пироксеновыми анортозитами, пироксенитами и оливниновыми габброидами (Ленников, 1968, 1974). В его пределах выделяют более глубинную лантарскую и менее глубинную геранскую части, различающиеся по основности плагиоклаза в породах, железистости и глиноземистости пироксенов. Породы нередко диафорированы и рассланцованы. Несомненный интерес вызывает указание И.Н. Дагелайской (1975) на повышенную циркониевую минерализацию рудных габброидов и гипербазитов Главного Джугджурского массива. Повышенная циркониевая минерализация свойственна, как отмечает И.Н. Дагелайская, и мангерит-гранитным породам юго-западной части Главного массива. Как известно, циркон считается минералом, характерным только для гранитоидов. Материалы И.Н. Дагелайской показывают, что циркон в относительно высоких концентрациях может присутствовать и в меланократовых породах.

Представления о происхождении анортозитов Джугджура различны. А.М. Ленников (1974) считает их интрузивными, И.Н. Дагелайская (1975 и др.) — ультраметаморфическими и метасоматическими образованиями, возникшими на месте, а Н.Б. Заборовская и М.Ю. Хотин (устное сообщение) полагают, что анортозиты Джугджура, которые, по их наблюдениям, слагают основание вскрытого здесь разреза древнейших комплексов, так же как и на Луне, представляют собой наиболее древние компоненты земной коры.





Другой крупный (протяженностью более 150 км) Олёкмо-Каларский массив анортозитов находится на юго-востоке Чарской складчатой области. Он состоит из двух частей – северной (Куроанахской) и южной (Имангакитской), южные контакты которых проходят по Становой и Имангрской зонам разломов. Северные контакты анортозитов с вмещающими основными кристаллическими сланцами самых низов архейской чарской серии и меланократовыми амфиболитами, габбро-амфиболитами и метагипербазитами, слагающими северную окраину Имангакитского тела, постепенные, через широкие ореолы анортозитизации. Именно в пределах таких ореолов, а также вокруг скиалитов внутри массива можно наблюдать постепенное замещение исходных перидотитов, двупироксеновых кристаллических сланцев и габброидов анортозитами.

Внутри Имангакитской и Куронахской частей массива петрографические разности горных пород слагают отчетливо выраженные зоны. С севера на юг наблюдаются зоны ультраосновных пород (в пределах Имангакитской части), лабрадоритов, андезитов и диафорированных анортозитов, превращенных в олигоклазиты. Зоны постепенно сменяют одна другую. Южные окраины анортозитовых тел сложены преимущественно олигоклазитами. В анортозитах находятся многочисленные скиалиты амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев и габброидов. Породы, как правило, интенсивно диафорированы и рассланцованы.

Рис. 28. Схема тектонического районирования и расположения литосферных плит Алданского шита и северной части Байкальской складчатой области (Лейтес, Федоровский, 1977)

Литосферные плиты: А – Ангарская, Б – Бодайбинская, ЧА – Чарско-Алданская, С – Становая, БА – Байкало-Амурская, Бр – Бурейнская, ТО – Тукурингра-Охотская

Структурные швы, ограничивающие литосферные плиты: 1 – Байкало-Виллоийский, 2 – Ничатский, 3 – Мамско-Витимский, 4 – Охотско-Забайкальский, 5 – Южно-Тукурингрский; структурные швы и разломы, ограничивающие тектонические зоны внутри литосферных плит, их крупные блоки и аллохтонные пластины: 6 – Чуйский, 7 – Абчадский, 8 – Верхнежуйский, 9 – Нечерский, 10 – Лево-Витимский, 11 – Верхнечгарский и его предполагаемое продолжение под Становой литосферной плитой (пунктир), 12 – Становой, 13 – Каларский, 14 – Южно-Якутский, 15 – Тунгурчинский, 16 – Амгинский, 17 – Верхнеалданский, 18 – Кэннэнэйский, 19 – Тимптонский, 20 – Тыр-кандинский, 21 – Улканский, 22 – Гиллоийский

Важнейшие тектонические области и зоны: 23–32 – Байкальская складчатая область: 23 – Северо-Байкальский краевой вулканический пояс, 24–29 – структуры в зоне протоконтинентального склона и шельфа (24 – Анайский блок, 25 – Миня-Абчадский блок, 26 – Чуйское поднятие, 27 – Тонодское поднятие, 28 – Лонгдорское поднятие, 29 – Мамско-Бодайбинский прогиб), 30 – Делон-Уранская островодужная система, 31 – Муйская зона, 32 – Муйские аллохтонные глыбы; 33–43 – структурные области и зоны Чарско-Алданской складчатой системы: 33 – Кодаро-Удоканский прогиб, 34 – Чарская, 35 – Олёкминская, 36 – Иенгрская (Алдано-Тимптонская), 37 – Сутамского синклиниория, 38 – Тимптоно-Учурская, 39 – Батомгская, 40 – Унгринский клин, 41 – кряжа Зверева, 42 – Сутамская, 43 – Улканский вулканоплутонический пояс; 44–50 – структурные области и зоны Становой складчатой системы: 44 – Олёкминского Становика, 45 – Брянтинская, 46 – Куртуринская, 47 – Джугджурская, 48 – Нерча-Витимская, 49 – Уркан-Гиллоийская, 50 – Шевлинский блок; 51 – Охотский вулканический пояс

На врезке показана схема движения Северо-Азиатской (1) и Южно-Азиатской (2) континентальных литосферных плит. Их столкновение и образование единого азиатского материка сопровождалось тектоническим перекрытием межплитных зон океанического и переходного развития и произошло на западе (3) в палеозое, а на востоке (4) – в позднем мезозое. Стрелки указывают направления движения плит

Большая Имангабитская часть Олёкмо-Каларского массива находится в ядре крупной антиклинорной структуры, представляя собой видимое в современном срезе основание разреза чарского архея (рис. 29). Южное крыло этой структуры сорвано разломами Становой зоны, по которым проходит северная граница субширотного Каларского шовного прогиба. Северное крыло, хорошо сохранившееся к северу от Олёкмо-Каларского массива, сложено толщами полиметаморфических кристаллических сланцев архейской чарской серии. Непосредственно вдоль северного контакта анортозитового массива располагаются, как будто повторяя направление контакта, основные кристаллические сланцы самой нижней в чарской серии несмуринской свиты, на западе отделенные от анортозитов протяженной полосой выходов архейских меланократовых амфиболитов, габбро-амфиболитов и метагипербазитов (см. рис. 29).

К северу несмуриновая свита сменяется давачанской, а последняя - имангурской, вырисовывая, таким образом, общее падение на северном крыле упомянутой антиклинорной структуры. Форма самого Олёкмо-Каларского массива прямыми наблюдениями не выяснена из-за плохой обнаженности контактов. Анализ результатов магнитометрических исследований позволяет предположить падение северного контакта на юго-восток.

Детальные петрографические исследования С.П. Кориковского и Г.Н. Баженовой (1965; Баженова, 1974) позволили им сделать вывод, что внедрение крупных масс анортозитов с замещением исходных базит-гипербазитовых пород и интенсивной основной фельдшпатизацией в контактовых ореолах произошло до мощных процессов архейской мигматизации, сопровождавшихся образованием чарнокитов. С процессами чарнокитизации С.П. Кориковский (1967) связывает сложные преобразования лабрадоритов Олёкмо-Каларского массива и превращение их в андезиты и олигоклазиты, широкое развитие калиевого полевого шпата с образованием зон и тел микроклинов и сиенитов, а также формирование самих чарнокитов (гиперстен-калишпатовых гранито-гнейсов). Радиологические датировки чарнокитов Чарской складчатой области, выполненные калий-аргоновым методом, дают цифры около 2,9-3,1 млрд. лет (Федоровский, 1972). Таким образом, и для анортозитов Олёкмо-Каларского массива при предположении об их интрузивном внедрении отмечаются широко развитые процессы основной фельдшпатизации.

М.З. Глуховский (1975), опираясь на результаты исследований анортозитов, Олёкмо-Каларского массива, проведенных Г.Н. Баженовой и Б.Г. Лутцем, полагает, что анортозиты являются полигенетическими образованиями. Он считает, что на первых этапах их формирования в глубоком архее большую роль играли процессы замещения и перекристаллизации в твердом состоянии, давшие в дальнейшем выплавку анортозитового расплава. Возраст последних анортозитовых выплавов Олёкмо-Каларского массива он считает раннепротерозойским и оценивает в 1,9 млрд. лет, а выплавку Джугджурского массива - в 2,3 млрд. лет, принимая во внимание радиологические датировки, укладывающиеся в региональный фон цифр древнестановой раннепротерозойской гранитизации.

Вопрос о возрасте пород рассматриваемых комплексов и, в частности, о возрасте анортозитов долгое время решался по-разному. Наиболее популярным было мнение об их раннепротерозойском возрасте (Салоп, 1967; Мошкин, Дагелайская, 1973 и др.), хотя после работ С.П. Кориковского (1967 и др.), убедительно обосновавшего наложение архейских процессов чарнокитизации на анортозиты, архейский возраст анортозитов не вызывает ни малейших сомнений.

К образованиям меланократового фундамента принадлежат, по всем признакам, и располагающиеся уже за пределами Алданского шита, в области раннепалеозойской континентальной коры, массивы и тела пород офиолитового комплекса Муйской зоны (31) Байкальской складчатой области.

На принадлежность рассмотренных образований к офиолитовой ассоциации указывали Е.В. Павловский (1956) и Л.И. Салоп (1967) - для комплексов Байкальской и Чарской складчатых областей, Л.М. Минкин и В.А. Мокроусов в 1958 г. - для габброидов, гипербазитов и основных кристаллических сланцев

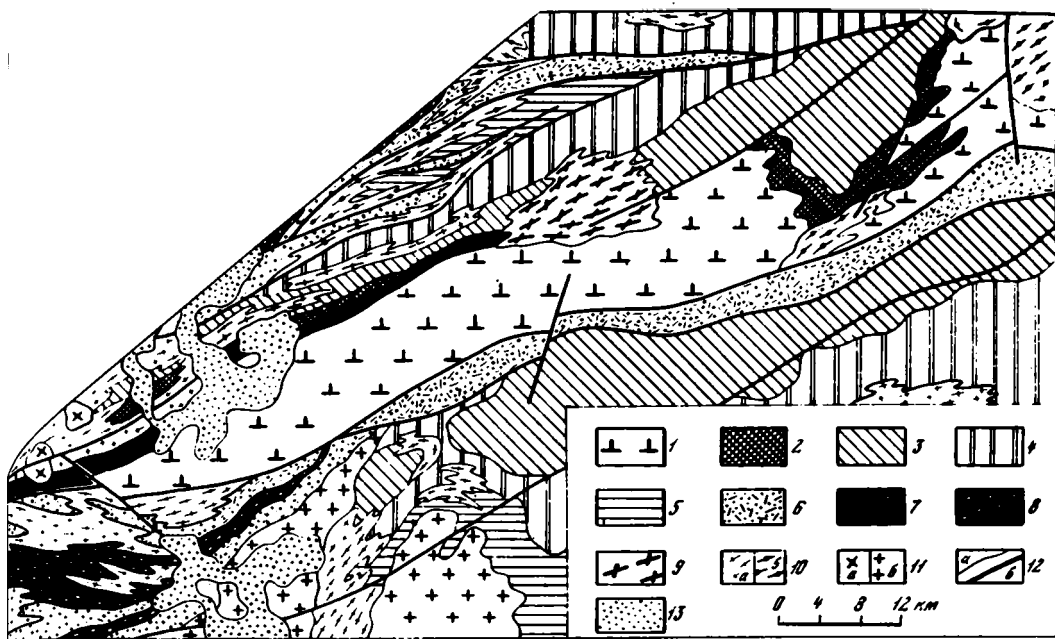


Рис. 29. Геологическая карта Олёкмо-Каларского анортозитового массива, по В.С. Федоровскому (1972)

1 - архейские анортозиты (габбро-анортозиты, лабрадориты, андезиты, олигоклазиты); 2-5 - архейская чарская серия: 2 - несмуринская свита (гиперстеновые, биотит-гиперстеновые, амфибол-гиперстеновые, амфибол-двупироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы), 3 - давачанская свита (гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-биотитовые гранат-кордиерит-биотитовые гиперстеносодержащие кристаллические сланцы и гнейсы, гиперстеновые и амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, кварциты, диопсидовые амфиболиты), 4 - имангрская свита (амфиболовые и биотит-амфиболовые пироксеносодержащие кристаллические сланцы и гнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы), 5 - калаканская свита (биотитовые и амфиболовые гиперстеносодержащие гнейсы, амфиболиты, мраморы); 6 - раннепротерозойский троговый комплекс (слюдяные сланцы часто с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, графитом; актинолитовые, хлорит-актинолитовые и актинолит-гранатовые сланцы; куммингтонитовые, тальк-хлоритовые, жедритовые и амфиболовые сланцы; амфиболиты, гранатовые амфиболиты, метаморфизованные диабазы, порфириды, песчаники, конгломераты; кварциты, в том числе железистые; мраморы); 7 - архейские меланократовые амфиболиты, габбро-амфиболиты, метагипербазиты; 8 - раннепротерозойские метагаббро, габбро-амфиболиты, метагипербазиты и ортоамфиболиты; 9 - архейские гиперстеновые граниты (чарнокиты), гранодиориты, плагиограниты; 10 - раннепротерозойские гранитоиды: а - плагиогранито-гнейсы и гнейсовидные граниты, б - метасоматические очковые гнейсовидные и массивные граниты и граносиениты; 11 - фанерозойские гранитоиды: а - палеозойские диориты, гранодиориты и граносиениты, б - позднемезозойские граниты и гранодиориты; 12 - границы контактов: а - нормальных стратиграфических и интрузивных, б - тектонических; 13 - позднечетвертичная морена в долине р. Калар

алданского архея. Пространственная ассоциация всех этих пород, их залегание в основании разрезов и образование в самом начале формирования первичной земной коры при становлении ее протобазальтового слоя убеждают в справедливости выводов этих исследователей и опередившей свое время гипотезы Н.В. Фроловой (1950, 1951) о базитовом фундаменте архейских серий Алданского щита. Вместе с тем этот сложный вопрос требует дальнейшей про-

работки, так как рассмотренные базит-гипербазитовые комплексы по ряду геологических, петро- и геохимических признаков несколько отличаются от офиолитовых серий, наблюдаемых в основании разрезов складчатых систем фанерозоя, занимая, однако, то же самое место в структуре складчатых областей архея и общей последовательности событий, приведших к формированию континентальной земной коры.

Особенно интересно положение и происхождение крупных анортозитовых массивов. Относительно их генезиса нет, как было показано выше, единой точки зрения. Принято считать, что массивы возникли благодаря интрузиям анортозитовой магмы. Между тем явления мощной и широко распространенной анортозитизации, которые, вероятно, следует рассматривать как региональные, свойственные именно образованию анортозитов Становой складчатой системы, дают возможность считать эти массивы автохтонными, возникшими на месте. Расположение всех без исключения анортозитовых массивов Алданского щита среди архейских основных и ультраосновных кристаллических сланцев, тогда как архейские толщи сложены и другими, в том числе и первично осадочными, типами пород, противоречит привычным представлениям об интрузивном происхождении анортозитов и наводит на мысль об их возникновении в результате расщепления первичного мантийного вещества на анортозиты и остаточные перидотитовую и базальтоидную составляющие. В этом случае анортозиты несомненно представляют собой естественный компонент меланократового фундамента.

Такому выводу как будто противоречат известные и упомянутые выше факты широкого проявления анортозитизации и даже отмечаемых иногда интрузивных соотношений анортозитов с архейскими толщами. Эти явления, однако, происходили, как мы предполагаем, на самых последних, завершающих этапах длительного и сложного процесса становления анортозитов, процесса, в какой-то мере сходного с более поздними процессами гранитообразования, осуществлявшимися в иной тектонической обстановке и преобразовывавшими иной исходный материал. Таким образом, мы вправе предполагать, что первые толщи осадочно-вулканогенной супракрустальной оболочки Земли накапливались не только на базит-гипербазитовом, но местами, вероятно, и на существенно анортозитовом фундаменте, также входившем в состав первичной земной коры.

Рассмотренный выше комплекс меланократового фундамента, служивший субстратом для толщ архейской супракрустальной оболочки, отличается, следовательно, по ряду признаков от комплексов меланократового фундамента складчатых систем фанерозоя, впервые выделенных и охарактеризованных М.С.Марковым (1975) и включающих, по его мнению, как сильно деформированные и преобразованные, главным образом габброизированные, ультраосновные горные породы, так и глубоко метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования.

Меланократовый фундамент современных и фанерозойских островных дуг, зон перехода от океана к континенту и океанических областей сопоставляют с "базальтовым" слоем (Марков, 1975) или <<... слоем "3" и верхней мантией современной океанической коры>> (Пейве и др., 1976, стр.7). На более поздних этапах развития в меланократовом фундаменте, как показали М.С.Марков (1975) и Г.И.Макарычев (1975), появляются локальные участки и линзы "гранитного" слоя.

В раннем докембрии древнейшие супракрустальные серии океанического типа накапливались, по-видимому, на первичной коре, по составу как будто более отвечавшей веществу не "базальтового" слоя, а верхней мантии современных геофизических разрезов, однако верхней мантии, в ряде мест насыщенной телами анортозитов. Эта первичная земная кора, в глубоком докембрии игравшая роль меланократового фундамента, превратилась в протометаморфический "базальтовый" слой позже, вместе с комплексами своей супракрустальной оболочки, которые рассмотрены ниже.

**Меланократовый фундамент (первичная земная кора)  
и аналоги образований океанической стадии  
нерасчлененные**

К образованиям меланократового фундамента, не отделенным от толщ глубоко метаморфизованной архейской супракрустальной осадочно-вулканогенной оболочки, принадлежат комплексы так называемого станового архея, в геологической литературе выделяемые под названием чарской серии, курультино-гонамского комплекса, архея кряжа Зверева, сутамского архея, иликанской серии, омнинского, батомгского, станового, чогарского и других комплексов. Они представлены различными полиметаморфическими сериями, в составе которых преобладают биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, плагиогнейсы, амфиболиты и мигматиты этих пород, широко распространенные в пределах всей Становой складчатой системы (44-48), на западе и востоке Чарско-Алданской системы (34, 39).

Д.С. Коржинский (1939), давший их первое подробное описание, рассматривал эти гнейсы и кристаллические сланцы в качестве архейских образований, одновозрастных сериям Алданского кристаллического массива, но испытывавших значительные изменения в связи с повторным регрессивным метаморфизмом и раннепротерозойской (древнестановой) гранитизацией.

Выводам Д.С. Коржинского в дальнейшем были противопоставлены первые результаты радиогеохронологических, преимущественно калий-аргоновых, определений возраста со значениями около 1,5 и даже 0,9-1,0 млрд. лет. С конца пятидесятих - начала шестидесятых годов в практике геологосъемочных работ и в литературе утвердилось основанное на этих радиологических датировках мнение Ю.К. Дзевановского (1958, 1960; Дзевановский, Полевая, 1961; Дзевановский, Судовиков, 1960 и др.), В.Н. Мошкина (1958 и др.) и некоторых других геологов о раннепротерозойском возрасте гнейсов и кристаллических сланцев станового комплекса и олёмминской серии. Однако и тогда не все геологи были заворожены магией радиогеохронологических цифр.

Н.В. Фролова (1962 и др.) предложила общую схему стратиграфии архейских образований Восточной Сибири, в которой первично осадочные компоненты олёмминской серии и станового комплекса были поставлены на один уровень с исходными толщами тимптонской серии Алданского кристаллического массива. Н.В. Фролова подчеркивала сложный и неравномерный характер наложенных послепроархейских преобразований пород станового комплекса. На ошибочность выводов Ю.К. Дзевановского и В.Н. Мошкина обращал внимание и один из авторов (Лейтес, 1965), обосновывая архейский возраст полиметаморфических кристаллических сланцев и плагиогнейсов междуручья Сюльбана и Конды, располагающихся на западе Становика и испытывавших в раннем протерозое повторный высокотемпературный регрессивный метаморфизм и гранитизацию. Была отмечена также возможность выявить в составе гнейсов и кристаллических сланцев Становика прогрессивно метаморфизованные в амфиболитовой фации толщи нижнего протерозоя.

Представления о возрасте комплексов станового архея вызывают споры до настоящего времени (Дзевановский, 1963; Дзевановский и др., 1970; Миронюк и др., 1971; Ветлужских и др., 1966; Кудрявцев, 1966а,б; Судовиков, и др., 1965; Судовиков, Неелов, 1964; Салоп, 1964, 1967; Смирнов, 1976; Шульдинер, 1973; Билибина и др., 1976 и др.). Вслед за Ю.К. Дзевановским, одни геологи продолжают считать их раннепротерозойскими или позднеархейскими. Другие рассматривают эти комплексы как одновозрастные архейским сериям Алданского кристаллического массива или даже более древние, чем эти серии.

После работ С.П. Кориковского (1967), детально исследовавшего состав и историю преобразований горных пород станового комплекса, можно считать, что полиметаморфические образования, преобладающие в его составе, во всяком случае, не моложе серий алданского архея и представлены преимущественно основными кристаллическими сланцами гранулитовой фации, претерпевшими существенные изменения в связи с раннепротерозойским высокотемпературным

регрессивным метаморфизмом, процессами гранитизации и другими наложенными явлениями. Из станового комплекса, который может рассматриваться как стратиграфическая единица только в самом широком смысле, удалось отчленить вместе с тем, действительно более поздние образования рассмотренных ниже раннепротерозойских усть-гилкойской серии и трогового комплекса шовных прогибов. Из станового комплекса в сущности выделены и кратко охарактеризованные выше массивы и тела меланократовых амфиболитов, бывшие некогда частью субстрата, который, как мы считаем, служил ложем архейских супракрустальных серий. Дальнейшее расчленение этого сложного и еще недостаточно изученного комплекса представляется делом будущих исследований.

В конкретных разрезах толщ станового архея, изученных более или менее полно в Чарской (34) и Батомгской (39) складчатых областях, Сутамской (42) и края Зверева (41) зонах Чарско-Алданской складчатой системы и во всей Становой складчатой системе (44-48), наблюдаются три главных его компонента и довольно выдержанное строение разрезов, отчетливо выраженные, например, в чарской (Федоровский, 1972) и курультино-гонамской (Ветлужских и др., 1966; Кудрявцев, 1966а,б) сериях.

Низы разрезов мощностью более 3000 м представлены метаморфизованными базитами и гипербазитами - пироксеновыми кристаллическими сланцами, часто содержащими оливин, магнезиальный гранат и шпинель, биотит- и амфибол-гиперстеновыми кристаллическими сланцами, плагиогнейсами и гнейсами, меланократовыми амфиболитами и габбро-амфиболитами. Средняя часть мощностью около 3000-4000 м - основными кристаллическими сланцами, плагиогнейсами и гнейсами с многочисленными пачками, прослоями и линзами глиноземистых (с гранатом, силлиманитом, кордиеритом) или даже высокоглиноземистых (корундовых, кианит-корундовых или кианитовых) кристаллических сланцев и гнейсов, а также подчиненными пачками и линзами кварцитов, диопсидовых пород, иногда - мраморов. Верхний компонент разрезов - толщи основных кристаллических сланцев, плагиогнейсов и гнейсов мощностью более 3000-4000 м, очень похожих на нижние, но, как правило, значительно более сильно мигматизированных и, быть может, именно поэтому выделяемых в виде самостоятельных членов разреза.

Такой же характер разрезов выдерживается и далеко за пределами шита - на Охотском массиве (Гринберг, 1968) и других докембрийских массивах Верхояно-Чукотской системы мезозой (Гельман, 1974; Тильман, 1973; Тильман и др., 1975).

И все же, несмотря на поразительное постоянство состава и строения разрезов станового архея, существуют серьезные основания для сомнений в их повсеместной изначальной стратифицированности. Мощные явления раннепротерозойской гранитизации, преобразовавшие породы комплекса, нередко стерли без остатка все их первичные признаки, что часто исключает возможность выяснить состав исходных пород и реконструировать первоначальный разрез. Обширные площади распространения станового комплекса плохо обнажены или еще недостаточно изучены. Между тем его более подробное изучение показывает, что значительная часть кристаллических сланцев, по традиции включаемых в стратиграфический разрез, принадлежит глубоко преобразованным исходным гипербазитам и габброидам, как это следует, например, из данных А.А. Раузера, изучавшего толщи одного из участков Сутамской зоны (42). Многие глиноземистые и высокоглиноземистые породы могут рассматриваться как продукты глубокого метаморфизма коры выветривания по породам меланократового фундамента. В других районах не вызывает сомнений первично осадочное и осадочно-вулканогенное происхождение отдельных частей разрезов рассматриваемого комплекса, отделить которые от глубоко измененных образований меланократового фундамента пока невозможно. Принимая во внимание их пространственную ассоциацию с комплексами меланократового фундамента, залегание с ними в единых разрезах, а также сходство истории их метаморфических изменений с историей метаморфизма серий архейской осадочно-вулканогенной оболочки - аналогов образований океанической стадии, эти первично

осадочные и вулканогенно-осадочные компоненты станового архея мы рассматриваем в качестве аналогов образований океанической стадии, не отделенных от комплексов меланократового фундамента.

Несколько особняком стоит вопрос о мощной толще амфиболитов, амфиболовых и биотитовых кристаллических сланцев и плагигнейсов, слагающих так называемый Унгринский клин (40). Обычно ее включают в состав иенгрской серии алданского архея (Лазыко, 1956; Реутов, 1972; Энтин, 1971 и др.). Л.М. Минкин в 1960 г. выделил эту толщу в качестве нижнепротерозойского унгринского комплекса, сопоставив его со становым комплексом, считавшимся тогда нижнепротерозойским. В.И. Кицул и К.А. Лазебник (1966) подтвердили целесообразность выделения самостоятельного унгринского комплекса, отметив его отличия по составу пород и характеру их метаморфизма (широкое развитие амфиболитов, отсутствие минералов гранулитовой фации) от иенгрской серии. В последнее время унгринский комплекс без какого-либо обоснования относят к образованиям раннепротерозойского трогового комплекса (Глуховский, Ставцев, 1973; Глуховский и др., 1976). Между тем в породах унгринского комплекса, как нам удалось выяснить в 1974 г., присутствуют минералы реликтовых парагенезисов гранулитовой фации. Этот комплекс, подобно другим комплексам станового архея, действительно кажется чуждым привычным разрезам глубоко метаморфизованных алданских супракрустальных серий. Он, однако, не залегает на этих сериях, как полагают В.И. Кицул и К.А. Лазебник (1966) и, вслед за ними, М.З. Глуховский с соавторами, так как нормальные стратиграфические соотношения комплекса с сериями алданского архея нигде не наблюдаются. Можно предполагать, что унгринский комплекс, более древний, чем серии алданского архея, тектонически перекрыты.

Заканчивая характеристику комплексов первичной земной коры, не отделенных от супракрустальных аналогов океанической стадии, необходимо указать, что едва ли можно согласиться с предположением М.З. Глуховского и Е.В. Павловского (1973; Глуховский, 1975) о принадлежности низов разреза чарской серии (несмуринская свита) и курультино-гонамского комплекса (кабактинская серия), представленных преимущественно основными кристаллическими сланцами, к специфической катархейской "лунной" стадии. Во-первых, нет сколько-нибудь серьезных данных для того, чтобы противопоставить эти нижние части разрезов станового архея верхнему компоненту разрезов — таким же основным кристаллическим сланцам. Во-вторых, само по себе понятие о лунной стадии едва ли целесообразно применять к самому древнему этапу развития Земли. Дело в том, и на это неоднократно указывал в ряде публичных выступлений Н.А. Штрейс, что развитие Земли как планеты даже на самом раннем этапе отличало ее от Луны многими существенными особенностями и прежде всего условиями гравитации. Действительно, можно утверждать, что Земля, став твердым телом, сразу же обладала атмосферой и не теряла ее в дальнейшем. Можно думать даже, что нижние слои атмосферы, обогащенные вулканическими дымами и перегретыми парами воды, были особенно плотными именно в эту раннюю стадию. Уже одно это обстоятельство заставляет отказаться от понятия о "лунной" стадии применительно к самому раннему этапу геологического развития. Вспомним также столь характерные для лунной поверхности импактные структуры. Надо думать, что для Земли и для формирования структуры ее поверхности импактные явления никогда не имели такого значения, как для Луны. И на самых ранних этапах, и позже они были достаточно редки. Особенно же препятствовала метеоритным бомбардировкам Земли плотная атмосфера ранних этапов развития нашей планеты.

Несмотря на отмеченные выше противоречия, ясно, что значительная часть кристаллических сланцев и гнейсов станового архея принадлежит к древнейшим на Земле горным породам. Не останавливаясь пока на дополнительном обосновании такого вывода, отметим, что первичная земная кора, ставшая фундаментом, на котором накапливались архейские супракрустальные толщи, была, по всем признакам, корой океанического типа.

## Комплексы глубоко метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки первичной земной коры

Современные представления о строении и составе толщ архея Алданского кристаллического массива (35–38) базируются на работах Д.С. Коржинского (1936, 1939 и др.), предложившего широко известное расчленение разреза на кварцито-гнейсовую иенгрскую серию, серию чарнокитовых гнейсов (тимптонскую) и карбонатно-гнейсовую джелтулинскую серию. Эта общая схема в дальнейшем была детализирована. Однако многие важные вопросы стратиграфии алданского архея и в настоящее время являются предметом острых дискуссий.

Иенгрская серия слагает Иенгрскую складчатую область (36) и пространственно обособлена от других серий шита. В ее толщах, помимо обычных для всего разреза алданского архея основных кристаллических сланцев и гиперстеновых гнейсов, по составу исходных пород отвечающих базальтоидам толеитового типа (Черкасов, 1973а; Конилов и др., 1974; Петрова и др., 1975 и др.), присутствуют и часто представляют собой существенные части конкретных разрезов горизонты и пачки кварцитов, ассоциирующих с силлиманит- и кордиеритсодержащими гранатовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, иногда обогащенными графитом. Кварциты сосредоточены преимущественно в нижней трети разреза серии (верхнеалданская свита). Иногда кварциты имеют несомненно вторичное происхождение и представляют собой результат окварцевания различных кристаллических сланцев и гнейсов. Обычно же предполагается (Фролова, 1951 и др.), что исходными породами, по которым образовались кварциты, были кремнистые хемогенные отложения. В этой нижней трети разреза иенгрской серии присутствуют редкие прослои и линзы мраморов, кальцифиров и апокарбонатных диопсидовых пород.

В верхней части иенгрской серии среди кристаллических сланцев и гнейсов федоровской свиты широко распространены горизонты и пачки карбонатных и апокарбонатных диопсидовых пород. К этим толщам федоровской свиты приурочены широко известные флогопитовые и железорудные месторождения Центрально-Алданского горнопромышленного района. С ними связаны многочисленные проявления апатитовой минерализации и крупное Селигдарское месторождение апатита (Виноградов и др., 1975).

Суммарная мощность первично осадочных компонентов разреза иенгрской серии превышает половину ее общей мощности. В основании серии находится толща амфиболовых и амфибол-пироксеновых основных кристаллических сланцев и меланократовых амфиболитов с редкими линзами кварцитов, обособляемая под названием горбыляхской свиты (Реутов, 1972), блоки метаморфизованных базитов и гипербазитов. Мощность иенгрской серии в пределах обширного поля ее распространения превышает 10 000–12 000 м.

К карбонатным породам федоровской свиты приурочены многочисленные проявления сульфатной серы. Своеобразие ее необычного изотопного состава (рис. 30), изученного В.И. Виноградовым (Виноградов и др., 1975, 1976), свидетельствует о том, что это была сера первых сульфатов, в значительном количестве накопившихся в водной среде. Парагенез исходных осадочных пород федоровской свиты (доломиты, доломитистые известняки, сульфаты кальция) указывает на возможность седиментации в условиях осолоненного морского бассейна. Можно предполагать, что содержание сульфата в водах бассейна было достаточным для накопления соленосных отложений. Д.П. Сердюченко (1956, 1972, 1974), опираясь на результаты исследования скаполитсодержащих пород, широко распространенных в разрезах архея Алданского шита и прежде всего в разрезах федоровской свиты, уже давно указал на присутствие здесь соленосных отложений, некогда входивших в состав исходных осадочных толщ.

Результаты исследования изотопии серы (Виноградов и др., 1976) показывают, что сульфатная сера карбонатных пород и минералов федоровской свиты характеризуется очень узким разбросом изотопных отношений и их малыми



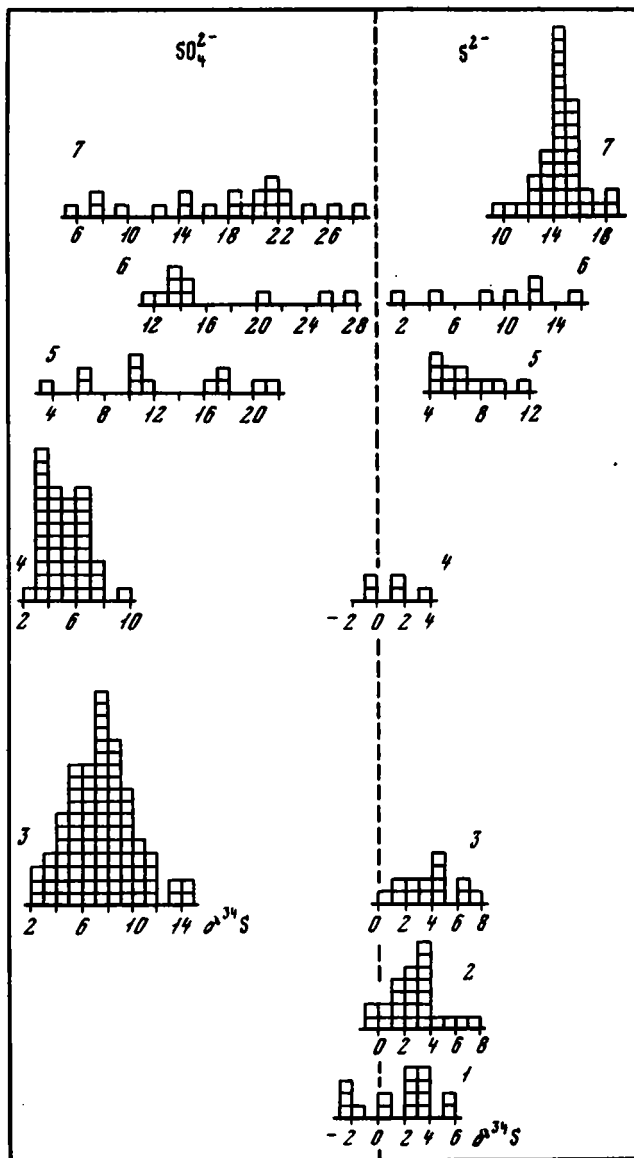


Рис. 30. Распределение значений  $\delta^{34}\text{S}$  (в ‰) сульфатной ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) и сульфидной ( $\text{S}^{2-}$ ) серы в минералах в горных породах алданского архея и докембрийских образованиях некоторых других районов, по В.И. Виноградову и др. (1976)

1 - основные и ультраосновные породы в основании иенгрской серии Алданского щита; 2 - верхнеалданская и нимырская свиты иенгрской серии; 3 - федоровская свита иенгрской серии; 4 - серия Фиг-Три системы Свазиленд Южной Африки; 5 - железорудные месторождения Таежное и Пионерское на Алданском щите; 6 - сутамская свита тимптоно-желтулинского комплекса Алданского щита; 7 - серия Грэнвилл Канадского щита

значениями, лишь немного отличающимися от изотопных отношений метеоритной серы. Значения изотопных отношений сульфидной серы из пород иенгрской серии и из базитов ее предполагаемого меланократового ложа очень однообразны и практически сходны с метеоритными (см. рис. 30). Различия в изотопных составах сульфатной и сульфидной серы невелики и составляют всего несколько промилле. Детальное изучение разрезов верхнеалданской свиты и зале-

гающей между нею и федоровской – нимырской свиты в верхнем течении р. Алдан, проведенное совместно с В.И. Виноградовым, С.Б. Смеловым и А.Р. Энтиным, специальный поиск и опробование на сульфатную серу перспективных пород и минералов (карбонатные и скаполитосодержащие породы, апатит, скаполит и т.д.) не обнаружили в этих нижних частях иенгрской серии сульфатсодержащих пород. Вместе с тем в разрезах верхнеалданской и нимырской свит присутствуют породы, первичное осадочное происхождение которых не вызывает сомнений.

Таким образом, данные изотопных исследований позволяют считать, что осадочный процесс в водной среде, зарождение жизни, процессы фотосинтеза и становление кислородной атмосферы начались незадолго до времени накопления исходных осадочных компонентов федоровской свиты. Можно полагать, следовательно, что толщи иенгрской серии содержат глубоко метаморфизованные одни из самых древних на Земле исходные осадочные породы. Можно полагать также, что эти древнейшие на Земле отложения накапливались на первичном существенно меланократовом базит-гипербазитовом основании.

Строение Иенгрской (Алдано-Тимптонской) складчатой области сложно. Изометричные и превышающие 100 км в поперечнике системы концентрически располагающихся дугообразных сложных синклиналильных и антиклинальных складок определяют общую картину своеобразной структуры этой области. На этом общем фоне выявляется система блоков, различающихся особенностями строения и состава слагающих их метаморфических толщ. Такие блоки, как показал Л.М. Реутов (1974), разделены разломами северо-западного, северо-восточного и субширотного простиранья.

Тимптонская и джелтулинская серии, слагающие область Тимптоно-Учурского междуречья, представлены преимущественно гиперстеновыми (чарнокитовыми) гнейсами и кристаллическими сланцами, глиноземистыми (гранат-, силлиманит- и кордиеритсодержащими) гнейсами и кристаллическими сланцами, карбонатными и апокарбонатными диопсидовыми породами. В последние годы, после работ И.М. Фрумкина (Фрумкин, Нужнов, 1968; Фрумкин, 1971), обе серии выделяют обычно в виде единого тимптоно-джелтулинского комплекса (серии), учитывая, с одной стороны, отчетливую пространственную ассоциацию, структурное и, по-видимому, генетическое единство толщ, слагающих эти серии, а с другой – их территориальную обособленность от иенгрской серии.

Поле распространения тимптоно-джелтулинского комплекса расчленяется на две зоны, различающиеся по составу исходных осадочно-вулканогенных отложений и особенностям строения. К западу от Тыркандинского разлома (20) находится зона Сутамского синклинория (37), толщи которого, как и иенгрская серия, более чем наполовину представлены первично осадочными породами и лишь приблизительно на 20% – метаморфизованными основными вулканитами (Мокшанцев и др., 1975). Мощность этих толщ – до 9000 м.

Восточнее расположена Тимптоно-Учурская складчатая область (38), в разрезах которой преобладают (более 50%) метаморфизованные основные вулканиты, представленные пироксеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами (Фрумкин, 1971). Толщи этих первично базальтоидных пород, содержащих пачки, горизонты и линзы метаморфизованных первично осадочных пород, смяты в дугообразную систему складок, кулисообразно подставляющих одна другую. Складчатая дуга обращена выпуклостью на юго-восток. Суммарная мощность разреза достигает 15000 м. На юго-востоке области тимптоно-джелтулинскую серию подстилают основные дупироксеновые кристаллические сланцы, плагиогнейсы и гнейсы тырканской свиты. Эти породы, так же как основные кристаллические сланцы горбыляхской свиты, блоки основных и ультраосновных пород в Иенгрской складчатой области, возможно, представляют собой древнейший меланократовый фундамент, на котором накапливались исходные осадочно-вулканогенные серии алданского архея.

Осадочные компоненты разреза тимптоно-джелтулинского комплекса, судя по результатам исследования изотопии серы, накапливались в водной среде, по содержанию главных анионов не слишком отличавшейся от вод фанерозой-

ских и современных океанов (Виноградов и др., 1976). В породах желтулинской серии минимальные значения изотопных отношений сульфатной серы группируются около величины  $+14\text{‰}$  (см. рис. 30). Ко времени накопления исходных осадков динамический круговорот серы уже установился, по-видимому, на уровне, достаточно близком к современному. На круговорот серы указывает и большой разброс изотопных отношений сульфидной серы. Можно думать, что именно к этому времени окончательно оформились кислородная атмосфера и соленость вод океана (Виноградов и др., 1976).

Очень похожие разрезы слагают Олэкминскую складчатую область (35). По данным Е.П. Миронюка (Миронюк и др., 1971), основные кристаллические сланцы, разнообразные гнейсы, амфиболиты и подчиненные им кварциты и карбонатные породы, составляющие толщу мощностью более 15 000 м, представляют собой первично осадочные и вулканогенные породы, причем вулканиты, преобладающие в нижней половине разреза, были представлены преимущественно базальтами и в меньшей степени – андезитами. Вверх по разрезу происходит постепенное уменьшение роли первично вулканогенных пород и смена их осадочными. В самых верхах разреза появляются прослои и линзы карбонатных пород и увеличивается известковистость первично кластогенных компонентов разреза.

Мы видим, следовательно, что для каждого конкретного района распространения серий архейской осадочно-вулканогенной оболочки более или менее определенно прослеживается подмеченная еще Д.С. Коржинским ассоциация основных кристаллических сланцев и гнейсов с глиноземистыми породами и кварцитами главным образом в нижних частях разрезов и карбонатными породами в верхах разрезов. Речь, по-видимому, идет о самой общей тенденции, определявшейся на разных временных интервалах раннего докембрия похожими условиями формирования осадочно-вулканогенных толщ, но отнюдь не о возможности возрастной корреляции существенно кварцитовых или карбонатных компонентов разрезов, которую стремится обосновать в своих работах Р.Ф. Черкасов (1973б и др.). Изучение изотопного состава серы, присутствующей в карбонатных породах, позволяет выяснить, формировались ли они во время накопления карбонатных отложений федоровской свиты, до или после этого времени.

На рис. 30 для сравнения приведены данные по изотопным отношениям серы из пород серии Фиг-Три системы Свазиленд Южной Африки и серии Гренвилл Канадского щита. Нетрудно видеть, что значения изотопных отношений серы из пород серии Фиг-Три до деталей совпадают со значениями, полученными для серы из федоровской свиты иенгрской серии как по сульфатам, так и по сульфидам. Сульфатная сера из серии Гренвилл характеризуется большим разбросом изотопных отношений, обнаруживая некоторый пик около значений  $+18 - +23\text{‰}$ , т.е. около фанерозойских и современных значений ( $+20\text{‰}$ ). Изотопные отношения сульфидной серы из пород серии Гренвилл, напротив, очень однообразны. Их среднее значение ( $+14,3 \pm 1,6\text{‰}$ ) указывает на утяжеленный изотопный состав серы и ее образование за счет редукции сульфатов при низком коэффициенте изотопного фракционирования. Исходные сульфаты, полагает В.И. Виноградов, имели изотопный состав серы такой же или несколько более тяжелый, чем состав серы в сульфидах исходных отложений желтулинской серии Алданского щита, т.е. такой, какой свойствен подавляющей массе фанерозойских эвапоритов (Виноградов и др., 1976).

Обратимся теперь к вопросу о возрасте исходных пород алданского и станового архея. Их верхний возрастной предел – 3,5 млрд. лет тому назад – время, которым датируется региональный метаморфизм гранулитовой фации, преобразовавший породы и станового, и алданского комплексов. Ниже этого геохронологического рубежа можно, по-видимому, судить об относительном возрасте серий метаморфических пород, опираясь на геологические данные и результаты исследования изотопии сульфатной и сульфидной серы. Иными словами, можно судить о том, формировались ли те или иные первично осадочные компоненты архейских толщ до или после накопления исходных отложений федоровской свиты иенгрской серии Алданского щита или серии Фиг-Три системы Свазиленд Южной Африки. Изотопные данные, как мы видели, позволяют пред-

положить, что комплексы станового архея, по всей вероятности, древнее исходных пород федоровской свиты. Изучение изотопии серы выявляет новые возможности интерпретации геологических материалов. Уже сейчас видно, что изотопные данные по сере открывают новые пути корреляции разрезов архейских толщ и выступают, таким образом, в роли своеобразных относительных часов геологического времени.

Подтверждение выводу об относительной древности станового архея сравнительно с алданским можно найти и в результатах исследования ксенолитов, вынесенных интрузиями мезозойских сиенитов и граносиенитов, широко распространенных в пределах Алданского шита. Ар.Н. Угрюмов (1968, 1970), изучивший состав ксенолитов из мезозойских интрузивов Центрально-Алданского, Кет-Капского и Верхнеамгинского районов, обратил внимание на необычный состав их пород. "Количественное соотношение различных типов пород в ксенолитах существенно отлично от соотношений, которые наблюдаются в обнажающихся на поверхности архейских породах. Более того, в ксенолитах встречаются разности (гранатовые амфиболиты), совершенно чуждые архейскому комплексу" (Угрюмов, 1970, стр. 164).

Среди 262 изученных им ксенолитов преобладают плагиоклазовые амфиболиты, количество которых составляет 90% всех ксенолитов. Остальные 10% приходятся на биотитовые гранито-гнейсы, мигматиты биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, кварциты и слюдиты. Ар.Н. Угрюмов отмечает, что амфиболиты представляют собой достаточно редкий компонент разрезов метаморфических серий Алданского кристаллического массива, а гранатовые амфиболиты, количество которых составляет не менее 5% от общего числа ксенолитов, вообще отсутствуют в разрезах алданского архея. Даже если учесть, что в настоящее время известно несколько мест локального распространения гранатовых амфиболитов в толщах алданского архея, следует согласиться с Ар.Н. Угрюмовым в том, что эти породы, так же как и амфиболиты вообще, не характерны для архейских серий Алданского кристаллического массива, вскрытых в современном срезе.

Ар.Н. Угрюмов приходит к выводу, что кристаллический комплекс Алданского шита имеет двухслойное строение. В качестве верхнего слоя, по его мнению, выступают выходящие на поверхность комплексы алданского архея, представленные в различной степени мигматизированными и гранитизированными кристаллическими сланцами и гнейсами, рассмотренные выше, а также гранито-гнейсы и гнейсы, и в качестве нижнего - слой амфиболитов, о составе которого можно судить по ксенолитам из мезозойских интрузивов. Ар.Н. Угрюмов (1968) отмечает, что амфиболитовый слой, возможно, является тем фундаментом, на котором происходило накопление архейских осадков. Состав ксенолитов, исследованных Ар.Н. Угрюмовым, а также результаты изучения шлифов, любезно предоставленных им в наше распоряжение, убеждают в большом сходстве пород из ксенолитов с породами охарактеризованных выше образований первичной земной коры, не отделенных от ее глубоко метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки, т.е. с породами так называемого станового архея. Среди тех и других важное значение имеют амфиболиты, в том числе гранатовые. И те, и другие представляют собой полиметаморфические породы, испытавшие сложные преобразования, в результате которых минеральные ассоциации регионального метаморфизма гранулитовой фации сохраняются лишь в реликтах, сменяясь наложенными парагенезисами высокотемпературных регрессивных изменений.

Так, например, в шлифах ксенолитов, изученных нами совместно с И.И. Вишневым, можно видеть, что в амфиболитах присутствуют реликтовые зерна почти бесцветного клинопироксена, замещаемого бурой роговой обманкой, а специфические симплектитовые сростки светлоокрашенной роговой обманки и плагиоклаза возникли, по всей вероятности, по зернам граната; плагиоклаз состава андезин-лабрадора или лабрадора разъедает бурую роговую обманку и развивается в ней и пироксене по трещинам. В гранатовых амфиболитах также наблюдаются реликты клинопироксена, замещаемого вместе с гранатом роговой обманкой нескольких генераций (бурой, зеленой и сине-зеленой), причем бурая

роговая обманка, в свою очередь, замещается зеленой и сине-зеленой, плагиоклазом (андезин, андезин-лабрадор) и биотитом. В этих породах присутствуют реликтовые зерна рутила, располагающиеся внутри выделений титанита и принадлежавшие, по всем признакам, минеральной ассоциации гранулитовой фации. На высокотемпературный характер регрессивных преобразований указывает широкое развитие в амфиболитах роговой обманки — главного породообразующего минерала этих пород. Наконец, слюдиты представляли собой, судя по микроскопическим реликтовым зернам, существенно пироксеновые породы, испытывавшие актинолитизацию, а затем флогопитизацию.

Мы видим, следовательно, что породы, присутствующие в ксенолитах мезозойских интрузивов, по истории преобразований их минералов и реакционным соотношениям между ними очень похожи на полиметаморфические породы станового архея. Вместе с тем они действительно чужды по составу глубоко метаморфизованным сериям архейской супракрустальной оболочки, выходящим на поверхность в пределах Алданского кристаллического массива, и несомненно подстилают эти серии.

Таким образом, изотопные данные (Виноградов и др., 1975, 1976) и результаты исследований Ар.Н. Угрюмова (1968, 1970) дают дополнительные обоснования для того, чтобы считать комплексы станового архея более древними, чем серии Алданского кристаллического массива, и принадлежащими, может быть частично, к одним из самых древних на Земле горным породам.

Формационные особенности исходных пород серий алданского архея, сложенных преимущественно метаморфизованными базальтоидными вулканогенными образованиями, первично осадочными породами типа граувакк, хемогенных кремнистых и карбонатных отложений, и их залегание на породах меланократового фундамента — эти и другие признаки утверждают нас в выводе, что исходные образования рассматриваемых серий представляют собой архейские аналоги комплексов океанической стадии, испытывавшие продолжительные и сложные процессы метаморфизма и метасоматоза. Региональный метаморфизм гранулитовой фации преобразовал породы всех рассмотренных выше комплексов и, сочетаясь с мощными процессами тектонического скупивания, привел к формированию метаморфического слоя, который в данном случае правильнее именовать протометаморфическим слоем, так как он включает, вместе с метаморфизованными породами меланократового фундамента, метаморфизованные толщи первой осадочно-вулканогенной оболочки.

Уже во время накопления исходных толщ серий алданского архея первичная земная кора, представленная комплексами древнейшего меланократового фундамента, была, по-видимому, дифференцирована. В ее пределах существовали участки относительной стабильности, на которые указывают разрезы иенгрской серии и тимптоно-желтулинского комплекса зоны Сутамского синклинория, насыщенные первично осадочными компонентами, накапливавшимися в условиях относительно спокойного тектонического режима, и участки относительной тектонической подвижности, характеризующиеся существенно вулканогенными разрезами Тимптоно-Учурской (38) и Олёкминской (35) складчатых областей. В пределах участков относительной стабильности тектонического режима накапливались толщи аналогов океанической и переходной стадии нерасчлененные. Возможно, что фундамент архейских супракрустальных серий в участках относительной стабильности составляла существенно аноксигеновая первичная земная кора, а в участках тектонической подвижности — первичная кора, сложенная преимущественно гипербазит-базитовыми породами.

Формирование протометаморфического слоя происходило в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма, причем по режиму давлений, который выяснили А.А. Маракушев (1965) и Л.П. Карсаков (1973; Карсаков и др., 1975), можно выделить алданскую фацию относительно умеренных, сутамскую и чогарскую фации значительных давлений, характеризующиеся специфическими минеральными парагенезисами. С процессами регионального метаморфизма и становлением протометаморфического слоя сочетались, по всей вероятности,

ти, образование тел габбро-плагиогранитной формации, выделяемой А.Р. Энтиным (1971), и зон метасоматитов, изофациальных гранулитовой фации, мощные процессы чарнокитизации, а также формирование архейских ядер гранитизации – первых "островков" гранитно-метаморфического слоя, ставших впоследствии центрами массовой раннепротерозойской гранитизации.

В результате породы первичной земной коры и ее осадочно-вулканогенной оболочки ко времени 3,5–3,0 млрд. лет тому назад сформировали древнейший метаморфический (протометаморфический) слой, ставший субстратом для комплексов следующего этапа развития континентальной коры Алданского щита. Этот субстрат, сложенный складчатыми, глубоко метаморфизованными и лишь отдельными пятнами, "островками", гранитизированными сериями горных пород, по своим физическим свойствам и химическому составу соответствовал "базальтовому" слою. Иными словами, возникшая земная кора была корой океанического типа (Лейтес и др., 1970; Лейтес, Федоровский, 1972, 1977).

Предположение о том, что "базальтовый" слой формировался на ранних этапах геологического развития, высказывали Е.В. Павловский и М.С. Марков (1963; Павловский, 1962). В дальнейшем М.С. Марков (1975, стр. 198, 199) отметил, что "... в ряде случаев "базальтовый" слой имеет сложное строение и формировался неодновременно ... Не исключено, что при дальнейших исследованиях будет установлено многоярусное строение меланократового фундамента". И это действительно так.

Выше мы стремились показать, что комплексы ранних этапов развития земной коры Алданского щита имели свою сложную историю, что в них обнаруживаются свои структурные ярусы – свой меланократовый фундамент, или, как предлагает М.С. Марков (Пейве и др., 1976), "протобазальтовый" слой (первичная земная кора), тектонически неоднородный даже в самом начале накопления древнейших на Земле супракрустальных серий, и, наконец, свои супракрустальные осадочно-вулканогенные серии – аналоги образований океанической и переходной стадий. Все эти комплексы, к рубежу 3,5 млрд. лет назад еще не охваченные массовой региональной гранитизацией, но уже подвергшиеся процессам складчато-покровных дислокаций и тектонического скучивания, мощного регионального метаморфизма и метасоматоза, образовали протометаморфический слой, который по составу и физическим свойствам был вполне идентичен меланократовому фундаменту современных островных дуг, зон перехода от океана к континенту и геосинклиналиных складчатых систем фанерозоя, выделенному и охарактеризованному М.С. Марковым (1975).

Возникновение этого новообразованного протометаморфического "базальтового", или, как его называют Б.Г. Лутц (1975) и некоторые другие исследователи, гранулит-базитового слоя имело важнейшее значение в дальнейшей истории континентальной коры и тектоники Алданского щита. Обширная область развития протометаморфического слоя, возникшего в самом раннем докембрии, в дальнейшей палеотектонической обстановке (после 3,5–3,0 млрд. лет) играла роль относительно поднятия. К югу от нее на меланократовом фундаменте, полностью или частично обнажившемся в ходе процессов тектонического скучивания от своей осадочно-вулканогенной оболочки, перемещенной, как мы предполагаем, на север, продолжали, по-видимому, накапливаться новые существенно базальтоидные осадочно-вулканогенные серии океанического типа. Длительная и сложная эволюция протометаморфического слоя с превращением его самого и его супракрустальной оболочки в гранитно-метаморфический слой и становление, наконец, континентальной земной коры Алданского щита составляют суть событий следующего, позднего, этапа.

#### КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ПОЗДНЕГО ЭТАПА

Комплексы позднего этапа, как правило, сохранили многие признаки исходных образований, выявляемые прямыми геологическими наблюдениями. Эти комплексы дают значительно больше сведений об особенностях структуры и тектоническом режиме времени становления первой континентальной земной коры.

Они включают образования океанической стадии, своеобразные осадочно-вулканогенные серии начальной стадии раскрытия океанических структур, комплексы переходной стадии, состоящие из отложений внутренних прогибов протоконтинента, протоконтинентального шельфа, склона и подножия и островодужных серий, а также различных магматических образований, и, наконец, вулканоплутонические серии и поздние наземные молассы континентальной стадии.

### Комплексы океанической стадии

К образованиям океанической стадии мы относим толщи нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных муйской и усть-гилюйской серий.

Существенно меланократовые толщи муйской серии, занимающие большие площади на севере Байкальской складчатой области (31), представлены преимущественно метаморфизованными вулканогенными породами типа спилитов и кератофинов и подчиненными им обломочными граувакковыми отложениями с прослоями кремнистых яшмовидных сланцев. Л.И. Салоп, выделивший муйскую серию, показал принадлежность слагающих ее пород к эвгеосинклинальным образованиям (Салоп, 1964, 1967). К.А. Клитин и Т.Г. Павлова (1974) высказали предположение об океаническом типе коры основания раннепротерозойской геосинклинали в Байкальской складчатой области. Породы муйской серии тесно ассоциируют с телами гипербазитов, габброидов и амфиболитов. Нередки зоны серпентинитового меланжа. По-видимому, значительная часть тел гипербазитов имеет протрузивную природу. М.П. Лобанов и И.А. Охотников (1976) установили, например, широкое распространение в восточной части площади, занятой муйской серией, серпентинитового и карбонатного меланжа с протрузиями гипербазитов и габбро-амфиболитов. На геологических картах, составленных ранее, эти образования включались в состав муйской серии и ошибочно принимались за осадочные или вулканогенные компоненты ее разреза. Можно предполагать, что в том комплексе, который сейчас называют муйской серией, существенная часть состава при дальнейшем изучении будет определена иначе, чем это принято в настоящее время. Вероятно изменятся и будут значительно уточнены представления о разрезе этого комплекса. Мощность муйской серии достигает нескольких тысяч метров. Ее принадлежность к океанической стадии не вызывает сомнений, равно как не вызывает сомнений и то, что океанические комплексы муйской серии составляют единый латеральный ряд с комплексами переходной стадии дорифейской континентальной коры.

Осадочно-вулканогенная усть-гилюйская серия в виде полосы шириной около 50 км протягивается более чем на 700 км вдоль южного края Алданского щита (49). По данным Ю.П. Рассказова (1968) и В.С. Федоровского, в нижней части серии преобладают существенно амфиболовые меланократовые плаггиогнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты, сменяющиеся в средней части чередующимися биотитовыми и амфиболовыми плаггиогнейсами, а в верхах разреза — вновь амфиболовыми плаггиогнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. В верхней и нижней частях разреза присутствуют пачки и линзы гранатосодержащих гнейсов и кристаллических сланцев. Исходные породы были представлены вулканитами состава базальтоидов в нижней трети разреза, первично обломочными тонкослоистыми отложениями в середине, основными вулканитами и обломочными отложениями в верхах разреза. Общая мощность серии — 5000–6000 м.

Вопрос о времени возникновения континентальной коры в областях развития комплексов раннепротерозойской океанической стадии не всегда решается достаточно уверенно. На севере Байкальской складчатой области значительная часть муйской серии, непосредственно примыкавшая к будущему континенту, в раннем протерозое образовала лишь существенно меланократовый, пронизанный габброидами и ультрабазитами и лишь местами подвергшийся плаггиогранитизации метаморфический слой, вошедший в состав континентальной коры много позже — в раннем палеозое. В то же время другая ее часть, служившая основанием для островодужных комплексов, вместе с последними причленилась

в ходе мощных процессов раннепротерозойского тектонического скучивания, метаморфизма и гранитообразования к континентальной коре, сформировавшейся к началу рифея.

Менее ясен вопрос о возрасте континентальной коры в Уркано-Гиллойской зоне (49), сложенной усть-гиллойской серией. Возможно, что в раннем протерозое в пределах зоны возник только метаморфический слой, на что указывает широкое развитие среди метаморфических пород усть-гиллойской серии диоритов и гранодиоритов-гнейсов при как будто почти полном отсутствии раннепротерозойских гранито-гнейсов нормальной щелочности, во всей южной части Алданского щита выступающих в качестве непосредственных "производителей" континентальной коры. Исходя из этих данных, можно предположить, что Уркано-Гиллойская зона раннедокембрийских океанических образований вместе с площадями, располагавшимися южнее, в которых продолжалось длительное сквозное океаническое развитие, вошла в состав только позднемезозойской континентальной коры Тукурингра-Охотской зоны. Вместе с тем небольшая ширина Уркано-Гиллойской зоны, выступающей в современном срезе, и в какой-то мере недростаточная изученность палингено-метасоматических образований, сопровождавших региональный метаморфизм усть-гиллойской серии, оставляют возможность для ее включения в состав дорифейской континентальной коры. Именно этот вариант отражен на представленной тектонической карте (см. рис. 27), хотя авторы отдают себе отчет в его условности и в том, что пересмотр такого решения вполне вероятен.

#### Комплексы начальной стадии раскрытия океанических структур

Эти комплексы образуют два типа структур: а) узкие шовные рифтогенные прогибы, ориентированные, как правило, перпендикулярно простиранию края протоконтинента; б) относительно широкие и протяженные зоны грабенов, расположенные параллельно окраине протоконтинента и картируемые в основании отложений шельфов и склонов протоконтинента.

В состав осадочно-вулканогенных и железисто-кремнистых серий шовных прогибов, наибольшее число которых известно на западе щита, входят разнообразные зеленые сланцы и амфиболиты, возникшие по основным и средним лавам и туфам, метаморфизованные песчаники, алевролиты и конгломераты, железистые кварциты, а также ассоциирующие с ними послонные и секущие тела гипербазитов и габброидов. Детальное описание структуры прогибов и слагающих их комплексов сделано ранее (Федоровский, Лейтес, 1968). А. Ф. Грачев и В. С. Федоровский (1970) пришли к выводу о формировании этих прогибов в условиях рифтогенеза. К востоку от Чарской складчатой области (34) доля основных вулканогенных пород в разрезах шовных прогибов постепенно уменьшается. В них становится больше средних и кислых вулканитов (Миронюк и др., 1971). Увеличивается и количество первично осадочных компонентов разреза, среди которых заметную роль играют железные руды. Мощностные разрезы в конкретных прогибах изменяются от 2000 до 4000 м.

Строение прогибов сложно. Обычно можно наблюдать узкие интенсивно гофрированные протяженные синклинали, нередко опрокинутые. Крылья складок, как правило, сорваны разломами, плоскости которых имеют крутое или сравнительно пологое (30-40°) падение. В последнем случае комплексы чарского архея надвинуты на серии, слагающие прогибы. Отдельные шовные структуры не обнаруживают признаков синклинального строения. Пласты в них падают моноклинально, а сами структуры представляют собой, вероятно, фрагменты сложных синклинальных складок, сохранившиеся в современном эрозионном срезе.

Расположение прогибов подчинено двум системам тектонических швов - субмеридиональной и субширотной. В прогибах субмеридиональной ориентировки обнаруживаются признаки формирования осадочно-вулканогенных серий в условиях растяжения протометаморфического слоя. Такое же происхождение имеет,



по-видимому, большинство подобных образований в структурах субширотного простиранья, трассирующих южный край Чарско-Алданской складчатой системы. В то же время в пределах субширотных шовных структур не исключена возможность обнаружить метаморфизованные аналоги океанических образований, тектонически перекрытые пластинами протометаморфического слоя.

При всех вариантах происхождения формационный состав осадочно-вулканогенных комплексов шовных структур и их место в общей истории становления континентальной коры позволяют отнести эти комплексы к рифтогенным образованиям, сформировавшимся на утоненном протометаморфическом слое. Об этом свидетельствует своеобразный смешанный состав разрезов рассматриваемого комплекса, названного троговым (Федоровский, Лейтес, 1968). С сериями основных вулканитов в нем сочетаются обломочные отложения, возникшие при разрушении пород протометаморфического слоя, слагавшего борта прогибов, средние и даже кислые вулканогенные образования. Складчатая структура прогибов оформилась в условиях сжатия, когда осадочно-вулканогенные серии были тектонически прослоены телами гипербазитов и габброидов.

Едва ли следует считать обоснованными попытки рассмотреть описанные выше структуры как возникшие на архейском гранито-гнейсовом основании (Салоп, 1973; Глуховский и др., 1976). Последовательность событий в течение раннего этапа показывает, что ко времени заложения рифтогенных шовных структур какой-то предшествовавшей им "гранитной" коры еще не существовало. Именно это важное обстоятельство, уже отмечавшееся ранее (Лейтес и др., 1970), определяет место рифтогенных шовных структур в процессе формирования континентальной коры, их формационную пестроту и особенности металлогении. Ясно также, что их не следует сопоставлять с типичными эвгеосинклинальными структурами, как это стремятся обосновать М.З. Глуховский и его соавторы (1976). Весьма сомнительны и предпринимаемые ими попытки дробной формационной классификации троговых комплексов и, соответственно, самих шовных структур. Структуры эти открыты совсем недавно (Федоровский, Лейтес, 1968) и еще недостаточно изучены. Их классификация представляется делом будущего, но уже сейчас ясно, что это будет не та классификация, которую предлагают М.З. Глуховский и его соавторы.

Второй тип образований начальной стадии раскрытия океанических структур устанавливается на севере Байкальской складчатой области (25-28) и на Байкальском хребте. В составе этих образований, которые в разных частях района выделяются под названием ходоканской и иликтинской свит, преобладают разнообразные метапесчаники, метаконгломераты и филлиты. В них заключены послойные и секущие тела метадиабазов, а на юго-западе района (Байкальский хребет) и метапорфиоров (порфиридов).

Количество послойных и слабо секущих тел метадиабазов иногда столь велико, что ими бывает сложено до 50% видимого разреза. Это особенно характерно для западных и юго-западных частей района (Байкальский хребет, Быстринская структура в Тонодском поднятии). В восточном направлении количество метадиабазов, насыщающих разрез ходоканской свиты, быстро убывает. В этом же направлении изменяется и мощность рассматриваемых толщ. Если на востоке их видимая мощность составляет 300-400 м, то на западе и юго-западе она достигает первых тысяч метров.

Во всех местах, где удастся наблюдать, контакты рассматриваемых образований с глубоко метаморфизованными архейскими комплексами тектонические и обычно выражены мощными зонами катаклаза и бластомилонитизации. В большинстве же случаев из-за интенсивного проявления гранитизации эти контакты не видны; они "залечены" гранитоидами.

Чрезвычайно характерно, что во всех районах своего распространения описываемая толща с видимым согласием перекрыта свитой специфического состава, образованной за счет разрушения и переотложения древнейшей коры выветривания и сложенной кварцитами, кварцевыми конгломератами и высокоглиноземистыми сланцами (пурпольская свита). Эта последняя располагается в

основании разрезов мощных толщ шельфа и склона протоконтинента, в которых метадиабазы либо полностью отсутствуют, либо, если и встречаются, то весьма редко и лишь в самых низах разрезов.

Рассматриваемая толща распространена не повсеместно, а, как показывают результаты геологического картирования, слагает полосы, вытянутые параллельно краю протоконтинента. Можно предполагать, что в различных частях территории кварциты и высокоглиноземистые отложения, возникшие при разрушении и переотложении коры выветривания, накапливались не только на толщах полимиктовых метапесчаников, отмеченных выше, но и непосредственно на архейском основании. Изобилие метадиабазов среди базальных толщ метапсаммитов и резкое сокращение, вплоть до исчезновения, их количества среди перекрывающих кварцитов и высокоглиноземистых сланцев позволяют думать, что подавляющее большинство метадиабазов внедрялось после или в процессе накопления отложений ходоканской и иликтинской свит, но до отложения продуктов разрушения коры выветривания протометаморфического слоя, иными словами, до начала накопления пурпольской свиты.

Таким образом, очевидно, что толща полимиктовых метапсаммитов, насыщенная телами метадиабазов, формировалась в условиях деструкции протометаморфического слоя, происходившей на рубеже раннего и позднего этапов развития дорифейской континентальной коры. Накопление этих отложений происходило, по-видимому, в пределах широких и протяженных структур типа односторонних грабенов, располагавшихся параллельно окраине протоконтинента. Мелкообломочный материал исходных отложений, заполнявших эти структуры, свидетельствует об их малой контрастности, а изобилие метадиабазов указывает на возникновение грабенов в условиях растяжения протометаморфического слоя.

При максимальном развитии рифтогенез должен был бы привести к возникновению новой океанической структуры. Возможно, что так мы и должны (может быть частично) рассматривать обстановку накопления муйской серии. В области протоконтинента, расположенной севернее, до полного раскрытия, по всем признакам, дело не доходило, и рифтогенез привел лишь к утонению протометаморфического слоя, сопровождавшемуся образованием упомянутых выше грабенов и накоплением грабеновых фаций, после чего вновь последовала переходная стадия развития, завершившаяся возникновением континентальной коры.

Мы видим, следовательно, что, хотя в целом геологическое развитие в раннем протерозое шло в направлении созидания континентальной коры, процесс этот не был непрерывным. Он прерывался эпизодами деструкции и, возможно, даже возвращения к океаническому развитию. По-видимому, такой ход развития не был привилегией раннего докембрия. Можно было бы предположить, что рифтогенез в этом смысле принадлежит вообще, если можно так сказать, к переходной стадии со знаком минус. Однако этот напрашивающийся и как будто бы логичный вывод не вполне отражает сущность понятия "переходная стадия". В результате рифтогенеза действительно может возникнуть новая океаническая структура, но она возникает не за счет преобразования коры континентального типа в кору океаническую, т.е. "океанизации", а в результате механического разрушения и растягивания континентальных массивов. Теперь хорошо известно (Пейве, 1969 и др.), что в основании океанических разрезов нет никаких признаков былого существования континентальной коры прошлого. Поэтому охарактеризованные выше структуры и слагающие их комплексы, лишь недавно обнаруженные на Алданском щите, по аналогии с фанерозойскими образованиями такого же типа (Пейве и др., 1976), отнесены к образованиям начальной стадии раскрытия океанических структур.

#### Комплексы переходной стадии

Нижнепротерозойские отложения, накапливавшиеся на протометаморфическом слое и наиболее удаленные от бывшей океанической акватории, лучше всего представлены в Чарской складчатой области, где ими сложен протяженный и широкий Кодаро-Удоканский прогиб (33). Состав и строение толщ нижнепро-

терозойской удоканской серии, тектоника прогиба и его соотношения с подстилающими структурами детально описаны ранее (Салоп, 1964; Лейтес, 1965; Федоровский, 1972; Лейтес, Федоровский, 1972).

Не повторяя этого описания в подробностях, напомним, что вся толща в целом представляет собой, по нашим данным, древнюю меденосную пестроцветную формацию относительно слабо метаморфизованных песчаников, алевролитов и подчиненных им филлитов, конгломератов и карбонатных пород. Самая нижняя часть разреза сложена различными слюдистыми сланцами и метапесчаниками с единичными прослоями мраморов, выше которых располагаются метапесчаники и конгломераты, отличающиеся мономиктовым кварцевым составом обломочного материала, а также сланцы повышенной глиноземистости, что свидетельствует о существовании древнейшей (доудоканской) коры выветривания, за счет разрушения и перетложения которой образовались самые нижние компоненты разреза удоканской серии. Выше находятся различные метаморфизованные олигомиктовые песчаники и алевролиты, состав обломочного материала которых убеждает в их формировании при размыве окружающих пород протометаморфического слоя. В верхней части разреза после хорошо выдержанной толщи карбонатных пород мощностью в 100–150 м в составе отложений появляется совсем иной обломочный компонент. Песчаники и пуддинги становятся полимиктовыми, причем в составе обломочного материала большое значение приобретают разнообразные кислые вулканиты, яшмокварциты и граниты, обломки которых полностью отсутствуют в породах нижних частей разреза (Лаврович, 1970). Разрез завершается толщей тонко переслаивающихся филлитов и метаморфизованных алевролитов. Общая мощность серии в пределах прогиба превышает 10 000 м.

Кодаро–Удоканский прогиб принадлежит к длительно развивавшимся прогибам конседиментационного типа. В его структуре простые брахиформные складки сочетаются со складками сложного строения. Возникновение сложных складок контролируется зонами погребенных под толщами удоканской серии шовных структур, участками широкого развития гранито–гнейсовых куполов, распространенных в ложе прогиба и выступающих по его периферии, а также областью контакта с интрузивной пластиной гигантского Кодаро–Кеменского гранитного лополита.

Отложения, разновозрастные удоканской серии и представленные такими же типами слабо метаморфизованных осадочных пород, были распространены в прошлом далеко за пределами Кодаро–Удоканского прогиба. Отдельные поля их выходов на территории Алданского щита прослежены на восток почти до Охотского моря. Аналоги удоканской серии, наблюдаемые в восточных районах, характеризуются резко сокращенными мощностями, а по возрасту соответствуют толщам верхов разреза серии.

Ключевое значение для расшифровки структуры западной половины щита имеют результаты, полученные при изучении докембрийских толщ Патомского нагорья С.П. Корижовским и В.С. Федоровским. Согласно общепринятым схемам стратиграфии (Салоп, 1964 и др.), на севере Байкальской складчатой области выделяют комплексы нижнего, среднего и верхнего протерозоя, представленные метаморфическими толщами, неметаморфизованными отложениями и разнообразными магматическими образованиями. Считается, что почти вся эта территория сложена верхнепротерозойской патомской и среднепротерозойской тепторгинской сериями. Новые данные позволяют утверждать, что к верхнему протерозою (рифео) могут быть отнесены только толщи неметаморфизованных отложений, распространенные вдоль западной и северной окраин области в Прибайкальской и Приленской зонах. Остальная, большая часть севера Байкальской складчатой области (25–30) сложена толщами метаморфизованных нижнепротерозойских осадочных серий и телами магматических, преимущественно раннепротерозойских пород, а также поламметаморфическими архейскими кристаллическими сланцами и чарьокитами, выступающими в ядрах поднятий (26, 28). Фактический материал, обосновывающий необходимость пересмотра традиционной стратиграфии докембрия Патомского нагорья, опубли-

кован пока лишь частично (Кориковский, Федоровский, 1970, 1977; Кориковский и др., 1974).

Не привлекая все детально обоснованные аргументы, укажем, что существуют следующие данные: 1) раннепротерозойские гранитоиды с возрастом 1,9 млрд. лет, петрологически идентичные гранитоидам, прорывающим удоканскую серию и воздействующим на ее породы, прорывают толщи, считавшиеся прежде среднепротерозойскими; 2) конгломераты, присутствующие в разрезах "патомской" серии внутренних районов Патомского нагорья (29), резко отличаются от действительно верхнепротерозойских конгломератов более северной внешней (Приленской) зоны составом валунов и галек; в них присутствуют только архейские, а не раннепротерозойские, гранитоиды, как это считалось прежде; 3) установлено отчетливое метаморфическое и стратиграфическое несогласие между верхне- и нижнепротерозойскими отложениями: верхнепротерозойские (рифейские) толщи не затронуты метаморфизмом, а их базальные горизонты везде перекрывают метаморфические толщи нижнего протерозоя с угловым и стратиграфическим несогласием и пересекают зоны метаморфизма почти под прямым углом; 4) обоснован архейский возраст полиметаморфических образований, подстилающих нижнепротерозойские метаморфические толщи, считавшиеся ранее средне- или верхнепротерозойскими.

Целесообразно хотя бы вкратце остановиться на этих данных. Нигде в пределах Патомского нагорья не подтвердилось предполагавшееся ранее и показанное на многих картах несогласное налегание метаморфизованных "верхнепротерозойских" толщ на средне- или нижнепротерозойские, а "среднепротерозойских" - на нижнепротерозойские. Соотношения между толщами, считавшимися прежде разновозрастными, повсюду здесь оказались согласными, с постепенными переходами на границах свит. Все эти толщи являются частями единого разреза, лишенного каких бы то ни было стратиграфических несогласий и перерывов. Только в Приленской зоне, на периферии Патомского нагорья, распространены действительно верхнепротерозойские (рифейские) отложения, отделенные от нижнепротерозойских резким перерывом. В зонах поднятий (26, 27, 28) перерыв выражен несогласным залеганием базальных конгломератов рифея, а во всех остальных районах, в том числе и на поднятиях, - непрерывно прослеженным метаморфическим несогласием, разделяющим рифейские и нижнепротерозойские толщи (Кориковский, Федоровский, 1977).

В цитируемой работе показано, что в северной части Лонгдорского поднятия (рис. 31) базальный горизонт рифея, представленный конгломератами и песчаниками, срезает все свиты нижнепротерозойского комплекса, что убеждает в существовании крупного стратиграфического несогласия. В составе галек конгломератов присутствует большинство пород подстилающего комплекса и прорывающих его гранитов. Слабая окатанность галек и прямая зависимость их состава от состава подстилающих пород свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь значительной транспортировки от места размыва. Степень регенерации обломочных зерен рифейских песчаников очень слабая. Породы не несут никаких признаков метаморфизма.

В отличие от рифейских, подстилающие их нижнепротерозойские псаммиты глубоко перекристаллизованы и содержат лишь реликты кластогенных минералов. Они участвуют в метаморфической зональности - от биотитовой до гранатовой субфации. Метаморфизм, степень которого возрастает с востока на запад, имеет региональный характер и совершенно не связан с гранитами, разбитыми в районе. Как видно из карты (см. рис. 31), изограды метаморфизма имеют субмеридиональное простирание. Они под прямым углом срезаются базальным горизонтом рифейского комплекса. Эти данные вместе с фактом присутствия метаморфических пород в гальке рифейских конгломератов, несогласно перекрывающих метаморфические породы, прямо свидетельствуют о том, что региональный метаморфизм происходил в дорифейское время.

Граница между двумя разновозрастными комплексами прослеживается от Лонгдорского поднятия далее на север, в сторону Тонодского поднятия (рис. 32).

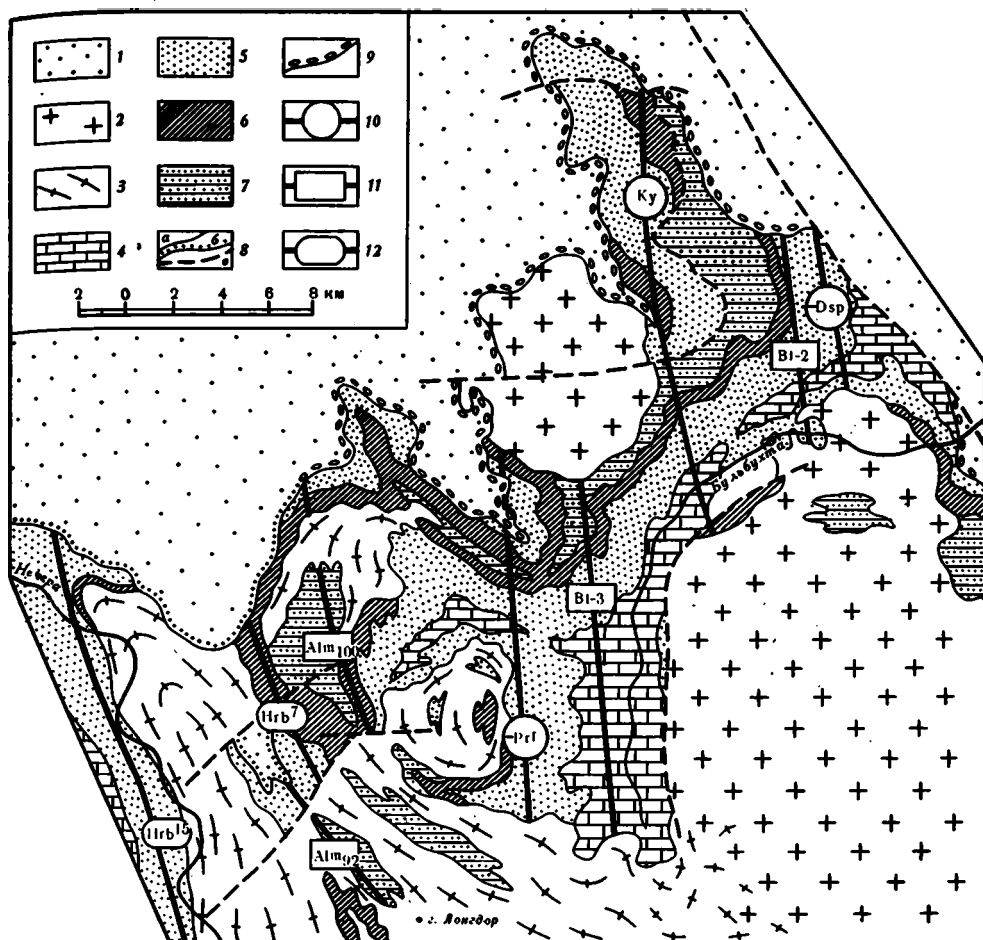


Рис. 31. Схематизированная геологическая карта северной части Лонгдорского поднятия с данными по метаморфизму (Кориковский, Федоровский, 1977)

1 - неметаморфизованные отложения рифея; 2, 3 - раннепротерозойские гранитоиды: 2 - массивные, 3 - гнейсовидные; 4-7 - метаморфические толщи нижнего протерозоя: 4 - кальцит-доломитовые мраморы (бульбухтинская свита), 5 - полимиктовые метапесчаники с горизонтами высокожелезистых сланцев и амфиболитов, пуддингов в основании, углистые карбонатные филлиты (медвежевская, хайвергинская и бугарихтинская свиты нерасчлененные), 6 - высокоглиноземистые сланцы и кварциты (пурпольская свита), 7 - бедные CaO метапесчаники и метаалевролиты (ходоканская свита); 8 - линии контактов: а - нормальных стратиграфических и интрузивных, б - стратиграфических с несогласным залеганием рифейских отложений, в - тектонических; 9 - конгломераты базального горизонта рифея; 10-12 - изограды метаморфизма (обозначены символами минералов): 10 - по высокоглиноземистым породам, 11 - по метапесчаникам и метаалевролитам, 12 - по амфиболитам

Положение карты см. на рис. 32

На участке, расположенном между поднятиями, грубообломочные породы в составе рифейского комплекса отсутствуют. Они фашиально замещаются песчаниками. Нижнепротерозойский комплекс здесь представлен средними частями своего разреза, отличающимися преобладанием полимиктовых песчаников и алевролитов при подчиненном значении мраморов. Литологическое и формационное сходство разновозрастных комплексов чрезвычайно затрудняет отделение их друг от друга с помощью обычных приемов полевых исследований. Это обстоя-

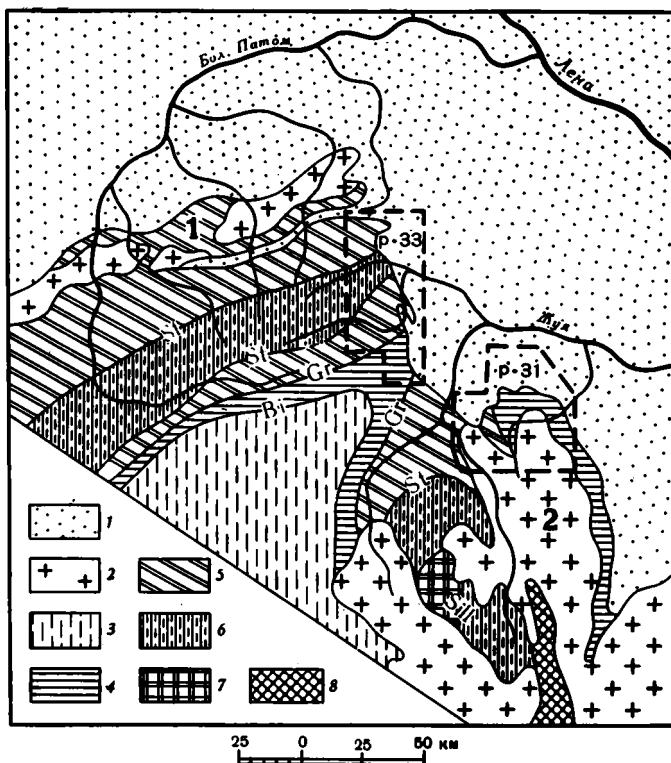


Рис. 32. Схема распространения основных докембрийских комплексов Патомского нагорья и особенностей их метаморфизма (Кориковский, Федоровский, 1977)

1 - неметаморфизованные терригенные и карбонатные отложения рифея и нижнего палеозоя; 2 - раннепротерозойские гранитоиды; 3-7 - нижнепротерозойские обломочные и карбонатные отложения, метаморфизованные в условиях: 3 - добиотитовой зоны, 4 - биотитовой зоны, 5 - гранатовой зоны, 6 - ставролит-кианитовой зоны, 7 - силлиманитовой зоны (изограды метаморфизма обозначены символами минералов); 8 - архейские полиметаморфические образования (гранулитовая фация с участками наложенной амфиболитовой фации). Цифрами обозначены: 1 - Тонодское поднятия, 2 - Лонгдорское поднятие. Показаны контуры карт, изображенных на рис. 31 и 33

тельство усугубляется и тем, что для обоих комплексов характерны близкие простирания складчатых структур, а их несогласные соотношения выявляются только при изучении достаточно крупной территории. Решающее значение для выяснения истинных соотношений имеет в этих условиях изучение особенностей метаморфизма. Оказывается, что в зоне непосредственного контакта рифейских и нижнепротерозойских толщ разрыв между ними в степени метаморфизма еще более резкий, чем на Лонгдорском поднятии. Удалось выяснить (Кориковский, Федоровский, 1977), что изограды раннепротерозойского метаморфизма, степень которого отвечает биотитовой, гранатовой и ставролитовой зонам, простираются на северо-восток и в бассейне р. Хомолхо почти под прямым углом срезаются закартированный здесь линией нормального стратиграфического контакта базального горизонта рифея (рис. 33).

Рифейские породы, в отличие от нижнепротерозойских, вдоль всей зоны контакта совсем не метаморфизованы. Рифейские песчаники, кроме кварца и плагиоклаза, зерна которых имеют угловатую форму и слабо регенерированы, содержат неориентированные кластогенные пластинки мусковита и биотита. Дифрактометрия биотитов обнаруживает однозначный критерий их кластогенного

происхождения, заключающийся в сильной степени вермикулитизации. В отдельных случаях дифрактограммы показали присутствие типичных гидробиотитов. Все это указывает на процесс гидрослюдистого перерождения обломочных биотитов в результате переотложения и эпигенеза. Между тем метаморфические биотиты из подстилающих пород нижнего протерозоя во всех без исключения случаях не содержат смешаннослоистых фаз и представляют собой нормальные биотиты. Факт частичной сохранности обломочных пластинок мусковита и биотита, а изредка - зерен граната и клинопироксена в рифейских породах указывает на раннеэпигенетический характер их переработки и полное отсутствие даже начальных проявлений метаморфизма. Известно (Коссовская, Шутов, 1963), что полное разложение высокотемпературных фаз происходит в стадию глубинного эпигенеза. Рифейские породы Патомского нагорья не достигли даже этой стадии изменения.

Еще далее на север и северо-запад, в районе Тонодского поднятия, метаморфическое несогласие, как и на Лонгдорском поднятии, совпадает с подошвой базальных конгломератов рифея. То же наблюдается и на Чуйском поднятии, расположенном на юго-западном фланге Байкало-Патомской складчатой дуги.

Выявленное метаморфическое несогласие свидетельствует о существовании в Патомском нагорье двух разновозрастных первично осадочных комплексов. Верхний из них, составляющий единый разрез с отложениями кембрийской системы, по единодушному мнению изучавших его геологов, является рифейским. Нижний, как уже упоминалось выше, подразделялся ранее на толщи верхнего, среднего и нижнего протерозоя. Отсутствие в этом комплексе каких-либо несогласий и одинаковый метаморфизм его пород, как показали исследования С.П. Кориковского и В.С. Федоровского, не оставляет возможности для выделения отложений верхнего протерозоя (рифея) во внутренних районах Патомского нагорья. Что касается толщ среднего протерозоя (тепторгинская серия), то и их возраст должен быть пересмотрен в свете новых данных. В противоположность прежним представлениям (Салоп, 1964 и др.), ни в одном из районов распространения тепторгинской серии, а обследованы все такие районы и участки, не наблюдается предполагавшееся ранее ее залегание с угловым несогласием на толщах метаморфических пород нижнего протерозоя. Вместе с тем установлено, что и толщи нижнего протерозоя, и толщи, считавшиеся среднепротерозойскими, всегда метаморфизованы в одной и той же температурной субфации в ходе единственного (одноактного) процесса метаморфизма. Установлено также, что "среднепротерозойские" толщи не залегают, как это считалось прежде, с размывом и корой выветривания в основании на раннепротерозойских гранитоидах, а прорваны этими гранитоидами, возраст которых равен  $1,9 \pm 0,1$  млрд. лет. Изложенное позволяет считать тепторгинскую серию нижнепротерозойской (Кориковский, Федоровский, 1970; Кориковский и др., 1974). В перечисленных публикациях подробно рассмотрена проблема контактов раннепротерозойских гранитоидов с вмещающими образованиями. Укажем здесь только, что внедрение гранитов происходило на фоне уже сформировавшегося зонального ореола в стадию максимума регионального метаморфизма.

Возникновение метаморфической зональности определялось исключительно особенностями догранитного теплового потока. Массивы гранитоидов резко несогласны изоградам метаморфизма и пересекают их. Так, в Лонгдорском поднятии (см. рис. 31) Бульбухтинский массив гранитов пересекает пиррофиллит-хлоритоидную, кианит-хлоритоидную, альмандин-хлорит-хлоритоидную, ставролит-хлорит-мусковитовую и кианит-биотит-мусковит-ставролитовую зоны (Кориковский и др., 1974; Кориковский, Федоровский, 1977). Вместе с тем налажения контактового термального метаморфизма на региональный не наблюдается, хотя ярко проявлено метасоматическое воздействие гранитов на вмещающие породы. Оно проявилось в условиях, отвечающих температурам уже сформированных здесь зон регионального метаморфизма, что и свидетельствует о внедрении гранитов в стадию максимума метаморфизма. Так, в пиррофиллит-хлоритоидной зоне в экзоконтакте гранитов пиррофиллит и хлоритоид полностью

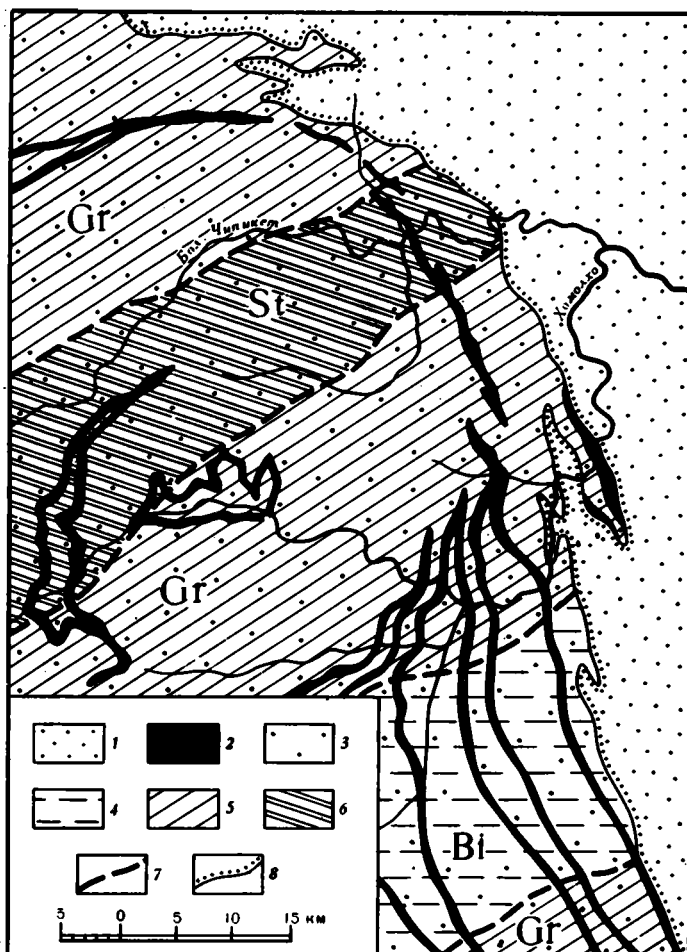


Рис. 33. Карта зон метаморфизма района между Тонодским и Лонгдорским поднятиями (бассейн р. Хомолхо) (Кориковский, Федоровский, 1977)

1 - неметаморфизованные отложения рифея; 2, 3 - метаморфизованные отложения нижнего протерозоя: 2 - мраморы бодайбокканской свиты, 3 - первично терригенные и карбонатные породы остальной части разреза; 4-6 - зоны метаморфизма: 4 - биотитовая, 5 - гранатовая, 6 - ставролитовая; 7 - границы метаморфических зон (зоны обозначены символами минералов); 8 - линия метаморфического и стратиграфического несогласия между рифейскими и нижнепротерозойскими толщами

замещены серицитом и хлоритом; в альмандин-хлорит-хлоритоидной зоне хлоритоид и частично хлорит замещены мусковит-фенгитом; в ставролит-хлоритоидной зоне (в Чуйском поднятии) ставролит, хлоритоид, а затем и гранат замещены мусковит-фенгитом; в ставролит-хлорит-мусковитовой и кианит-биотит-мусковит-ставролитовой зонах (Лонгдорское поднятие) кианит, мусковит и ставролит замещены биотитом, а завершается процесс частичным замещением граната плагиоклазом и биотитом (Кориковский и др., 1974). Таким образом, околоконтактные преобразования выражены в чисто метасоматическом замещении минералов, характерных для каждой зоны, и не обнаруживают признаков повышения температуры против тех ее значений, которые установились в пределах зонального метаморфического ореола. Для самих гранитов характерны низкотемпературные аутометасоматические изменения: хлоритизация, альбитизация, вторичная биотитизация, окварцевание и анкеритизация. Метасоматические процессы сопровождаются бластомилонитизацией, а само их прояв-



ление не связано с какими-либо зонами разломов, а равномерно распределено по всей площади гранитных массивов, подтверждая высокую начальную водонасыщенность гранитов. Избыток летучих является, следовательно, причиной сильного понижения температуры кристаллизации расплавов и интенсивной автотомасоматической переработки гранитоидов.

Всё гранитоиды Лонгдорского и Тонодского поднятий относятся к одному петрологическому типу и принадлежат к кислотофильным двуслюдяным гранитоидам низкой щелочности, богатым летучими и склонным к мощному развитию постмагматических процессов в широком интервале падающих температур. Это объединяет их в одну формацию с раннепротерозойскими синметаморфическими гранитоидами древнестанового, куандинского и ничатского комплексов соседних районов (Кориковский и др., 1974), на чем мы еще остановимся ниже при характеристике гранитоидов переходной стадии. Отметим, наконец, что характер метасоматических изменений в связи с рассмотренными гранитами одинаков во всех вмещающих породах, считавшихся прежде нижне-, средне- и верхнепротерозойскими. Таким образом, ясно, что крупные массивы раннепротерозойских гранитоидов, идентичных прорывающим троговый комплекс и удоканскую серию, и в Патомском нагорье окружены широкими контактными ореолами, а само контактное метасоматическое воздействие отвечает температурам проявленной здесь ступени регионального метаморфизма при отсутствии признаков чисто термальных превращений. Именно в связи с этим приконтактные изменения вокруг гранитов Патомского нагорья до последнего времени не замечались и не исследовались.

Новые материалы свидетельствуют о нижнепротерозойском возрасте толщ, вмещающих граниты. Этот вывод подтверждается и результатами специального изучения конгломератов Патомского нагорья. Конгломераты давно известны в составе докембрийских толщ этого региона и обнаружены практически по всей его территории. Характерная особенность конгломератов — присутствие в составе галек "раннепротерозойских гранитоидов" — казалась надежным критерием их верхнепротерозойского возраста. Однако и этот вывод следует считать ошибочным. Детальное изучение галек гранитоидов из конгломератов и их сравнение с разновозрастными гранитоидами региона позволяет утверждать (данные С.П. Кориковского и В.С. Федоровского), что существуют конгломераты двух типов (рис. 34).

Конгломераты первого типа располагаются в основании разрезов рифейских отложений. В составе их галек присутствуют метаморфические породы подстилающего нижнепротерозойского комплекса и гранитоиды, прорывающие этот комплекс. По петрологическим особенностям гранитоиды из галек конгломератов этого типа идентичны раннепротерозойским гранитоидам, распространенным в пределах Чуйского, Тонодского и Лонгдорского поднятий. Во многих участках — и это давно известно — рифейские конгломераты налегают на размытую поверхность массивов указанных гранитоидов и содержат их слабо окатанные обломки. Конгломераты этого типа не метаморфизованы и распространены только на внешней стороне поднятий, образующих в плане гигантскую дугу. Во внутренней части дуги, где все докембрийские породы подверглись региональному метаморфизму, конгломераты совсем иные. Хотя они так же, как и рифейские, полимиктовые и содержат гальки гранитоидов, оказалось, что, во-первых, горизонты конгломератов участвуют в строении других разрезов, несопоставимых с разрезами, подстилаемыми конгломератами рифея; во-вторых, гранитоиды из галек метаморфизованных конгломератов по своим петрологическим и геохимическим особенностям не имеют ничего общего ни с раннепротерозойскими гранитоидами, выступающими в зонах поднятий, ни с гранитами из гальки рифейских конгломератов, располагающимися в непосредственной близости. Гранитоиды из галек метаморфизованных конгломератов, как выяснилось, совершенно подобны архейским чарнокитам и плагиогранитам, распространенным непосредственно восточнее Патомского нагорья, в хр. Кодар, и обнаруженным в последние годы в ядрах Лонгдорского и Чуйского поднятий. Рис. 35–37 и табл. 4, составленные С.П. Кориковским и В.С. Федоровским

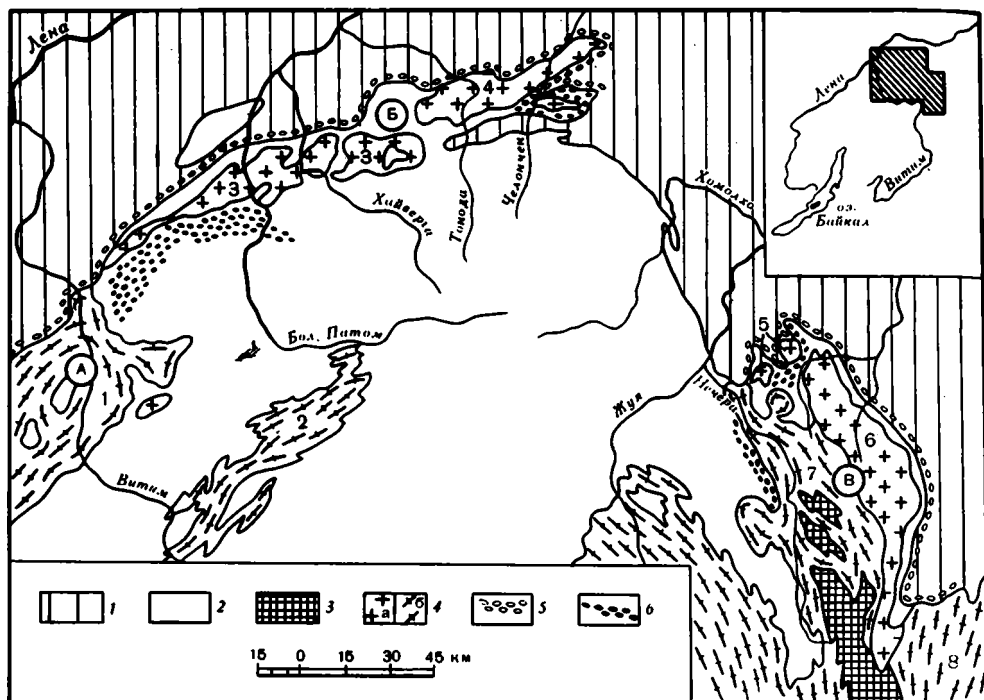


Рис. 34. Схема расположения грубообломочных толщ нижнего протерозоя и рифея, а также массивов раннепротерозойских гранитоидов на севере Патомского нагорья (данные С.П. Кориковского и В.С. Федоровского)

1 - отложения рифея; 2 - метаморфизованные толщи нижнего протерозоя; 3 - архейские полиметаморфические породы, чарнокиты и плагиограниты; 4 - раннепротерозойские гранитоиды: а - массивные, б - гнейсовидные; 5 - рифейские конгломераты (баллаганакская свита); 6 - нижнепротерозойские конгломераты (медвежевская и бугарихтинская свиты)

Поднятия (буквы на схеме): А - Чуйское, В - Тонодское, В - Лонгдорское (Нечерское); массивы (цифры на схеме): 1 - Быстринский, 2 - Чумаркойский, 3 - Кевактинский, 4 - Амандрахский, 5 - Окаевский, 6 - Бульбухтинский, 7 - Лонгдорский. 8 - Ничатский. На врезке - схема расположения района

по данным химических анализов, иллюстрируют изложенное выше и не требуют дополнительных пояснений.

Пересмотр сложившихся прежде представлений о возрасте метаморфических толщ Патомского нагорья привел к необходимости рассмотреть проблему возраста подстилающих их метаморфических образований. Согласно широко распространенным взглядам (Салоп, 1964 и др.), все они объединяются в составе так называемой чуйской толщи, возраст которой считается нижнепротерозойским. Без особых доказательств чуйскую толщу коррелируют с удоканской серией.

Для подобных сопоставлений нет никаких оснований. Чуйская толща по составу слагающих ее пород не обнаруживает даже отдаленного сходства с удоканской серией, а о корреляции разрезов говорить вообще не приходится, так как нормальный разрез чуйской толщи до сих пор не изучен, тогда как разрез удоканской серии установлен достаточно детально (Салоп, 1964; Федоровский, 1972). Среди полей распространения чуйской толщи удается обнаружить породы, идентичные архейским полиметаморфическим образованиям, подстилающим удоканскую серию.

Ю.М. Соколов (1967) привел характеристику подобных образований из центральной части Чуйского поднятия, где они находятся среди обширных по-

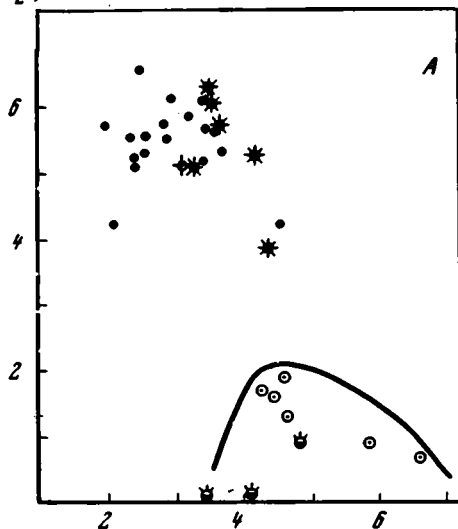
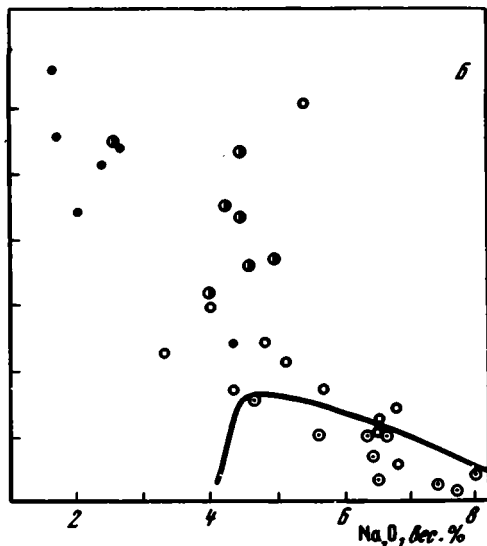
лей мигматитов и гранито-гнейсов. Среди них отмечены гранат-биотитовые, биотитовые, кордиерит-силлиманит-гиперстен-гранат-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы. Эти полиметаморфические породы претерпели метаморфизм гранулитовой фации и повторную переработку в связи с более поздними гранитизацией и метаморфизмом.

С.П. Кориковский и В.С. Федоровский в 1969-1970 гг. обнаружили, что значительные площади центральных и южных частей Лонгдорского поднятия заняты не только биотитовыми гнейсами, включавшимися в состав чуйской толщи, но и кристаллическими сланцами гранулитовой фации, и чарнокитами. Крупные провесы кровли раннепротерозойских гранитов в междуречье Богаюкты и Нечеры, на юге Лонгдорского поднятия, сложены полиметаморфическими породами, в том числе гиперстенсодержащими, и чарнокитами. И здесь на прежних геологических картах показаны выходы нижнепротерозойской чуйской толщи или нерасчлененной удоканской серии. Между тем полиметаморфические образования, первоначально метаморфизованные в гранулитовой фации, нигде в составе удоканской серии не наблюдаются. Такие породы вообще неизвестны в толщах протерозоя Восточной Сибири. Вместе с тем точно такие же полиметаморфические гнейсы представляют собой характерный компонент находящейся в непосредственной близости чарской серии, а чарнокиты не отличимы от архейских чарнокитов Олёкмо-Витимской горной страны.

Таким образом, можно заключить, что архейские полиметаморфические образования не только составляют значительную часть "чуйской" толщи, но и слагают фундамент, на котором покоятся как нижнепротерозойские толщи удоканской серии, так и метаморфические толщи Патомского нагорья.

Кроме кратко рассмотренных здесь материалов, существует много других геологических данных, обосновывающих необходимость ревизии прежних представлений о возрасте метаморфических толщ Патомского нагорья. Единственным весомым аргументом, противоречащим новым данным, являются результаты изучения строматолитов, онколитов и катаграфий, содержащихся в карбонатных горизонтах разрезов метаморфических толщ нагорья. Согласно результатам исследования этих ископаемых остатков, вмещающие их отложения должны иметь рифейский возраст. Новые геологические материалы, как было только что показано, настолько противоречат такому заключению, что заставляют усомниться в применимости биостратиграфических определений для обоснования возраста отложений нижнего протерозоя. По-видимому, уместно напомнить, что и в удоканской серии в свое время различные авторы неоднократно определяли рифейские строматолиты и микрофоссилии, однако теперь едва ли кто-нибудь сомневается в раннепротерозойском возрасте ее отложений. Имеющиеся биостратиграфические данные сами по себе также достаточно противоречивы. Так, по микрофитолитам, например, возраст карбонатных свит средней части метаморфизованного разреза отложений Патомского нагорья определяется как низы среднего рифея, в то время как микрофитофоссилии, содержащиеся в этих же толщах, указывают, по мнению Б.Ф. Тимофеева и его соавторов (1976), вероятнее всего, на среднепротерозойский возраст отложений. Знаменательно, однако, то, что последние данные по изучению микрофоссилий привели исследователей к выводу об одинаковом возрасте удоканской серии и части разреза метаморфической толщи Патомского нагорья (Тимофеев и др., 1976). Такой вывод представляется более согласованным с новыми геологическими материалами, чем результаты изучения микрофитолитов и строматолитов.

Подводя итог всему изложенному о возрасте метаморфических толщ Патомского нагорья, мы приходим к неизбежному выводу о том, что, обсуждая вопрос о возрасте этих толщ, необходимо прежде всего базироваться на геологических данных. А они свидетельствуют о том, что эти толщи, как и удоканская серия, залегают с размывом и несогласием на полиметаморфических образованиях архея и содержат обломки архейских пород в гальке конгломератов; что они, как и удоканская серия, с несогласием перекрыты неметаморфизованными действительно рифейскими толщами, а обломки их пород содержатся в гальке рифейских конгломератов; что эти толщи, как и удоканская серия, ме-

$K_2O, \text{вес.} \%$  $K_2O, \text{вес.} \%$ 

\* 1 • 2 † 3 • 4 ○ 5 ○ 6 \* 7

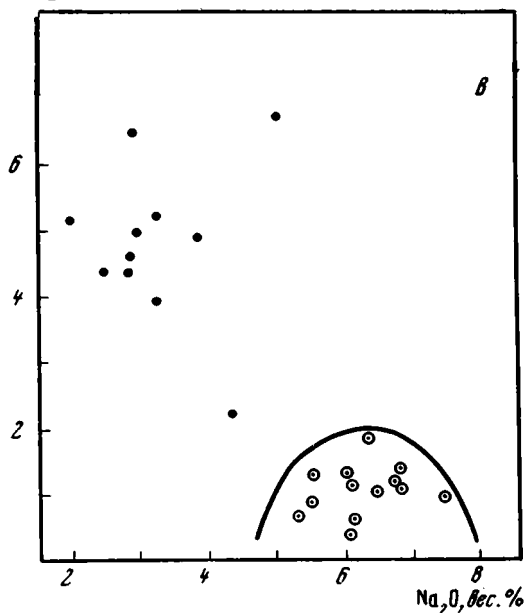
 $K_2O, \text{вес.} \%$ 

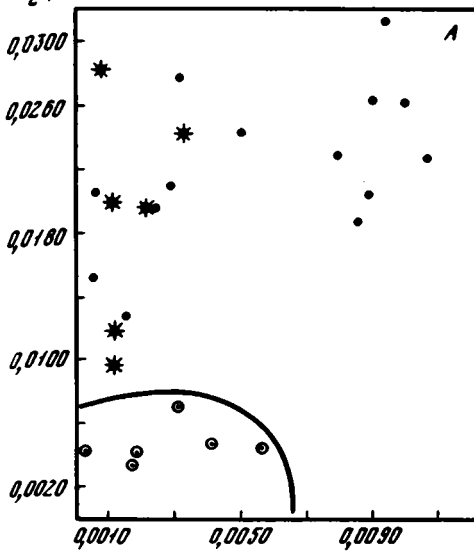
Рис. 35. Содержания калия и натрия в гранитоидах различных массивов Патомского нагорья и в галечках гранитов из конгломератов Лонгдорского поднятия (А), северо-восточной (Б) и юго-западной (В) частей Тонодского поднятия

1-5 - гранитоиды различных массивов: 1 - архейские плагиограниты района оз. Ничатка, 2-5 - раннепротерозойские гранитоиды [ 2 - Лонгдорского, Бульбухтинского, Окаевского и Кевактинского массивов; 3 - Ничатского массива (среднее из 78 анализов); 4 - Амандрахского массива; 5 - эндоконтактовых фаций Амандрахского массива и жильных интрузий ]; 6, 7 - гранитоиды из галек конгломератов: 6 - нижнепротерозойских медвежьей и бугарихтинской свит, 7 - рифейской баллаганахской свиты

таморфизованы в условиях зонального метаморфизма; что эти толщи, наконец, прорваны гранитами с возрастом 1,9 млрд. лет, петрологически и геохимически идентичными гранитам, прорывающим удоканскую серию и имеющим такой же возраст. Все сказанное выше убеждает в раннепротерозойском возрасте первично осадочных метаморфических толщ Патомского нагорья.

Перечисленные новые данные помогают понять принципиальное сходство формационных рядов исходных отложений метаморфических толщ Патомского нагорья и парастратотипа нижнего протерозоя - удоканской серии, располагающихся на одном стратиграфическом уровне. Этот вывод имеет важнейшее значение для палеотектонических реконструкций, так как дает возможность выяснить пространственное положение и генетическую природу разрезов удоканско-

Rb<sub>2</sub>O, вес. %



Rb<sub>2</sub>O, вес. %

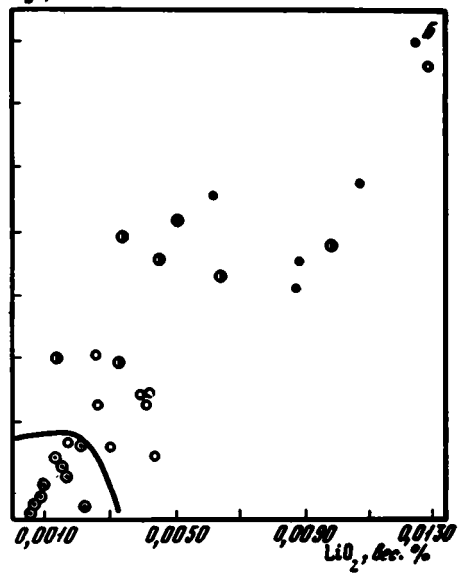


Рис. 36. Содержания рубидия и лития в гранитоидах различных массивов и в гальках гранитов из конгломератов Патомского нагорья

Усл. обозн. см. на рис. 35

Rb<sub>2</sub>O, вес. %

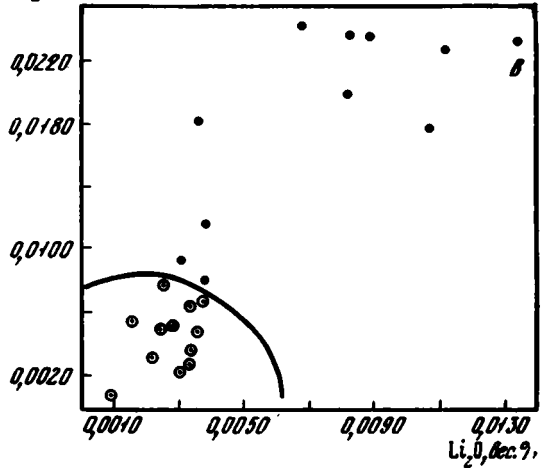


Рис. 37. Содержания фосфора и титана в гранитоидах различных массивов и в гальках гранитов из конгломератов Патомского нагорья

Усл. обозн. см. на рис. 35

P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, вес. %

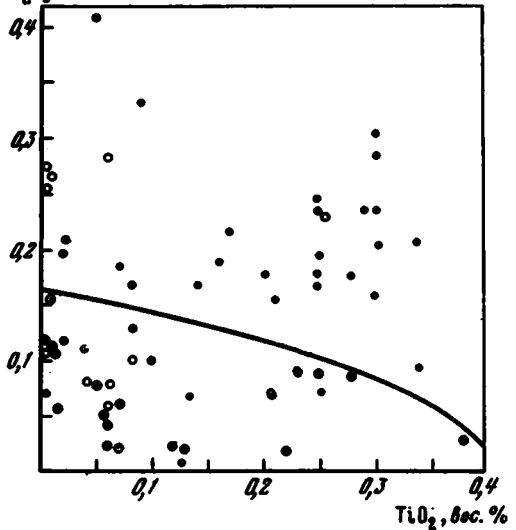


Таблица 4

Средние химические составы (в %) раннепротерозойских гранитоидов Тонод конгломератов внутренних районов Патомского нагорья

Окислы	Гранитоидные массивы или комплексы					
	Лонгдорский	Бульбухтинский	Ожаевский	Ничатский	Кевак-тинский	
					район рек Ке-вакты и Хай-верги	
9*	5	3	78	11		
SiO <sub>2</sub>	73,39	73,53	73,10	73,27	73,68	
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,18	0,20	0,22	0,19	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,16	12,95	12,84	13,99	12,14	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,17	1,31	1,83	0,56	1,76	
FeO	1,29	0,61	1,23	1,83	1,28	
MnO	0,02	0,01	0,02	0,05	0,04	
MgO	0,40	0,44	0,38	0,56	0,39	
CaO	1,08	0,88	0,89	1,39	0,89	
Na <sub>2</sub> O	2,60	3,35	2,53	3,06	2,27	
K <sub>2</sub> O	5,43	5,80	5,52	5,04	4,98	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,21	0,03	0,20	-	0,08	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,71	0,52	0,88	-	0,63	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,11	0,21	-	0,15	
CO <sub>2</sub>	0,22	0,47	0,29	-	0,28	
Сумма	100,13	100,19	100,12	99,97	99,76	
Fe/(Fe+Mg), %	76,2	68,6	81,6	69,0	80,0	
Na + K/Al	0,77	0,92	0,78	0,75	0,75	

\* Количество анализов.

го и патомского типов в едином латеральном ряду структур и формаций (рис. 38, см. вкладку), возникших на протометаморфическом складчатом основании в условиях внутреннего протоконтинентального прогиба (удоканские разрезы), протоконтинентального шельфа, склона и подножия (патомские разрезы).

По особенностям формационного состава нижнепротерозойских патомских разрезов выделяются две зоны различных условий седиментации. Разрезы северной зоны, отвечающей области шельфа и тыловой части протоконтинентального склона, характеризуются тем, что в их нижних частях на пачке метаморфизованных песчаников и алевролитов с многочисленными телами метадиабазов и амфиболитов (грабеновая фация) залегает толща высокоглиноземистых хлоритоидных сланцев, кварцитов и кварцевых конгломератов, накопление исходных осадков которой было связано с разрушением и переротложением древней коры выветривания. Выше следует толща метаморфизованных олигомиктовых песчаников и алевролитов, в которой близ зон поднятий (26-28) появляются локальные мощные линзы полимиктовых конгломератов,

Гранитоидные массивы или комплексы			Галька в конгломератах		
Кевак-тинский	Амандракский		Северо-запад Лонгдорского поднятия	Южные склоны Тонодского поднятия	
район рек Сатадаха и Ниж. Язовой	крупные массивы	жилы и краевые фации		район рек Челючана и Бол. Семпакчи	район рек Сатадаха и Ниж. Язовой
5	7	11	6	9	9
75,19	74,90	73,09	74,79	74,78	74,49
0,22	0,05	0,06	0,06	0,05	0,32
12,42	13,75	15,04	13,02	14,40	13,37
1,40	0,66	0,46	1,00	0,52	0,79
1,08	0,30	0,57	0,65	0,33	1,45
0,02	0,02	0,03	0,02	0,07	0,03
0,47	0,07	0,54	0,38	0,23	0,73
0,67	0,97	1,39	1,70	0,94	0,72
3,02	4,14	5,37	5,07	6,59	5,94
4,38	4,31	2,18	1,36	0,75	1,03
0,11	0,10	0,03	0,13	0,04	Не обн.
0,56	0,41	0,52	0,64	0,76	0,74
0,14	0,18	0,15	0,07	0,09	0,08
Не обн.	0,07	0,39	1,04	0,02	0,05
99,68	99,93	99,82	99,93	99,57	99,74
75,0	85,7	52,0	70,0	62,5	64,0
0,77	0,84	0,74	0,76	0,81	0,82

пуддингов и гравелитов. Еще выше в метаморфизованных песчаниках и алевролитах находятся горизонты мраморизованных известняков мощностью до 200–400 м, в конкретных разрезах выделяемые как свиты (например, бодай-бокканская, угаханская, имнянская). Суммарная видимая мощность разрезов северной зоны достигает 5000–6000 м.

Южная зона соответствует собственно протоконтинентальному склону и его подножию. В ее разрезах распознаются те же толщи, что и в северной (шельфовой) зоне, представленные здесь, однако, существенно флишеидными отложениями. В широкой полосе, непосредственно прилегающей к северной зоне, в нижней части разрезов преобладает терригенный, а в средней – терригенно-карбонатный флиш. Заметной составной частью разрезов являются мощные (более 500 м) толщи мраморов. На крайнем юге зоны в нижней и средней частях разрезов повсеместно распространен терригенно-карбонатный флиш, в котором обособляются еще более мощные (до 1000 м) толщи мраморов. Верхняя часть разрезов по всей южной зоне протоконтинентального склона представлена толщей метаморфизованных граувакковых песчаников и

гравелитов мощностью 3500 м. По составу обломочного материала эта верхняя часть разреза отличается от нижележащих отложений, в которых исходные песчаники обычно моно- или олигомиктовые, что так же, как и в северной (шельфовой) зоне и в соответствующих отложениях удоканской серии, указывает на длительную транспортировку обломков с севера, из области размыва пород протометаморфического слоя. В метаморфизованных гравелитах и песчаниках верхов разреза, напротив, присутствуют плохо окатанные обломки и обломочные зерна гранитоидов, гранофиров, зеленых сланцев и зеленокаменных пород, а также плагноклаза, эпидота, амфибола, калиевого полевого шпата и других минералов, свидетельствующие о сносе со стороны кордильеры в океаническом бассейне, располагавшейся южнее. Самый верх разреза слагают слабо метаморфизованные известковистые песчаники и филлиты с горизонтами доломитов.

Суммарная мощность разрезов нижнепротерозойских толщ патомских разрезов южной зоны достигает 15000–18000 м. В самых южных участках южной зоны в ряде мест обнаружена олистострома, что в сочетании с флишиоидным характером разрезов и соседством с областью распространения толщ океанического типа указывает на принадлежность соответствующих отложений к образованиям протоконтинентального подножия.

Структура толщ протоконтинентального склона и шельфа очень сложна. Весь складчатый ансамбль, сложенный нижнепротерозойскими толщами, возник в несколько этапов деформаций, вызванных интенсивнейшим горизонтальным сжатием, направленным с севера на юг (Флаасс, 1971, 1975). Максимальное сжатие сопровождалось возникновением покровно-складчатой структуры, шарьированием крупных пластин, резким повышением степени зонального метаморфизма и гранитизацией, наиболее мощно и эффективно проявленными во фронтальных частях многократно наложенных аллохтонных пластин (Федоровский, 1978).

Структурное исследование позволяет реконструировать последовательность складчато-покровных деформаций. Удаётся выделить зону относительного автохтона в центральной части Патомского нагорья (29), где толщи дислоцированы в систему субширотных изоклиналиных складок I этапа деформаций с вертикальными осевыми поверхностями. Остальная часть рассматриваемой территории представляет собой зоны аллохтонных пластин и покровов, в которых складки I этапа деформированы еще не менее двух раз с образованием новых очень крупных складчатых структур с крутыми шарнирами. На последнем этапе, сопровождавшимся максимальным зональным метаморфизмом, возникли гигантские по размерам (протяженностью от 200 до 500 км) структуры с субгоризонтальными шарнирами, деформирующие уже возникшие аллохтонные пластины.

Даже приведенная краткая характеристика состава толщ, накопившихся на протометаморфическом основании, позволяет видеть их принципиальное сходство. Несмотря на различную палеотектоническую и палеогеографическую позицию, отвечающую внутреннему прогибу с фациями прибрежного мелководья, дельты и даже субаэральных условий (удоканские разрезы), шельфу с мелководными фациями, протоконтинентальному склону и подножию с глубоководными фациями (патомские разрезы), для всех этих толщ характерны: 1) продукты разрушения и переотложения древней коры выветривания в основании разрезов; 2) нижние две трети разрезов, представленные олигомиктовыми отложениями – продуктами размыва пород протометаморфического слоя; 3) верхняя треть разрезов с отложениями, свидетельствующими о смене области питания обломочным материалом, поступавшим теперь из островной кордильеры океанической области; 4) единый регрессивный формационный ряд.

Между широкой областью распространения охарактеризованных выше отложений, накапливавшихся на протометаморфическом слое (29), и океанической Мульской зоной (31) в современном срезе располагается узкая (шириной 10–30 км), протягивающаяся на 500 км древняя островодужная система (30). В ее строении отчетливо выделяются две зоны.



В низах разрезов внешней зоны, выпуклостью дуги обращенной к протоконтинентальному подножию, располагаются метаморфизованные туфогенные песчаники и граувакки, сменяющиеся выше переслаивающимися метаморфизованными вулканитами (миндалекаменные диабазы, порфириды, кварцевые кератофиры и порфиры), метаморфическими сланцами и метапесчаниками с редкими горизонтами известняков. В верхах разрезов выделяются мощные толщи известняков, содержащие отдельные тела и покровы метаморфизованных базальтоидов и порфиритов. Мощность всей осадочно-вулканогенной толщи - 5000-6000 м.

Внутренняя зона в современном срезе сильно редуцирована. Слагающие ее комплексы обнаруживаются только на флангах островодужной системы. На западном фланге в их составе наблюдаются миндалекаменные диабазы, порфириды и альбитофиры, их туфы, туфолавы и лавобрекчии, подчиненные им порфиры и ортофиры, метаморфические сланцы, филлиты и известняки. Вулканогенным породам свойственна натровая тенденция щелочности (Зарубин, Мануйлова, 1973). Комплексы восточного фланга в нижней части представлены кварцевыми порфирами и их туфолавами, кератофирами, порфиритами, туфами и туфогенными песчаниками. В средней части преобладают песчаники и туфы с отдельными покровами кислых, средних и основных лав и прослоями туфоконгломератов. Верхняя часть сложена кварцевыми порфирами с редкими прослоями порфиритов и миндалекаменных лиабазов. Большинство лавовых покровов, в отличие от субаквальных покровов внешней зоны, представляет собой результат наземных излияний. Осадочно-вулканогенная серия восточного фланга внутренней островной дуги прорвана телами монзонит-диоритовой формации, для которой, как и для всей вулканогенной серии, характерна натровая тенденция щелочности (Салоп, 1967). Видимая мощность осадочно-вулканогенных серий на обоих флангах достигает 1500-2000 м.

Между внутренней и внешней зонами и по всей южной границе внешней зоны прослеживается хорошо выраженная олитострома, олистолиды в которой представлены как метаморфизованными спилитами Муйской океанической зоны, так и обломочными и эффузивными породами островодужной системы.

Раннепротерозойский возраст комплексов выделяемой нами островодужной системы принимается в достаточной мере условно и в разрез с существующими представлениями. Мы основываемся на том, что осадочно-вулканогенные комплексы внешней зоны островодужной системы (демон-уранская и олохитская толщи) и ранее ставились на один стратиграфический уровень с разрезами Патомского нагорья (Салоп, 1964 и др.). Поскольку результаты исследований С.П. Кориковского и В.С. Федоровского заставляют оценивать возраст патомских разрезов как нижнепротерозойский, такой же возраст должны иметь и рассмотренные осадочно-вулканогенные комплексы внешней зоны островодужной системы. Толщи внутренней зоны (падринская и сыннырская) по одним данным (Салоп, 1964) считались более древними, чем толщи внешней зоны, а по другим (Охотников, Митрофанов, 1969) - сопоставлялись с ними. Изложенное позволяет оценить возраст всего островодужного комплекса как раннепротерозойский. Остается некоторое сомнение относительно возраста падринской серии, а возможно, и ее генетической принадлежности. Соотношения этой серии с другими комплексами изучены еще недостаточно. В результате дальнейших исследований может оказаться, что толщи падринской серии принадлежат не островодужным, а позднеорогенным образованиям. В этом случае падринская серия окажется частью позднеорогенного вулканоплутонического пояса.

Складчатая структура рассмотренных выше осадочно-вулканогенных серий сложна. Внешняя и внутренняя зоны деформированы по-разному. Во внешней зоне конседиментационные складки I генерации с субгоризонтальными шарнирами сочетаются со складками II этапа, возникшими в результате тангенциального сжатия. Строение внутренней зоны гораздо проще. Здесь наблюдаются преимущественно брахиформные складки.

Своеобразный формационный состав (молассоидные толщи и раннеорогенный характер контрастных вулканических серий), залегание на метаморфизованных спилит-диабазовых образованиях комплекса океанической стадии и, наконец, позиция рассматриваемой толщи в едином латеральном ряду разновозрастных тектонических структур между подножием протоконтинентального склона и зоной океанической акватории убеждают в ее формировании в условиях островодужного пояса.

В последовательном ряду стадийного геологического развития континентальной земной коры (Пейве и др., 1972, 1976) все упомянутые выше нижнепротерозойские комплексы занимают место среди образований переходной стадии. Этот вывод основывается на следующем: 1) островодужный комплекс по всем признакам характеризует земную кору переходного типа и отвечает переходной стадии геосинклинали процесса; 2) накопление толщ протоконтинентального склона, шельфа и внутреннего прогиба происходило на архейском протометаморфическом слое, который еще не обладал свойствами зрелой континентальной коры; более того, земная кора, ставшая ложем для накопления нижнепротерозойских отложений, по своим физическим свойствам и меланократовому составу слагавших ее пород соответствовала, как мы считаем (Лейтес, Федоровский, 1972, 1977), земной коре океанического типа; 3) признаки континентальной коры Алданского шита появились позже — в конце раннего протерозоя, после накопления рассмотренных комплексов, завершения мощной гранитизации и гранитоидного интрузивного магматизма на уровне 2,0–1,7 млрд. лет; максимума этот процесс достигает на рубеже раннего и среднего протерозоя (1,7–1,6 млрд. лет) и знаменуется формированием вулканоплутонических поясов и поздних моласс, выступающих в качестве показателей зрелой континентальной коры.

Итак, положение рассмотренных нижнепротерозойских серий в единой стратиграфической колонне между протометаморфическим слоем и комплексами-показателями континентальной земной коры определяет их принадлежность к переходной стадии. Все они, в сущности, являются показателями земной коры переходного типа, тогда как в качестве непосредственных преобразователей протометаморфического слоя земной коры далекого геологического прошлого выступают глубинные процессы — такие, как тектоническое сжатие, метаморфизм, гранитизация, интрузивный магматизм.

Раннепротерозойские магматические образования представлены расслоенными габбро Чинейского и других небольших массивов, гранитоидами плагиогранито-гнейсовой, гнейсово-мигматитовой и гранодиорит-гранитной формаций.

Гранитоиды плагиогранито-гнейсовой и гнейсово-мигматитовой преимущественно автохтонных формаций представлены плагиогранито-гнейсами, гранито-гнейсами и гнейсовидными главным образом биотитовыми гранитами, образовавшимися в условиях нормальной щелочности. Массивы и тела этих пород, как правило, окружены ореолами гранитизации, часто превышающими размеры самих тел. Мощно проявлены процессы постмагматического выщелачивания, образование мусковитовых пегматитов, средне- и низкотемпературные гидротермальные явления и диафорез (Кориковский, 1967).

Эти автохтонные раннепротерозойские гранитоиды приурочены преимущественно к охарактеризованным выше архейским комплексам нижнего структурного этажа Алданского шита, с породами которых они связаны совершенно постепенными переходами через широкие зоны фельдшпатизации и мигматизации. Массивы и тела автохтонных гранитоидов представляют собой естественный компонент тектоники нижнего структурного этажа, преобразовавший протометаморфический слой в кору континентального типа.

Тела гранитоидов рассматриваемого комплекса различны по величине. Их выходы на поверхность обычно занимают площади от сотен квадратных метров до 10–15 км<sup>2</sup>, реже — до 30–50 км<sup>2</sup>. В участках и зонах интенсивной мигматизации и гранитизации архейских комплексов находятся крупные массивы

вы сложного строения, занимающие площади в 250–300 км<sup>2</sup> или даже более 2000–3000 км<sup>2</sup> (34, 36, 44, 48). Гранито-гнейсовые купола, валы, грибовидные, линзо- и чашеобразные, а также другие, морфологически часто очень сложные, тела и массивы раннепротерозойских автохтонных гранитоидов Чарской складчатой области (34) подробно описаны ранее (Лейтес, Федоровский, 1972; Глуховский, 1969). Тела подобных гранитоидов широко распространены в пределах Чарско-Алданской (34–42) и Становой (44–49) складчатых систем. Кроме массивов, изображенных на тектонической карте (см. рис. 27), многие тела таких гранитоидов, равно как и зоны мигматизации и гранитизации, присутствуют среди полей комплексов архейского протометаморфического слоя и прежде всего комплексов станового архея, часто подвергавшихся чрезвычайно интенсивной раннепротерозойской гранитизации.

Существенная особенность раннепротерозойских автохтонных гранитоидов плагиогранито-гнейсовой и гнейсово-мигматитовой формаций – отчетливая приуроченность сложенных ими массивов к комплексам архейского протометаморфического слоя, за счет преобразования которых главным образом и возникли плагиогранито-гнейсы и гнейсовидные граниты. Эти гранитоиды совместно с комплексами протометаморфического слоя представляют собой ложе, на котором в современном срезе располагаются осадочные нижнепротерозойские толщи.

Вместе с тем на периферии Кодаро-Удоканского прогиба (33) в ряде мест удается наблюдать, что гранитоиды активно воздействуют на породы вышележащей удоканской серии, что они несомненно моложе их, хотя и находятся гипсометрически ниже. Тела рассматриваемых гранитоидов, как правило, не проникают в толщи нижнепротерозойской осадочной оболочки более чем на 200–300 м выше ее основания и обычно залегают на месте своего образования – среди архейских гнейсов и кристаллических сланцев.

На западе шита, в северной части Байкальской складчатой области, распространены аллохтонные гранитоиды этой формации, отличающиеся от автохтонных несколько повышенным содержанием калия и присутствием, наряду с гнейсовидными, характерных массивных разновидностей. Массивы и тела этих гранитоидов приурочены к фронтальным частям аллохтонных пластин и краевой зоне протоконтинентального склона, примыкающей к островодужной системе.

Гранитоиды находятся в осадочных толщах протоконтинентального склона и шельфа, располагаясь близ границы этих толщ с выступами протометаморфического слоя. Массивы имеют более или менее удлиненные в плане очертания, подчеркивающие общую складчатую структуру Байкало-Патомской дуги. Площадь выходов на поверхность отдельных массивов достигает 2000–3000 км<sup>2</sup>.

Несмотря на то, что массивы рассматриваемых гранитоидов пересекают, как было показано выше (см. рис. 31), уже сформировавшиеся метаморфические зоны, их внедрение происходило во время максимума явлений регионального метаморфизма, что доказывается специально изученным специфическим характером контактовых метасоматических изменений вмещающих пород (Кориковский и др., 1974).

Вместе с рассмотренными выше синметаморфическими автохтонными гранитоидами Чарско-Алданской и Становой складчатых систем аллохтонные гранитоиды Байкальской складчатой области принадлежат одному петрологическому типу пород. Однако их тектоническая позиция различна. По всей вероятности, перемещение гранитоидов в верхний структурный этаж было обусловлено процессами тектонического сжатия, особенно мощно прошедшими в равнем протерозое в Байкальской складчатой области. Приуроченность аллохтонных гранитоидов к зонам нагромождения шарьяжных пластин очевидна. В Чарско-Алданской складчатой системе, где в Кодаро-Удоканском прогибе и в зонах шовных прогибов подобные явления либо выражены значительно слабее, либо не выражены совсем, гнейсовидные граниты имеют главным образом автохтонный характер и остались в "своем" структурном этаже.

Массивные гранитоиды аллохтонной гранодиорит-гранитной формации развиты в Кодаро-Удоканском прогибе (33), где ими сложен гигантский Кодаро-Кеменский лополит, охарактеризованный авторами ранее (Лейтес, Федоровский, 1972). Внедрение этих гранитоидов происходило уже после эпохи раннепротерозойского регионального метаморфизма, что отличает их от описанных выше также массивных и аллохтонных гранитоидов Байкальской складчатой области, внедрившихся во время максимального метаморфизма. Вместе с тем все аллохтонные гранитоиды объединяет то, что, в отличие от одновозрастных раннепротерозойских автохтонных гранитоидов, они представляют собой элементы тектоники верхнего структурного этажа.

Кодаро-Кеменский лополит имеет размеры 60 × 200 км и представляет собой пластинообразное тело довольно простой формы. Оно состоит из двух чашеобразных крыльев, соединенных в зоне крупного Чарского внутреннего поднятия уходящей на глубину ногой. Структура крыльев лополита в общем согласна со строением Кодаро-Кеменского прогиба, а мощность интрузивных пластов, образующих крылья лополита, изменяется от 1500–2000 до 6000–7000 м.

Раннепротерозойский возраст всех рассмотренных гранитоидов определен достаточно надежно и обосновывается как геологическими данными, так и многочисленными радиогеохронологическими датировками, укладывающимися в интервал 2,4–1,7 млрд. лет. Не вызывает сомнений и относительная последовательность их формирования в едином ряду процессов метаморфизма и гранитообразования. Более ранними являются синметаморфические автохтонные гранитоиды, непосредственно вслед за которыми формировались аллохтонные граниты этапа максимального метаморфизма; последними в этом ряду стоят аллохтонные гранитоиды, интродуцированные после регионального метаморфизма. С этой последовательностью сочетается и некоторая эволюция химического состава гранитоидных образований. Все они принадлежат к гранитоидам нормальной или даже низкой щелочности. Самые ранние автохтонные гранитоиды характеризуются отчетливыми и широко проявленными передовыми зонами плагиомигматизации и составом, в котором при общей умеренной щелочности натрия преобладает над калием. Синметаморфические аллохтонные гранитоиды отличаются несколько большей калиевоствью, а с первыми их объединяет богатство летучими, кислотофильность и мощное проявление постмагматических процессов. Аллохтонные постметаморфические гранитоиды образуют хорошо выраженные зоны контактовых роговиков, обладают склонностью к явлениям гибридности и относительно слабым содержанием летучих. В этих гранитоидах калий преобладает над натрием.

Таким образом, мощные процессы раннепротерозойского тектонического скупивания, регионального метаморфизма, гранитизации и интрузивного магматизма кардинально изменили состав, структуру и мощность архейской протометаморфического слоя и его супракрастальной нижнепротерозойской оболочки. Новообразованный гранитно-метаморфический слой знаменовал переход к континентальному развитию всей спяной теперь воедино обширной территории Алданского шита. Прямыми показателями существования зрелой континентальной коры, возникшей к рубежу 1,8–1,6 млрд. лет, служат древнейшие в Сибири вулканоплутонические комплексы.

#### Вулканоплутонические комплексы и поздние молассы

Докембрийские вулканоплутонические комплексы, ассоциирующие с поздними молассами, располагаются на западной и восточной окраинах Алданского шита. Западный, акитканский комплекс, слагающий Северо-Байкальский вулканический пояс (23), изучен более детально (Бухаров, 1973; Лобанов, 1964; Файзуллин, 1964 и др.). Он представлен вулканическими и плутоническими (гранитоидными) образованиями.

Среди вулканогенных серий выделяются фельзиты, кварцевые и фельзитовые порфиры и ортофиры, базальтовые порфириты, андезиты, гуфолавы, агломе-

ратовые туфы и игнимбриты этих пород. Все они обладают характерной пестрой окраской и образовались в наземной обстановке. Вулканиты акитканской серии формируют покровы, потоки и экструзивные тела — остатки хорошо сохранившихся в ряде мест вулканических аппаратов. По химическому составу вулканиты занимают промежуточное положение между нормальными и щелочными породами и отвечают щелочноземельным вулканическим сериям с отклонением к субщелочным. Они принадлежат к комплексу щелочноземельных орогенных вулканических формаций.

Плутонические образования, судя по геологическим и петрохимическим данным, комагматичны вулканитам. Среди них наблюдаются диориты, гранодиориты, гранодиорит-, граносиенит- и сиенит-порфиры, граниты, кварцевые монциты, гранит-порфиры, аплиты и пегматиты, обособляющиеся в четыре фазы. От ранних фаз к поздним уменьшается основность пород и содержание анортитовой составляющей в полевошпатовых алюмосиликатах, нарастает пересыщенность пород кремнеземом, преобладание калиевых полевых шпатов над плагиоклазами. Так же как и вулканиты, гранитоиды вулканоплутонического комплекса по химизму занимает промежуточное положение между известково-щелочными и щелочными породами, характеризуясь несколько повышенной щелочностью.

С вулканоплутоническими образованиями сочетаются грубообломочные отложения позднеорогенной молассы, представленные пестроцветными полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами, накапливавшиеся в наземных межгорных впадинах.

Возраст вулканоплутонического акитканского комплекса и поздних моласс считается среднепротерозойским. Радиологические определения возраста эффузивов и гранитоидов укладываются в интервал 1,7–1,8 млрд лет, а присутствии в гальке конгломератов акитканской серии гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов, раннепротерозойских гранитов и гранито-гнейсов и метаморфических пород нижнего протерозоя вместе с полным отсутствием каких бы то ни было следов регионального метаморфизма позволяет уверенно считать, что формирование вулканоплутонического комплекса завершило рассмотренный выше процесс становления дорифейской континентальной коры. Породы вулканоплутонического комплекса перекрыты рифейскими и нижнепалеозойскими отложениями чехла Сибирской платформы.

Принадлежность акитканского комплекса к позднеорогенной вулканоплутонической ассоциации стала вполне ясной только после пересмотра вопроса о возрасте метаморфических толщ Патомского нагорья (Кориковский, Федоровский, 1970, 1977). Исходя из прежних представлений о позднепротерозойском возрасте метаморфических образований Патомского нагорья, Мамской кристаллической полосы и Делон-Уранской зоны (Салоп, 1964 и др.), приходилось признавать, что вулканические серии Северо-Байкальского пояса и ассоциирующие с ними плутонические образования и наземные молассы являются продуктами тектоно-магматической активизации, не связанной с геосинклинальным развитием (Бухаров, 1976 и др.). Приходилось признавать также, что после возникновения Северо-Байкальского пояса, его эрозии и разрушения в позднем протерозое вновь началось геосинклинальное развитие. Все это определяло как будто автономный характер рассматриваемого вулканоплутонического пояса. В свете новых данных, указанных выше, эта концепция лишается своей фактической основы. Сейчас можно утверждать, что пояс формировался непосредственно вслед за завершением геосинклинального режима на только что возникшем континентальном массиве, южнее которого существовала область продолжавшегося океанического (геосинклинального) развития. Можно утверждать также, что после формирования вулканоплутонического пояса геосинклинальный режим здесь уже никогда не возобновлялся, и наступило платформенное развитие.

Эти данные, с одной стороны, лишают Северо-Байкальский пояс ореола своеобразия и необычности, а с другой — указывают на его принадлежность к типичным позднеорогенным вулканоплутоническим поясам, место которых

в процессе становления континентальной коры убедительно показал А.А.Моссаковский (1975).

На охарактеризованный комплекс очень похожи образования Улканского вулканоплутонического пояса (43), находящегося на востоке щита. Здесь среди вулкаников присутствуют базальты, порфириты, трахиандезиты, трахиты и кислые лавы липаритового состава, их туфы и игнимбриты, образующие грахибазальтовую и базальто-липаритовую формации наземных вулканических серий (Гамалея, 1968; Константиновский, 1974). С вулканиками, среди которых преобладают кислые разности, ассоциируют обломочные отложения пестрого состава и окраски, а также комагматичные плутонические образования габбро-гранофировой и гранитоидной щелочной формации (габбро, красные гранофировые граниты, аляскиты, биотитовые и рибекитовые граниты). И вулканики, и плутонические образования характеризуются повышенной щелочностью.

Возраст улканского комплекса определяется наложением его пород на метаморфизованные нижнепротерозойские отложения, сопоставляемые с удоканской серией, тогда как сам улканский комплекс подстигает конгломератопесчаниковые толщи рифея. Радиологические датировки внедрения интрузий габбро-гранофировой формации (1,9 млрд. лет) и гранитоидов щелочной формации (1,8–1,6 млрд. лет) не противоречат геологическим данным.

В центральной части щита, севернее Кодаро-Удоканского прогиба, находится крупный Чаруодо-Токкинский грабен, в котором располагаются обломочные породы кебектинской свиты (Салоп, 1964; Реутов, Ляхницкий, 1968; Миронюк и др., 1971). В основании свиты залегают валунно-галечные конгломераты, перекрывающие не только архейские гнейсы и кристаллические сланцы, но и метаморфизованные обломочные и карбонатные толщи нижнепротерозойской удоканской серии. Стратиграфически выше следуют вишнево-красные песчаники, отличающиеся очень слабой сортировкой зерен обломочного материала. Завершают разрез малиновые мелкозернистые песчаники с гораздо лучше отсортированными зернами. В составе обломочного материала песчаников кебектинской свиты, по данным Л.М.Реутова, В.В.Ляхницкого, Е.П.Миронюка, встречаются кварц, полевые шпаты, кварциты, граниты, карбонатные породы, сланцы, эффузивы кислого и среднего состава.

Вопрос о возрасте кебектинской свиты окончательно не решен. Наиболее обоснованной представляется точка зрения Л.И.Салопа (1964), который полагает, что накопление пестроцветных толщ кебектинской свиты происходило после отложения нижнепротерозойской удоканской серии, но до начала накопления верхнепротерозойских карбонатно-обломочных толщ, т.е. в среднем протерозое.

Состав обломочного материала и красная окраска пород сближают отложения кебектинской свиты с обломочными компонентами разрезов акитканской и улканской серий. Формирование всех этих отложений после эпохи раннепротерозойского регионального метаморфизма и гранитизации, завершивших становление континентальной коры, их формационный состав и положение в геологической истории и общей структуре Алданского щита вместе с акитканским и улканским вулканоплутоническими комплексами не оставляют сомнений в их принадлежности к позднеорогенным образованиям.

Позднеорогенные вулканоплутонические комплексы такого типа и поздние наземные молассы, как убедительно показал А.А.Моссаковский, "...свидетельствуют о становлении земной коры континентального типа и о возникновении нового материкового блока" (Моссаковский, 1975, стр. 294). Принципиально важно отметить, что в нашем случае возник не просто новый, что обычно для фазерозойских складчатых систем, а первый в геологической истории Сибири континентальный массив. В этом смысле конец раннего протерозоя представлял собой время решительного перелома в ходе геологической истории, завершая полный цикл геологического развития, включавшего первую океаническую, первую переходную и первую континентальную стадии.

Изложенные материалы показывают, что на юге Сибирской платформы к концу раннего протерозоя возник крупный материковый массив, отделенный мощными зонами разломов от областей океанического развития, примыкавших к нему с юга и востока (см. врезку на рис. 27). Этот массив представлял собой один из важнейших компонентов будущего материка Евразии. В его современной структуре он выступает в качестве Алданского шита Сибирской платформы.

Строение массива сложно. Отдельные части его развивались по-разному, хотя и составили единое целое к рубежу 1,8–1,7 млрд. лет. Тектоническое районирование, попытку которого сделали авторы (см. рис. 28), опираясь на концепцию мобилизма, структурный анализ и новое понимание сущности геологического развития (Пейве и др., 1972, 1976 и др.), позволяют выделить несколько литосферных плит, образовавших Алданский шит и ограниченных структурными швами. Взаимодействие литосферных плит в процессе их горизонтальных перемещений играло первостепенную роль в формировании структуры шита.

Необходимо заметить, что, используя термин "литосферная плита", заимствованный из арсенала терминов гипотезы спрединга, авторы под литосферными плитами понимают, во-первых, не только и не столько океанические плиты, как это предполагает гипотеза новой глобальной тектоники, а континентальные (протоконтинентальные) литосферные плиты; во-вторых, и это еще важнее, механизм крупнейших горизонтальных перемещений литосферных плит расшифровывается нами не с позиций модели спрединга, а из признания возможности активного дрейфа именно континентальных плит, т.е. с позиции, которую обосновывает А.В.Пейве (1961, 1969; Пейве, Перфильев, Савельева, 1976).

В составе Алданского шита выделяются Бодайбинская, Чарско-Алданская и Становая литосферные плиты. С запада к ним примыкает Ангарская плита Сибирской платформы, а с юга – Байкало-Амурская и Тукурингра-Охотская плиты континентальных кор более молодого возраста (см. рис. 28).

Для расшифровки динамики тектонического процесса целесообразно обратиться прежде всего к анализу строения Бодайбинской литосферной плиты, так как в общей структуре шита она выступает в качестве относительного автотона и именно для этого района получены прямые геологические данные, свидетельствующие об интенсивных тангенциальных сжатиях, вызванных значительными горизонтальными перемещениями.

В широкой зоне протоконтинентального склона и шельфа, составляющих Бодайбинскую плиту, деформации и метаморфизм проявились неравномерно. Однако вполне определенно устанавливается прямая зависимость – площади, охваченные повторной (наложенной) складчатостью, совпадают с площадями резко выраженного зонального метаморфизма, достигавшего амфиболитовой фации. И, наоборот, участки, на которых проявлен только первый этап деформаций, характеризуются равномерным слабым метаморфизмом (добиотитовая зона фации зеленых сланцев). Такое пространственное совпадение явлений метаморфизма и складчатости указывает на их взаимосвязанный и взаимообусловленный характер.

В результате первого этапа деформаций толщи шельфа и склона были собраны в систему тесно сжатых линейных складок протяженностью в десятки и даже сотни километров. В ненарушенном виде эти структуры сохранились только в центральной части Бодайбинской плиты (бассейн рек Бодайбо и Энгажимо). Здесь для них характерно господствующее широкое простирание, субгоризонтальное положение шарниров и субвертикальное – осевых поверхностей. Равномерное общее смятие сопровождалось слабым (фация зеленых сланцев) региональным метаморфизмом. Геометрический анализ показал, что тангенциальное сжатие, вызвавшее складчатость, было ориентировано перпендикулярно осевым поверхностям возникших структур, т.е. меридионально, и проявилось повсеместно, так как в зонах повторной складчатости, где теперь все структуры имеют северо-восточную или северо-западную ориентировку, их пер-

воначальное простирание также было широтным (Флаасс, 1971, 1975; Федоровский, 1978). Палинопастические реконструкции позволили установить, что сжатие было обусловлено горизонтальным и, по-видимому, равномерным на первом этапе перемещением литосферных плит Сибирской платформы, направленным с севера на юг.

Складки второго и более поздних этапов распространены на всей остальной территории бывшего шельфа и склона (Мамская кристаллическая полоса, западная, северная и восточная части Патомского нагорья, крайний юг Бодайбинской плиты). Все районы развития повторных деформаций характеризуются резким повышением метаморфизма и обрисовываются в плане тесно сближенными изоградами биотита, граната, ставролита и силлиманита. Складки второй генерации очень крупные, протяженные; их длина нередко превышает 100 км, а ширина в плане — 5–20 км. Ориентировка структур различна. На юго-западном фланге Байкало-Патомской дуги преобладают северо-восточные направления, на юго-восточном фланге — северо-западные. Шарниры всех этих складок погружаются к зоне кульминации Байкало-Патомской складчатой дуги, расположенной в центре Патомского нагорья. Изоклиналильные структуры первой генерации, попадая в зоны повторных (наложенных) деформаций, испытали резкие изгибы соответствующих структурных элементов вокруг шарниров складок второй генерации.

Структурный анализ и другие геологические данные показывают, что наложенная складчатость была связана с продолжавшимся тангенциальным сжатием, генерированным движениями с севера на юг тех же литосферных плит, смещения которых в том же направлении привели к образованию первой системы складок. Теперь эти же плиты, распавшиеся на более мелкие фрагменты, перемещались к югу неравномерно. Движения этих плит привели не только к повторным деформациям толщ шельфа и склона. Они завершились резким изгибом всей первоначально возникшей субширотной системы складок в гигантскую дугу, обращенную выпуклостью на север, а флангами на юг. Протяженность дуги в современном срезе — около 1500 км.

На границах надвигавшихся литосферных плит проявляются сдвиговые деформации, а в пределах относительного автоктона, на который напоздали эти плиты, т.е. на Бодайбинской плите, получили широкое развитие тектонические покровы. К зонам нагромождения аллохтонных пластин и их фронтальным (лобовым) частям приурочены вспышки метаморфизма и повторной складчатости. Перед фронтом каждой аллохтонной пластины происходило смятие осадочных толщ шельфа и склона и, по-видимому, срыв их с кристаллического основания.

Все эти крупные перемещения литосферных плит не могли не отразиться на глубинной структуре. Красноречивые данные об изменениях мощности коры получены в результате сейсмических исследований (Мишенькин и др., 1975). Выяснено, что в пределах "Бодайбинского прогиба" (зона проявления только первого этапа деформаций) раздел Мохоровичича залегает на глубине 36–38 км, а скорость упругих волн на поверхности мантии равна 7,6–7,8 км/с.

Севернее, во фронтальной части выделяемой нами по структурным и геологическим данным Мамско-Чумаркойской аллохтонной пластины, происходит очень резкое уступообразное понижение поверхности Мохоровичича до глубины 45–47 км. Чрезвычайно контрастно изменяются здесь и значения граничной скорости по поверхности мантии — 8,4–8,8 км/с. Знаменательно, что аномально высокие значения скорости упругих волн на поверхности мантии совпадают с участками интенсивного метаморфизма и гранитообразования, наблюдаемыми в современном срезе и приуроченными к лобовой части аллохтонной пластины. Можно предполагать, что такое сочетание закономерно, так как в процессе раннепротерозойского метаморфизма и гранитообразования происходило активное взаимодействие мантии и супракrustальной оболочки, сопровождавшееся высвобождением лейкократовой составляющей, "выгоранием" мантии, ее уплотнением и увеличением степени меланократовости. В то же время резкое (на 8–10 км) погружение раздела Мохоровичича, совпадающее с зоной



нагромождения аллохтонных пластин супракрустальных толщ, получает вполне понятное геологическое объяснение.

К югу от г. Бодайбо наблюдается другое понижение раздела Мохоровичича до 41–42 км (Мишенькин и др., 1975). На современной поверхности оно совпадает с зоной интенсивной гранитизации, охватившей раннепротерозойскую протоконтинентальную окраину и внешнюю часть островной дуги.

Границы аллохтонных пластин хорошо обнаруживаются и по характеру изменений гравитационного и магнитного полей. По данным З.П. Макаровичич (1974), Абчадский, или Чумаркойский, шов, ограничивающий рассмотренную выше Мамско-Чумаркойскую пластину, выражен гравитационной ступенью (3,5 мгл/км) и интенсивной отрицательной магнитной аномалией; шов, ограничивающий восточную, Жуинскую, аллохтонную пластину, характеризуется перепадом гравитационного поля от 100 до 130 мгл, причем относительные максимумы силы тяжести приурочены к зоне автоктона, а относительные минимумы — к зоне аллоктона с типичным для нее резко повышенным метаморфизмом и интенсивной гранитизацией.

Таким образом, характер сочленения зон повторных деформаций с участком "Бодайбинского прогиба", где деформации прошли лишь однажды, — зоны надвигов, гравитационные ступени, уступообразное увеличение мощности земной коры, интенсивное проявление метаморфизма и гранитообразования, — а также результаты геометрического структурного анализа свидетельствуют о проявлении повторных деформаций в результате горизонтального движения отдельных пластин и их нагромождения одна на другую. Эти движения в свою очередь были обусловлены тангенциальным сжатием, вызванным смещением на юг Ангарской литосферной плиты, с одной стороны, и единого блока Чарско-Алданской и Становой литосферных плит — с другой. Эти два крупных массива по отношению к Бодайбинской плите играли роль аллохтонных единиц. Они соприкасались с ней по Байкало-Вилойскому (1) и Ничатскому (2) линеаментам, параллельно которым в современной структуре Бодайбинской плиты располагаются зоны тектонического скупивания. В общей системе горизонтальных смещений Байкало-Вилойский линеамент представляет собой левый, а Ничатский — правый сдвиг. В результате движений по этим линеаментам возникла колоссальная Байкало-Патомская складчатая дуга. Всю Байкало-Патомскую дугу можно рассматривать, таким образом, как огромную складку с вертикальным шарниром (Федоровский, 1978).

Сколь велики были расстояния горизонтальных перемещений? Можно ли выяснить величину смещения Ангарской плиты относительно Алданской плитной системы? Палинспастические реконструкции позволяют ответить на эти вопросы. При образовании западного крыла Байкало-Патомской складчатой дуги минимальные перемещения Ангарской плиты составили 800–1000 км, что следует из геометрических построений по восстановлению ее первоначального положения и перемещенных вместе с нею аллохтонных пластин внутри Бодайбинской литосферной плиты. Величина горизонтального перемещения единого блока Чарско-Алданской и Становой литосферных плит была значительно меньшей. Палеогеографический и палеотектонический анализ подтверждает геометрические реконструкции, согласно которым смещение этого массива относительно Бодайбинской плиты составило 400–500 км.

Замечательная особенность тектоники Бодайбинской плиты — то, что в ее структуре обнаруживаются не только широко развитые здесь аллохтонные тектонические пластины, но и, что достаточно редко наблюдается в классических районах шарьяжной тектоники, автохтонные корневые зоны шарьяжей. Это важное обстоятельство позволяет, принимая относительные автохтоны корневых зон за реперные точки, шаг за шагом проследить динамику тектонического скупивания.

Выявление значительных горизонтальных перемещений протоконтинентальных литосферных плит не имеет ничего общего с моделью спрединга, попытку применения которой для расшифровки докембрийской тектоники Байкальской горной страны предпринял В.Г. Кушев (1976). Предлагаемая им схема настолько

умозрительна и лишена какой-либо фактической основы, что едва ли заслуживает серьезного разбора. Стоит лишь указать, что механизм спрединга, как это хорошо известно, основывается на признании значительных перемещений океанических литосферных плит, на которых континентальные массы перемещаются пассивно, "как пассажиры". В связи с этим нужно сказать, что изученность океанических образований Байкальской складчатой области в настоящее время настолько слаба, что каких-либо надежных данных, которые могли бы послужить основой для разработки срединговой или какой-либо иной модели, опирающейся на них, явно недостаточно.

Между тем накоплено уже достаточно много прямых геологических данных о перемещениях континентальных плит и мощных эндогенных процессах, связанных с такими перемещениями. Однако как раз эти данные не учитывает концепция, предложенная В.Г. Кушевым. Зато в полном наборе оказались все аксессуары, предлагаемые учебниками по спредингу, — желоба, трансформные разломы и т.д., многие из которых не могут быть доказаны здесь фактическим материалом.

Можно ожидать, что в ближайшее время появится еще не одна мобилистская концепция тектоники Байкальской складчатой области. В свете современного развития тектонической теории это вполне естественно. Совершенно ясно, однако, что сделать это удастся лишь после накопления новых, в первую очередь полевых, материалов исследований, на новом уровне наших знаний.

Выявление важнейшего структурообразующего значения горизонтального перемещения крупных литосферных плит позволяет по-новому подойти к расшифровке и другим элементам тектоники Алданского шита и понять, например, место в его общей структуре таких форм, как рассмотренные выше рифтогенные шовные прогибы и краевые вулканоплутонические пояса.

Расположение шовных прогибов вполне закономерно. Все субширотные прогибы сосредоточены в зоне колоссального по протяженности и имевшего длительную и сложную историю Станового разлома (12), разграничивающего Чарско-Алданскую и Становую литосферные плиты. Прогибы субмеридионального направления тяготеют к западной и восточной окраинам Чарско-Алданской плиты и располагаются, насколько можно судить по западной окраине, параллельно ее тектоническим ограничениям. Важной особенностью шовных прогибов является то, что почти все они находятся в пределах краевой зоны новообразованного архейского материкового массива среди комплексов первичной земной коры.

Если заложение шовных прогибов было связано с этапом растяжения и утонения протометаморфического слоя, то окончательное оформление их структуры, наблюдаемой в современном срезе, происходило в эпоху максимального перемещения и стягивания воедино тектонических пластин Чарско-Алданской литосферной плиты. Мощные явления тангенциального сжатия именно в это время, т.е. после накопления осадочно-вулканогенных и осадочных толщ оболочки протометаморфического слоя, могут быть подтверждены прямыми геологическими наблюдениями. В результате этих явлений некоторые шовные прогибы (например, северное продолжение Ханы-Олондинского прогиба, трассируемое лишь зоной разлома и отдельными выходами выжатых вверх гипербазитов, метагаббро и меланократовых амфиболитов) оказались частично тектонически перекрыты пластинами складчатых архейских образований, граничащих с шовными структурами по надвигам. Вдоль таких зон наблюдаются также интенсивные проявления раннепротерозойской гранитизации.

В целом в своем расположении и ориентировке рифтогенные структуры как бы повторяют границы литосферных плит, в одних случаях точно совпадая с ними, а в других — занимая довольно широкие в плане участки их окраин и выступая, таким образом, в качестве свидетельств интенсивного растяжения, проявленного в краевых зонах литосферных плит.

Рассмотренные выше акитканский и улканский вулканоплутонические комплексы по всем признакам соответствуют образованиям краевых вулканических поясов складчатых систем фанерозоя. Их расположение, однако, подчинено не

контурам новообразованного континентального массива, а, как видно на схеме тектонического районирования (см. рис. 28), структурным швам, разграничивающим литосферные плиты. Располагаясь на западной окраине возникшего континента, Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс (23) приурочен к Байкало-Вилпойскому межплитному шву (1), а Улканский (43), находящийся на восточной окраине, — к зоне Станового шва (12). В то же время очевидно, что оба вулканоплутонических пояса находятся в окраинных частях континента, возникшего к концу раннего протерозоя. Если проявления раннеорогенного вулканизма наблюдаются исключительно в области островодужной системы (30), то позднеорогенные вулканоплутонические пояса (23, 43) располагаются в пределах континентального блока, накладываясь на спаянные воедино зоны с различной предьсторией.

Представления о тектонике архейских комплексов очень противоречивы, как как выяснение их структуры наталкивается на ряд трудностей. Наибольшей популярностью в последние 15–20 лет пользовались и продолжают пользоваться представления об относительной простоте складчатой тектоники архейских образований Алданского шита, выраженной чередованием более или менее сложных линейных антиклинальных и синклинальных складок. Согласно другой точке зрения, господствующими тектоническими формами архейских образований являются складчатые овалы, возникшие в условиях всеобщей подвижности земной коры (Салоп, 1971а, 1973).

Между тем детальное исследование структуры отдельных участков шита убеждает, как показал В.Л.Дук (Другова и др., 1972), в большой сложности складчатой тектоники архейских образований, возникшей в результате последовательного наложения ряда этапов деформаций при значительной роли тангенциального сжатия, сопровождавшегося мощными проявлениями метаморфизма. Суммарный эффект процессов архейской складчатости приводит к возникновению сложнейших композиций складок различных генераций, сочетающихся в дугообразные или даже концентрические системы. Анализ детальных структурно-геологических карт свидетельствует о большом морфологическом сходстве архейских складчатых структур со сложными системами складок, возникших в зонах интенсивного тектонического скупивания нижнепротерозойских толщ, о которых упоминалось выше. Изложенное позволяет предполагать, что и при формировании складчатой структуры архейских образований решающее значение имели процессы тектонического скупивания, вызванные горизонтальными перемещениями. Данные В.Л.Дука (Другова и др., 1972), касающиеся конкретных участков Иенгрской, или Алдано-Тимптонской, складчатой области (36), вполне определенно говорят о том, что все складки общего смятия архейских толщ возникли при неоднократной смене ориентировки деформирующих усилий в условиях горизонтального сжатия.

О масштабах тектонического скупивания, происходившего в архее, можно только догадываться. Многочисленные пробелы в геологической летописи раннего докембрия и несовершенство методов исследования не позволяют осуществить палеотектонические реконструкции с необходимой обоснованностью. И все же можно предположить, что величина горизонтальных перемещений и масштабы тектонического скупивания в то время были весьма велики. Хорошо выясненная сложность тектоники, присущая толщам архейских метаморфических комплексов, свидетельствует о реализации огромных горизонтальных давлений, необходимых для создания наблюдаемых конкретных складчатых ансамблей. При отсутствии каких бы то ни было признаков жестких масс, которые могли служить тектоническими упорами, остается предположить очень крупные перемещения вещества при явлениях тектонического скупивания.

Вместе с тем можно говорить и о существовании упомянутых выше определенных неоднородностей в строении меланократового основания (участки гилбербазит-базитового и авортозитового состава), что выражено исходным формационным составом комплексов архейской осадочно-вулканогенной оболочки в разных частях шита. В его современной структуре архейские образования образуют систему складчатых областей и зон, иногда называемых блоками или

мегаблоками, различающихся по формационному составу исходных пород глубоко метаморфизованной оболочки, особенностям строения и кратко охарактеризованных выше (25, 26, 28, 34–42, 44–48). В их пределах и прежде всего в относительно хорошо изученной Иенгтрской складчатой области (36) выделяются блоки, или зоны, несколько меньших размеров, различающиеся особенностями строения и состава метаморфических серий и разделенные разломами (Эггин, 1971; Угрюмов и др., 1971; Реутов, 1974 и др.).

Складчатые области, зоны и блоки внутри них не находятся в своем первоначальном положении, как принято считать по существующей традиции (Павловский, 1962 и др.; Дзевановский и др., 1970; Фрумкин, Нужнов, 1968; Мокшанцев и др., 1975 и др.). Они образовали единый массив лишь в результате процессов архейского тектонического сучивания, интенсивной складчатости и глубокого метаморфизма, когда возник гранулит–базитовый протометаморфический слой. Этот массив обладал, по-видимому, покровно–складчатым чешуйчатым строением и представлял собой сложное нагромождение пакетов толщ супракrustальной оболочки, тектонически прослоенных пластинами первичной земной коры, совместно дислоцированных и спаянных воедино в результате глубокого метаморфизма гранулитовой фации. Есть все основания предполагать, что более или менее крупные блоки архейских пород, отличающиеся от соседних особенностями состава и строения (Реутов, 1974; Угрюмов и др., 1971 и др.), подобно аллоктонным пластинам в рассмотренной выше Байкальской складчатой области, также представляют собой крупные аллоктонные пластины, испытавшие мощные складчатые и разрывные деформации не только в процессе становления протометаморфического слоя, но и в ходе более поздней геологической истории. На это указывают, как мы считаем, например, первые результаты изучения недавно открытого близ г.Алдана Селигдарского апатитового месторождения.

Месторождение находится в верховье р.Селигдар на северо–восточной окраине Верхне–Нимгерканского сводового поднятия, сложенного толщами верхнеалданской и федоровской свит иенгтрской серии. Породы этих толщ нередко мигматизированы и гранитизированы вплоть до образования гранито–гнейсов и различных по величине тел биотитовых, биотит–амфиболовых и аляскитовых гранитов. Кристаллические сланцы архея и пронизывающие их гранитоиды перекрыты горизонтально залегающими платформенными отложениями юдомской свиты. Все перечисленные комплексы прорваны многочисленными телами мезозойских сиенитов.

Апатитовое оруденение приурочено к магнезидальным мраморам федоровской свиты и локализовано на площади около 0,7 км<sup>2</sup>. Значительная часть апатитоносного тела перекрыта отложениями юдомской свиты и пластовым телом мезозойских сиенитов. По данным В.И.Егина, Л.Н.Кичигина, А.Р.Эгина и других разведчиков месторождения, апатитоносное тело представляет собой овальную в плане трубу, уходящую на глубину и ограниченную тектоническими контактами. Телю сложено апатит–кварц–карбонатными, апатит–карбонатными и более редкими апатит–диопсид–карбонатными, апатит–магнетит–карбонатными, флогопит–апатит–диопсидовыми и апатит–кварцевыми породами. В отдельных разностях апатитоносных пород присутствуют роговая обманка, серпентинизированный оливин, пироксен, шпинель, рутил, хлорит и некоторые другие минералы и обломки горных пород. В целом вещество апатитоносных пород представляет собой многократно мобилизованную и флюидизированную брекчию. В шлифах хорошо видно, что зерна апатита, диопсида, оливина, листочки флогопита давлены, раздроблены и замещаются карбонатом и кварцем. Последние в свою очередь рассеяны кварц–карбонат–апатитовыми, кварц–апатитовыми, апатит–карбонатными, кварцевыми, хлоритовыми и другими такого же типа прожилками нескольких генераций.

В отдельных участках этой брекчи наблюдаются относительно слабо метаморфизованные или совсем не метаморфизованные (даже без кайм регенерации вокруг зерен обломочного кварца) песчаники с карбонатным, кремнистым или хлоритовым цементом. Апатит в них присутствует и в виде угловатых совсем

не окатанных обломочных зерен вместе с зернами кварца, полевых шпатов, скаполита, рудного минерала, листочками хлоритизированной кластогенной слюды и обломками кварцитов и карбонатных пород, и в тонких апатит-кварцевых прожилках, иногда рассекающих песчаники. В других местах обнаруживаются относительно слабо преобразованные наложенными процессами апатитсодержащие форстеритовые скарны с диопсидом, флогопитовые, диопсидовые, форстеритовые и шпинель-форстеритовые кальцифиры, т.е. метасоматиты того же типа, что и на хорошо изученных флогопитовых и железорудных месторождениях, сосредоточенных в Центрально-Алданском горнопромышленном районе в федоровской свите иенгрской серии (Этин, 1971; Петрова и др., 1975; Библина и др., 1976 и др.).

Результаты исследования изотопии сульфатной серы, заключенной в апатитах и карбонатах Селигдарского месторождения (Виноградов и др., 1975), показывают, что ее изотопные отношения идентичны установленным для первично осадочных компонентов федоровской свиты. Возраст апатитового оруднения уверенно определяется как докембрийский по присутствию зерен угловатого неокатанного апатита в базальных отложениях юдомской свиты.

Приведенные данные убеждают в том, что апатитоносная брекчия Селигдарского месторождения, подобно своеобразным брекчиям, какими являются кимберлиты (Пейве, Перфильев, Савельева, 1976), представляет собой своего рода тектоническое месиво, в котором наблюдаются и более или менее глубоко преобразованные глубинные породы, и относительно редкие, сравнительно с кимберлитами, обломки пород платформенного чехла. Опираясь на выводы А.В.Пейве, А.С.Перфильева и Г.Н.Савельевой по кимберлитам, можно предположить тектоническую природу и апатитоносного тела Селигдарского месторождения.

В отличие от кимберлитов, образование апатитоносного тектонита связано, очевидно, с флюидизацией и течением исходного апатит-карбонатного вещества — первично осадочного компонента федоровской свиты. Этот процесс, по своему механизму, вероятно, подобный формированию кимберлитов, обосновываемому А.В.Пейве и его соавторами (1976), происходил на значительно меньших глубинах и был связан, как мы предполагаем, с дифференциальным скоплением крупных пластин земной коры при дрейфе Сибирского протоконтинентального массива.

Апатитоносная брекчия Селигдарского месторождения была, по всем признакам, многократно мобилизована, о чем свидетельствуют не только несколько генераций составляющих ее минералов, но и присутствие обломочного апатита в базальных отложениях юдомской свиты, в свою очередь рассекаемых тонкими апатит-кварцевыми прожилками. Такому предположению не противоречат и калий-аргоновые датировки, выполненные С.Б.Смеловым и показавшие время формирования флогопита (1980 и 1885 млн. лет), биотита (1410 млн. лет), биотит-хлоритового метасоматита (по валу — 1260 млн. лет) и калиевого полевого шпата из кварцованного аляскитового гранита (1120 млн. лет). При несомненной омоложенности датировок вполне очевиден разброс их значений, располагающихся в полном соответствии с реакционными взаимоотношениями минералов.

Вернемся теперь к массиву протометаморфического слоя, возникшему к 3,5–3,0 млрд. лет тому назад — к важному рубежу, завершившему ранний этап развития континентальной земной коры Алданского щита. Чем был в дальнейшем в палеогеографическом и палеотектоническом отношении этот массив?

Анализ состава нижнепротерозойских осадочных и вулканогенно-осадочных отложений показывает, что до уровня 2,6 млрд. лет назад, т.е. до начала накопления нижнепротерозойских осадочных толщ, возникший массив представлял собой область высокого стояния, в пределах которой обширные участки суши были разделены более или менее широкими и протяженными зонами рифтогенных прогибов, образовавшимися на утоненном протометаморфическом слое. В пределах суши происходили интенсивные процессы преобразования горных пород

и формирование мощной коры выветривания. Начиная с 2,6 млрд. лет, в осадочной процесс вовлекаются продукты разрушения коры выветривания и пород протометаморфического слоя.

Нижнепротерозойские отложения, как было отмечено выше, представлены двумя главными типами. Первому типу, имевшему своим ложем гранулитовые комплексы рассматриваемого массива, отвечают отложения внутренних прогибов, шельфа и склона, а также толщи, накапливавшиеся в субаэральных условиях, второму — накопления океанического бассейна. Учитывая результаты палинстратических реконструкций, можно считать, что с юга и востока к массиву, возникшему в архее, примыкала область обширной океанической акватории.

Нижнепротерозойские толщи, накапливавшиеся в области шельфа и склона, по формационному составу, мощностям и другим геологическим признакам очень похожи на толщи, отлагавшиеся в пределах шельфа и на склонах фанерозойских континентальных массивов, которые в геологической практике обычно выделяются в качестве миогеосинклинальных. Сходство этих нижнепротерозойских толщ с соответствующими отложениями фанерозойских складчатых систем столь велико, что как будто может свидетельствовать о создании континентальной земной коры уже к началу раннего протерозоя. Между тем, как мы стремились показать выше, в результате архейского тектонического скупивания, складчатости и метаморфизма возник лишь протометаморфический слой. На этом слое не формировались ни поздние молассы, ни вулканоплутонические комплексы, что могло бы служить указанием на кору континентального типа. Наконец, массовые явления гранитизации архейских кристаллических сланцев, подготовленные продолжавшимся геологическим развитием шита и обеспечившие дальнейшую эволюцию его земной коры и превращение ее в континентальную кору, произошли значительно позже, начиная с 2,4 млрд. лет назад. К уровню 3,5–3,0 млрд. лет возникли, по-видимому, лишь более или менее ярко выраженные локальные центры архейской гранитизации, создавшей, возможно, отдельные локальные "островки" гранитно-метаморфического слоя. Все признаки зрелой континентальной коры появились только в конце раннего протерозоя.

Таким образом, на первый взгляд получается противоречие — есть континентальный массив, но еще нет континентальной земной коры. Это противоречие легко снимается, если считать, что в качестве раннепротерозойского материка, суши или, как мы его называем, протоконтинента выступал, сочетаясь с океанической областью, массив возникшего в архее протометаморфического гранулит-базитового слоя, по составу и физическим свойствам соответствовавшего "базальтового" слою. Именно эта особенность субстрата, на котором накапливались нижнепротерозойские толщи, предопределила ход дальнейших событий в раннем протерозое — мощное развитие явлений метаморфизма и гранитообразования в областях склона, шельфа и внутренних районов суши, еще не обладавших континентальной корой. Протоконтинентальный массив представлял собой как бы прообраз будущих континентов, очень похожий на них внешне, но еще не имевший зрелой континентальной земной коры и потому отличавшийся по своей дальнейшей геологической истории от континентов фанерозоя.

Специфику тектонического режима подобных массивов обнаружил Е.В. Павловский (1962 и др.), обосновавший выделение древнейших структур платформенного типа — протоплатформ. В Восточной Сибири к образованиям протоплатформенного чехла были отнесены отложения удоканской серии (Лейтес, 1965; Федоровский, 1972). В той схеме тектоники юга фундамента Сибирской платформы, которую теперь предлагают авторы, понятие о протоплатформе не употребляется только потому, что используется иной геологический язык, основанный на представлениях о стадийном развитии континентальной земной коры. В то же время ясно, что, если платформам фанерозоя свойствен фундамент со зрелой континентальной корой, то фундамент подобных структур раннего докембрия был представлен не корой континентального типа, а протоме-

таморфическим слоем. В этом смысле термины "протоплатформа", как и термин, "протоконтинент", имеет право на существование.

Приведенный предельно краткий обзор некоторых аспектов тектоники Алдана-ского щита позволяет сделать общий вывод, что формирование его структуры, становление и развитие земной коры и на раннем, и на позднем этапах происходило при ведущей роли крупных горизонтальных перемещений и процесса тектонического сжатия.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сделанный выше анализ тектоники, становления и эволюции земной коры на юге Сибири позволяет представить схему последовательного стадийного формирования континентальной земной коры, основные вехи которого мы попытались изобразить графически (рис. 39). Намечается шесть типов развития - А-Е. Два из них (А, Б) соответствуют позднему, а четыре (В-Е) - раннему оформлению континентальной коры на юге Восточной Сибири.

Время до 4,2 млрд. лет тому назад следует, по-видимому, относить к догеологическому этапу развития планетного вещества Земли. К рубежу 4,0 млрд. лет происходит расщепление планетного вещества на мантию и внешние оболочки. К этому времени возникает первичная гипербазит-базитовая земная кора, появляется гидросфера и начинается осадочный процесс в водной среде. Становление кислородной атмосферы свидетельствует о зарождении и быстром развитии жизни. На комплексах меланократового "протобазальтового" фундамента накапливаются серии осадочно-вулканогенной оболочки, в областях высокой подвижности первичной земной коры соответствующие комплексам океанической стадии с широким развитием основных вулканитов, а в областях меньшей подвижности с предполагаемым существенно анортозитовым фундаментом - соответствующие комплексам океанической и переходной стадий со значительной ролью хемогенных осадочных компонентов. Уже в это время происходит тектоническое сжатие вещества, начинаются процессы метаморфизма пород осадочно-вулканогенной оболочки.

К интервалу времени от 3,5 до 3,0 млрд. лет происходит оформление протометаморфического гранулит-базитового слоя и разделение поверхности Земли на обширные области океанических акваторий (ряды А-В на рис. 39) и новообразованных протоконтинентальных массивов (ряды Г-Е на рис. 39). Процессы их взаимодействия представляют собой суть последующего геологического развития.

В течение длительного времени (до 2,6 млрд. лет) в области протоконтинента Восточной Сибири происходит интенсивное формирование коры выветривания. В линейных зонах растяжения и утонения несовершенного и малоомощного протометаморфического слоя возникают шовные прогибы - прообразы более поздних авлакогенов и континентальных рифтов (ряд Е на рис. 39). Время от 2,6 до 2,0 млрд. лет тому назад - этап накопления в широкой краевой зоне протоконтинента мощных осадочных существенно терригенных толщ переходной стадии, представленных отложениями протоконтинентального подножия, склона и шельфа (ряд Г на рис. 39) и внутренних прогибов (ряд Д на рис. 39). В соседней океанической области, в окраинной зоне, примыкавшей к протоконтиненту (ряд В на рис. 39), к рубежу 2,5-2,4 происходит тектоническое сжатие и формирование метаморфического слоя, на котором в дальнейшем образуется островодужная осадочно-вулканогенная серия. Во внутренних районах обширной акватории (ряды А и Б на рис. 39) продолжается океаническое развитие.

Мощные горизонтальные движения крупных литосферных плит около 2,0 млрд. лет тому назад завершают переходную стадию. Они сопровождаются метаморфизмом, гранитизацией пород протометаморфического слоя и внедрением значительных масс гранитоидов в комплексы осадочной оболочки. Последовавшее затем (1,8-1,6 млрд. лет) образование краевых вулканоплутонических комплексов и поздних моласс знаменует наступление континентальных условий, а накопление еще более молодых карбонатных и обломочных отложений свиде-

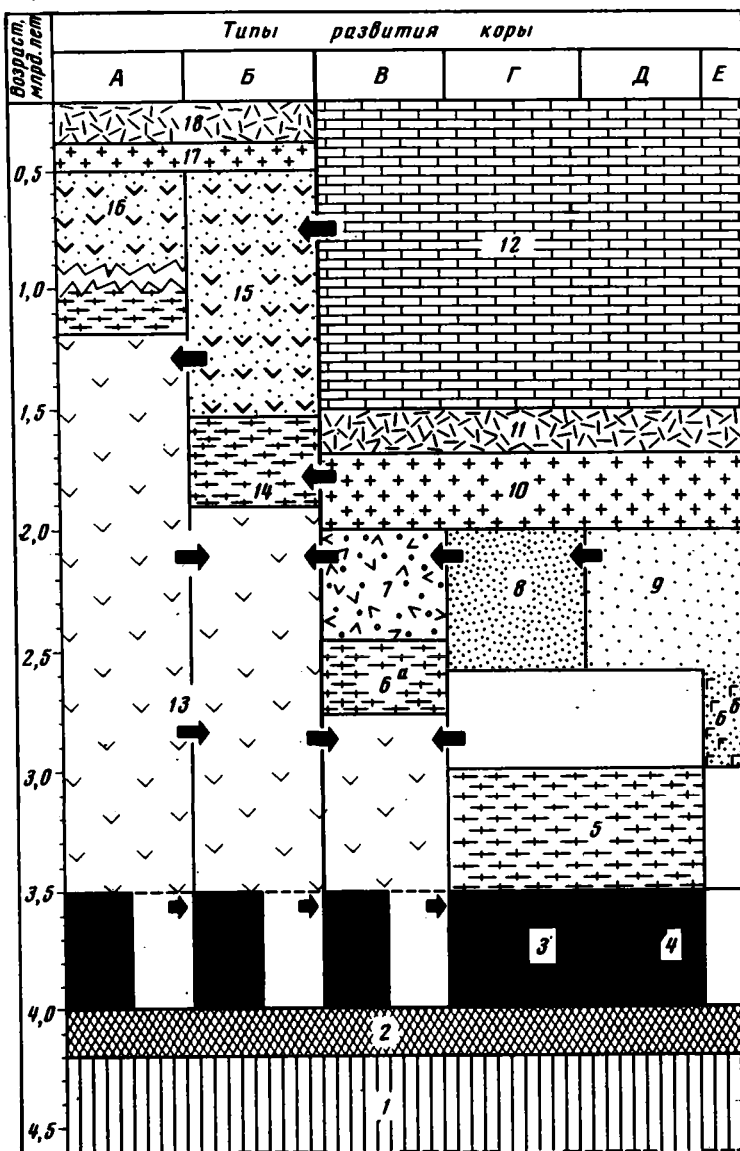


Рис. 39. Схема геологического развития различных типов континентальной земной коры на юге Сибири и Дальнего Востока

Этапы и стадии формирования и эволюции земной коры: 1 – догеологическое развитие планетного вещества; 2–10 – формирование первой (дорифейской) зрелой континентальной коры: 2–5 – становление архейского протометаморфического слоя [ 2 – начало геологического развития – расщепление планетного вещества на мантию и внешние оболочки (становление первичной меланократовой земной коры, начало осадочного процесса в водной среде, зарождение жизни и возникновение кислородной атмосферы); 3,4 – формирование комплексов супракrustальной осадочно–вулканогенной оболочки базит–гипербазитовой первичной земной коры: 3 – аналогов образований океанической стадии с преобладанием основных вулканитов (в области тектонической подвижности меланократового фундамента), 4 – аналогов образований зрелой океанической и переходной стадий (в области относительной стабильности меланократового фундамента); 5 – становление протометаморфического слоя – тектоническое скучивание, региональный метаморфизм, формирование габбро–диорит–плагιοгранитных серий ], 6–10 – становление раннепротерозойского гранитно–метаморфического слоя [ 6а – становление метаморфического слоя в окраинной зоне



тельству о переходе новообразованного континентального массива к платформенному тектоническому режиму.

В соседней с юга океанической области после длительного периода сквозного океанического развития метаморфический слой возник гораздо позже, и отдельные зоны этой области, пройдя переходную стадию, приобрели континентальную земную кору в раннем палеозое (Муйская зона) или даже в позднем мезозое (Тукурингра-Охотская зона).

Окончательное формирование континентального массива Восточной Азии было весьма продолжительным. Оно происходило, как мы предполагаем, в результате столкновения Северо-Азиатской и Южно-Азиатской континентальных литосферных плит (см. врезку на рис. 28). На западе рассматриваемой территории это столкновение произошло в палеозое, на востоке - в позднем мезозое.

Таким образом, анализ докембрийской тектоники и сравнение стиля развития земной коры в докембрии и фанерозое показывает, что, независимо от возраста, на протяжении всей обозримой геологической истории ход и направленность геологического процесса, сам смысл геологического развития, определялся существованием и взаимодействием пары "континент - океан". Ясно также и то, что, хотя сущность этих тектонических единиц высшего ранга оставалась принципиально одинаковой, их содержание, состав, объем не были постоянными и изменялись во времени.

Изложенный выше материал позволил убедиться в том, что первая континентальная кора на юге Сибири возникла только к концу раннего протерозоя. Однако в начале раннего протерозоя, несмотря на то, что кора континентального типа еще не была создана, материка, или, как мы их называем, "прото-континенты", уже существовали. Существовали и океанические бассейны того

---

окончание подписи к рис. 39

океанической области - тектоническое ссучивание, региональный метаморфизм, формирование габбро-диорит-плагιοгранитной серии; 6б - накопление осадочно-вулканогенной и железисто-кремнистой формаций в рифтогенных зонах растяжения протометаморфического слоя (в шовных прогибах); 7-9 - формирование латерального ряда комплексов переходной стадии (7 - островодужного осадочно-вулканогенного известково-щелочного комплекса на метаморфическом слое в пределах океанической области; 8,9 - комплексов-показателей протометаморфического слоя: 8 - фишиоидной формации и олистостромы зоны протоконтинентального подножия, песчанико-сланцевых и карбонатно-песчаниковых формаций области протоконтинентального склона, шельфа и краевого поднятия, 9 - пестроцветной меденосной формации с морскими, дельтовыми и субаэральными фациями); 10 - становление гранитно-метаморфического слоя первой зрелой континентальной земной коры - тектоническое ссучивание, региональный метаморфизм, интенсивная гранитизация пород протометаморфического слоя с образованием плагιοгранито-гнейсовой, гнейсово-мигматитовой и гранодиорит-гранитной формаций гранитоидов]; 11 - формирование вулканоплутонических комплексов и терригенных поздних моласс - показателей зрелой континентальной коры; 12 - накопление карбонатных и терригенных формаций платформенного чехла; 13-17 - формирование раннепалеозойской континентальной коры: 13 - накопление существенно вулканогенных (базальтоидных) формаций в области океанического развития, 14 - становление метаморфического слоя - тектоническое ссучивание, региональный метаморфизм, формирование габбро-плагιοгранитной серии, 15 - накопление осадочно-вулканогенных серий переходной стадии во внешней (примыкающей к континенту) зоне, 16 - то же, во внутренней зоне, 17 - становление гранитно-метаморфического слоя континентальной земной коры - тектоническое ссучивание, метаморфизм, формирование крупных масс гранитоидов; 18 - формирование терригенной поздней молассы и вулканоплутонического комплекса - показателей становления зрелой континентальной коры. Стрелками условно обозначены важнейшие этапы и направления тектонического ссучивания и смещения литосферных плит

времени. Протоконтиненты еще не обладали зрелой континентальной корой, которая свойственна современным континентам, но они уже выступали в качестве суши, а на их окраинах происходила седиментация в условиях режима, очень похожего на режим современных шельфов и континентальных склонов. Фундамент протоконтинентов был сложен протометаморфическим слоем, что и отличает их от континентов фанерозоя или современности.

В самом глубоком докембрии, в архее, оказывается также возможным распознать пару "континент – океан", но их отличие от фанерозойских аналогов еще разительнее. Кора архейских "континентов" – в значительной мере это уже предположение – имела, по-видимому, существенно анортозитовый состав. Важно то, что и тогда существовали несомненные неоднородности в строении земной коры, определявшие важные различия в седиментации и вулканизме. По своему содержанию эти различия отвечали тем свойствам, которые в принципе определяют тектонические режимы континентов и океанов.

Следовательно, современные или фанерозойские континенты отличались от континентов раннего протерозоя и очень сильно – от "континентов" архея. И все же все они – континенты.

Совершенно очевидно, что и океаны на протяжении геологической истории не оставались одинаковыми. Предпосылки для существования океанического режима – прежде всего наличие обнаженного меланократового фундамента, сопоставимого с породами слоя "3" и верхней мантией современной океанической коры, – обнаруживаются с самого начала геологического развития Земли. Однако океаны глубокого докембрия не были абсолютно подобны океанам фанерозоя. Формации осадочно-вулканогенных серий океанических областей далекого геологического прошлого отличаются от соответствующих формаций более молодых или современных океанов. И все же ясно, что и в глубоком докембрии существовали бассейны, в которых на меланократовом фундаменте, в условиях преобладающего растяжения, происходило накопление глубоководных осадочных и магматических формаций; эти бассейны – древнейшие аналоги океанов.

Чем же объясняется отличие древних структур от фанерозойских или современных? Ответ напрашивается сам собой: эволюция континентальных и океанических структур во времени есть следствие эволюции вещества верхней мантии. В раннем докембрии меланократовый фундамент был меньшей основности, чем меланократовый фундамент фанерозойских складчатых систем. Его состав менялся по мере того, как лейкократовая сиалическая составляющая уходила на построение все новых и новых масс континентальной коры. Происходило как бы "выгорание" мантии с одновременным изменением ее состава – с течением времени вещество мантии должно было становиться все более основным и ультраосновным. С этой точки зрения главное содержание геологической истории сводится к возникновению и наращиванию континентальной коры. Процесс этот направленный, стадийный и обратного хода не имеет. А если это так, то немислимо ожидать полного сходства древних и молодых континентов, древних и молодых океанов, древней и молодой верхней мантии. Попытка расшифровки особенностей эволюции древнейших систем "континент – океан" и составляла сущность настоящей работы.

Рассмотренные здесь материалы имеют и еще одно следствие. Раннедокембрийские комплексы почти полностью лишены палеонтологических остатков, и определение их возраста базируется в основном на данных изотопной геохронологии. Надежность последних не всегда удовлетворительна, а для относительно кратковременных событий, продолжительностью в миллионы или первые десятки миллионов лет, эти данные из-за значительного разброса датировок совсем неприменимы. Большое значение поэтому принадлежит историко-геологическому методу.

В пределах Сибирской платформы для расшифровки последовательности основных геологических событий в раннем докембрии важнейшее значение имеет установление и изучение эпох метаморфизма и рубежей в эволюции изотопного состава серы и других легких элементов.

Говорить особо о метаморфизме приходится потому, что в последнее десятилетие получили широкое распространение представления о том, что степень метаморфизма горных пород и сам факт метаморфизма не являются критериями возраста. В принципе это, конечно, верно. Но в пределах единой тектонической структуры, зоны или области метаморфизм несомненно выступает как жесткая историко-геологическая категория, как историческая вежа, или геохронологический рубеж. К примеру, хорошо известно, что метаморфизм гранулитовой фации не является признаком архейского или вообще докембрийского возраста. В этом случае обычно ссылаются на молодые гранулиты Европы. Между тем в пределах Сибирской платформы — и это сейчас вполне ясно — региональный метаморфизм гранулитовой фации происходил только в архее и никогда не проявлялся в более поздние эпохи. Для Сибири, таким образом, присутствие горных пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, — несомненный признак архейского возраста, ибо эти породы занимают вполне определенное место в длительном процессе преобразования вещества океанической земной коры по мере ее превращения в кору континентальную. Повторение таких условий в свете представлений о стадийном развитии трудно себе представить.

Другой пример. Чрезвычайно мощно проявленный высокотемпературный зональный метаморфизм свойствен, как теперь стало ясно, краевым системам раннепротерозойского Сибирского (Северо-Азиатского) протоконтинента и совершенно неизвестен и более поздних (рифейских, палеозойских и мезозойских) образованиях Сибирской платформы. И это понятно, так как именно в результате такого метаморфизма и гранитизации, сопровождавших процессы тектонического сжатия, здесь была создана зрелая континентальная кора. Свидетельства становления этой коры — среднепротерозойские вулканоплутонические комплексы и поздние молассы — являются одновременно и свидетельствами прекращения здесь эпохи мощного зонального метаморфизма. Таким образом, и этот тип метаморфизма является жестко фиксированной историко-геологической категорией, и его использование как критерия возраста в геологических моделях должно быть восстановлено.

Такое же значение приобретают и данные об эволюции изотопии серы и других легких элементов. Они особенно важны для расшифровки самых древних этапов развития. Данные об изотопном составе серы, например, уже сейчас дают надежные реперы, без учета которых едва ли можно разработать схемы стратиграфии и тектоники архейского этапа. Эти данные позволяют вводить существенные и очень жесткие ограничения в рассуждения о геологии архея, до сих пор неизбежно страдавшие схематизмом и субъективизмом.

Мы хотели бы подчеркнуть, таким образом, что при изучении раннего докембрия выяснение особенностей метаморфизма, его истории, а также выяснение эволюции изотопных отношений легких элементов, в частности, серы, позволяют обрести критерии, выступающие в качестве геохронологических часов, значение которых трудно переоценить.

Нам остается кратко изложить некоторые выводы, основанные на анализе всего приведенного выше материала.

1. На юге Сибири не существовало изначальной континентальной земной коры, признаки которой были бы выражены в геологической летописи. Об этом свидетельствует формационный состав исходных комплексов архейской осадочно-вулканогенной оболочки и меланократового фундамента, на котором они накапливались. Первичная меланократовая земная кора с "протобазальтовым" слоем и ее осадочно-вулканогенная оболочка, формировавшиеся до 4,0–3,5 млрд. лет назад, обнаруживают сходство с корой океанического, а не континентального типа.

2. Первые признаки зрелой континентальной коры, выявляемые прямыми геологическими наблюдениями, установлены лишь в конце раннего протерозоя, когда впервые в геологической истории Сибири возник крупный континентальный массив. Показателями становления дорифейской континентальной коры служат позднеорогенные вулканоплутонические комплексы с возрастом 1,8–1,6 млрд. лет, сопровождаемые терригенной наземной поздней молассой.

3. Анализ формационных особенностей докембрийских комплексов и последовательности их формирования не оставляют сомнений в стадийности геологического развития, аналогичной океанической, переходной и континентальной стадиям геосинклинальных складчатых систем фанерозоя.

4. Дорифейское геологическое развитие Алданского щита было отчетливо направленным. Суть этого длительного и сложного процесса - преобразование первичной земной коры океанического типа в кору континентальную.

5. Выявление в геологической истории раннего докембрия стадий, аналогичных установленным при исследовании процессов формирования континентальной земной коры геосинклинальных складчатых систем фанерозоя (Пейве и др., 1972, 1976 и др.), открывает новые возможности корреляции комплексов и процессов докембрия и фанерозоя. Это сходство становится еще более очевидным в связи с обнаружением уже в раннем протерозое структур и комплексов океанических областей, шельфов, склонов, подножий, островных дуг, краевых вулканоплутонических поясов, а в архее - комплексов меланократового фундамента, аналогов океанической и переходной стадии. В то же время нельзя говорить о полном сходстве структурных элементов докембрия и фанерозоя, равно как и о полном сходстве соответствующих этим структурным единицам вещественных формационных комплексов.

6. При корреляции геологических комплексов и процессов раннего докембрия с более молодыми следует иметь в виду, что такие сопоставления немислимы без учета эволюции вещества и геологических событий в ходе общей истории Земли. Вероятно, нельзя говорить об идентичности комплексов и процессов океанической и переходной стадий фанерозоя с соответствующими комплексами и процессами раннего докембрия. Степень их сопоставимости отвечает, по-видимому, понятию о соответствии, или аналогии.

Так, по всей вероятности, существуют определенные различия между комплексами раннедокембрийского меланократового фундамента и офиолитовыми комплексами меланократового фундамента фанерозойских складчатых систем. Среди архейских образований наряду с производными перидотитовой магмы широко развиты производные габбровой магмы в виде аналогов габбро-пироксенит-дунитовой формации фанерозоя. Важным компонентом ассоциации пород древнейшего меланократового фундамента являются анортозиты, вовсе не свойственные фундаменту фанерозойских складчатых систем, и т.д.

Можно предположить, что состав верхней мантии не оставался постоянным в течение геологического времени. По-видимому, нужно признать, что верхняя мантия является динамичной системой, активно взаимодействующей с супракраустальной оболочкой. Последняя сама была создана и продолжает создаваться в результате мантийных процессов. Логично предположить, что по мере наращивания континентальной коры состав верхней мантии изменялся, становился более основным и ультраосновным. Мантия, создавая континентальную кору, как бы "выгорает", освобождается от силической составляющей. В свете этих соображений наблюдаемые отличия меланократового фундамента складчатых систем фанерозоя и раннего докембрия объяснимы и закономерны.

Еще более своеобразна раннедокембрийская переходная стадия. Комплексы переходной стадии геосинклинальных систем фанерозоя и современных систем перехода от океана к континенту отвечают зонам эвгеосинклинального развития и формируются в пределах островодужных систем и краевых морей непосредственно вслед за океаническими образованиями. История раннедокембрийских комплексов и их место относительно океана были не только такими. Специфическая особенность раннедокембрийской переходной стадии - то, что ее комплексы формировались не только и не столько в островодужных системах, сколько в широкой краевой зоне протоконтинента на гранулит-базитовом протометаморфическом слое. В латеральном ряду структур эти комплексы занимают, следовательно, то место, которое в геосинклинальных системах фанерозоя принадлежит многогеосинклиналям. Ложе многогеосинклиналей, как известно, слагает континентальная земная кора. Между тем раннепротерозойские анало-

ги отложений многоэосинклиналей в виде толщ протоконтинентального подложки, склона, шельфа и отложений внутренних прогибов формировались не на континентальной коре, а на протометаморфическом слое.

7. В череде событий далекого геологического прошлого юга Сибирской платформы ясно вырисовываются два важнейших переломных рубежа. Ранний рубеж (3,0 млрд. лет) отвечает созданию протометаморфического слоя, образовавшего крупный массив суши, сочетавшийся с океанической акваторией. Такие массивы, во многом похожие на континенты фанерозоя, но еще не обладавшие зрелой корой континентального типа, предлагается называть протоконтинентами. Поздний рубеж (1,8–1,6 млрд. лет) соответствует времени становления зрелой континентальной коры. Таким образом, ясно, что для формирования первой в геологической истории Сибири континентальной земной коры потребовался колоссальный промежуток времени – более 2,2 млрд. лет. Это резко отличает раннедокембрийскую – дорифейскую эпоху геологического развития от рифейско-фанерозойской, когда образование континентальных кор происходило значительно быстрее.

Ранний рубеж является естественной историко-геологической границей, которая может быть принята за границу между археем и протерозоем. Поздний рубеж – столь же естественная граница между ранним докембрием и рифеем. Важнейшее значение этого рубежа очевидно. Он знаменует создание первой континентальной коры. С этой точки зрения рифей является естественным компонентом неохрона, когда геосинклинальный процесс определялся становлением континентальной коры в результате взаимодействия коры океанического типа и коры уже существовавших континентов.

8. Можно утверждать, что на юге Сибирской платформы нет таких мест, где создание континентальной коры в раннем докембрие происходило бы сразу, т.е. путем прямого непосредственного одноактного превращения океанической коры того времени в кору континентальную. Процесс этот в принципе всегда двухактный: сначала формируется протометаморфический слой (или слои), а затем – в ходе последующих структурных и вещественных преобразований протометаморфического слоя и его оболочки – возникает кора континентального типа.

В этом смысле геологическая история раннего докембрия сходна с историей фанерозоя. Своеобразие многих черт геологии докембрия как бы затушевывает это сходство. Оно, если можно так сказать, не лежит на поверхности, а обнаруживается при прослеживании всего хода становления докембрийской континентальной коры.

9. Дальнейшие исследования, по-видимому, вскроют закономерности более общего характера. Некоторые из них намечаются уже сейчас в результате проведенного анализа. Так, можно полагать, что происходило нарастание темпов формирования континентальной коры и ее мощности за единицу времени по мере удаления от начальной точки геологического развития (4,6–4,5 млрд. лет тому назад). Можно предположить, что существование уже возникшей первой континентальной коры имело решающее значение для ускорения темпов кратонизации в рифее, палеозое и мезозое.

10. При очевидной в целом необратимости геологического развития, выраженной в последовательном превращении океанической земной коры в континентальную и отсутствии обратного процесса, само развитие и стадийность такого превращения происходит по единому плану будь то в раннем докембрие или в фанерозое. Этот сценарий природа разыгрывает с удивительным постоянством уже более 3 млрд. лет.

Таким образом, на примере докембрийских образований юга Сибирской платформы еще раз подтверждается главный вывод о сущности геосинклинального процесса, заключающейся в смене океанической стадии развития переходной, а переходной – континентальной, и в последовательном преобразовании земной коры океанического типа в кору континентальную.

Авторы считают приятным долгом выразить благодарность С.П. Кориковскому, В.И. Виноградову, М.С. Маркову, А.С. Перфильеву, А.Л. Книпперу,

А.А. Моссаковскому, Л.П. Зоненшайну, А.С. Новиковой, общение и дискуссии с которыми содействовали подготовке этой работы.

Мы особенно признательны тем, кто дал первый импульс для осмысления материала с позиций мобилизма и нового подхода к проблеме становления континентальной земной коры, — А.В. Пейве и Н.А. Штрейсу.

## СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТАНОВЛЕНИЯ ЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

### ВВЕДЕНИЕ

Успехи геологического изучения выступов докембрийского фундамента Сибирской платформы, а также данные региональных геофизических исследований ее глубинного строения и результаты бурения позволяют значительно уточнить структуру фундамента под платформенным чехлом и по-новому рассмотреть историю становления его континентальной коры.

Данные о строении фундамента Сибирской платформы были обобщены в последние годы Э.Э. Фогиади (1967, 1971), Л.В. Булиной и Т.Н. Спичарским (1970), Е.В. Павловским (1970), П.Н. Кропоткиным и его соавторами (1971), К.Б. Мокшанцевым с соавторами (1971, 1975), К.А. Савинским (1972), Э.Э. Фогиади, М.П. Гришиным, А.Н. Нееловым (1974) и некоторыми другими исследователями.

Основой ряда крупных обобщений о строении Сибирской платформы послужили в последние 10–15 лет результаты аэромагнитных съемок, давших обширные материалы о глубинах залегания, морфологии и интенсивности намагниченности комплексов фундамента. Среди подобных сводок следует отметить выполненные Л.В. Булиной в 1973 г. исследования распределения намагниченных образований платформы, позволяющие судить о вещественном составе ее фундамента, а также структурный анализ аномальных магнитных полей платформы методом НСЧФ, который провел А.Б. Коган в 1974 г. Существенное значение имела систематизация и тектоническая интерпретация типов аномальных магнитных полей Сибирской платформы в зависимости от возраста и характера структур складчатых докембрийских комплексов и ограничивающих их разломов, так как они особенно наглядно отображают внутреннее строение и состав фундамента (Кропоткин и др., 1971). Комплексные исследования по изучению состава и строения фундамента и выделению различных типов земной коры на основании их региональных геофизических характеристик с использованием трансформаций аномальных магнитных и гравитационных полей проведены в 1974–1975 гг. К.А. Савинским и М.С. Савинской.

Особое значение для изучения строения земной коры Сибирской платформы приобрели в последние годы результаты глубинных сейсмических исследований (Крылов и др., 1970; Штугин и др., 1970; Притула и др., 1973; Пятницкий, Штугин, 1975; Беляевский, 1974), позволившие получить информацию о строении поверхности Мохоровичича и других глубинных границ. Они свидетельствуют о значительной неоднородности земной коры и дают возможность судить о соотношении глубинных и поверхностных структур Сибирской платформы.

Широкий комплекс геолого-геофизических данных и бурения позволил в настоящее время составить схемы и карты строения фундамента Сибирской платформы в целом (Фогиади и др., 1974; Мокшанцев и др., 1975; Гафаров, 1976 и др.), выполненные для отдельных ее районов с различной степенью детальности и достоверности. Более или менее однозначно в составе фундамента под платформенным чехлом выделяются обширные массивы и складчатые системы раннего докембрия, разделяющие их тектонические швы и разломы. Однако многие особенности строения, состава и истории развития комплексов глубокого докембрия, слагающих крупнейшие блоки фундамента Сибирской платформы, а также закономерности их структурных соотношений и пространственного размещения оставались во многом еще не выясненными.

Анализ тектоники и истории становления континентальной земной коры Алданского щита, основанный на обильном фактическом материале, принципе мобилизма и представлениях о стадийности геологического развития, разрабатываемых в Геологическом институте АН СССР под руководством А.В.Пейве и Н.А.Штрейса (Пейве и др., 1972, 1976), позволил А.М.Лейтесу и В.С.Федоровскому (1977) по-новому рассмотреть строение и важнейшие этапы формирования земной коры крупнейшего выступа дорифейского фундамента на юге Сибирской платформы. Детальный анализ геофизических характеристик основных комплексов докембрия Алданского щита и Анабарского массива дал возможность экстраполировать установленные закономерности в пределы плиты Сибирской платформы. В процессе составления в Геологическом институте АН СССР Тектонической карты Северной Евразии Р.А.Гафаров, А.М.Лейтес, В.С.Федоровский, Ю.И.Прозоров, К.А.Савинский и М.С.Савинская провели обследование имеющихся геолого-геофизических материалов в свете новой концепции для всей территории Сибирской платформы (Гафаров и др., 1978).

Строение и состав фундамента Сибирской платформы отражаются аномальными магнитными и гравитационными полями различных типов. Значительная центральная и восточная части платформы охвачены обширной Анабаро-Алданской системой полосовых магнитных аномалий, прослеживающихся с выдержанным северо-западным простираением, лишь с некоторыми перерывами, от Алданского щита к Анабарскому массиву на расстоянии около 2000 км (рис. 40, см. вкладку). На юге и юго-востоке Анабаро-Алданская система обрамлена широкой полосой пониженного мозаичного магнитного поля, приуроченной к Становому и Джугджурскому хребтам. На северо-востоке Анабаро-Алданская система полосовых аномалий ограничена Оленекской и Хандыгской областями пониженных и повышенных мозаичных полей, которые, в свою очередь, ограничены обширной областью плавного отрицательного магнитного поля Верхоянской складчатой системы. В области Вилуйской синеклизы Анабаро-Алданская система пересекается почти под прямым углом Вилуйской зоной пониженного магнитного поля и широтных магнитных максимумов, прослеживающейся на северо-восток на соединение с областью минимумов Приверхоянья. Сложно изгибающаяся система полосовых максимумов и минимумов западного и восточного Прибайкалья и Патомского нагорья, имеющих общее северо-восточное простираение, резко срезает Анабаро-Алданскую систему аномалий с юга и юго-запада. На севере она так же резко прерывается системой дугообразно-полосовых аномалий Пясинско-Хатангской зоны, имеющих субширотное и северо-восточное простираение. На западе Сибирской платформы, в пределах центральной и западной частей обширной Тунгусской синеклизы, отмечается чрезвычайно своеобразное мозаичное интенсивно варьирующее магнитное поле. В области западной и юго-западной окраин платформы, вдоль р. Енисей, эта область мозаичного магнитного поля ограничена системой протяженных полосовых минимумов и максимумов магнитного поля, которая прослеживается от восточной части Восточного Саяна через Енисейский кряж и Туруханское поднятие до района Игарки и Норильска на севере. Комплексная интерпретация и систематизация геофизических полей в сочетании с прямыми геологическими данными по районам выходов обнаженного фундамента и по результатам бурения позволяет проследить в пределах описанных зон аномального магнитного поля комплексы и структуры различных стадий формирования дорифейской континентальной коры.

**РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
СКЛАДЧАТЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ  
ВЫСТУПОВ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ  
(АЛДАНСКИЙ ЩИТ, АНАБАРСКИЙ МАССИВ)**

Участки и области распространения всех охарактеризованных в предыдущем разделе комплексов Алданского щита, а также других выступов фундамента платформы, подразделяющихся на комплексы раннего и позднего этапов, обла-

дают достаточно хорошо выраженными и определенными геофизическими характеристиками, которые отражены в различного типа аномалиях магнитного и гравитационного полей.

### Комплексы раннего этапа

Древнейшие образования фундамента Сибирской платформы, сформировавшие ее гранулит-базитовый протометаморфический слой, подразделяющиеся на комплексы первичной земной коры, представленные породами меланократового гипербазит-базитового фундамента, и ее глубоко метаморфизованной супракrustальной осадочно-вулканогенной оболочки, характеризуются своеобразными и очень четко выраженными геофизическими полями.

Комплексы меланократового фундамента, представленные массивами и телами гипербазитов, метагабброидов, габбро-амфиболитов, основных и ультраосновных кристаллических сланцев, анортозитов и габбро-анортозитов, как правило, четко выражены в различных магнитных и гравитационных аномалиях.

Массивы и тела гипербазитов Алданского щита, сложенные перидотитами, пироксенитами, лерцолитами и другими ультраосновными породами, отличаются интенсивными локальными магнитными максимумами. Их магнитная восприимчивость составляет около  $3000 \cdot 10^{-6}$  СГС (Мальшев, 1968). Сравнительно крупными линейными максимумами широтного простирания длиной до 20–30 км отображаются Кабактинский массив в верховье Тимптона, ряд массивов в верховье Чульмана. Вместе с тем Кэннэнэйский гипербазит-базитовый массив, располагающийся на северо-западе Унгринского клина, характеризуется более мелкими изометричными магнитными максимумами. Обычно небольшие размеры линзо-, пластино- и дайкообразных сравнительно маломощных тел гипербазитов весьма затрудняют их выявление в поле силы тяжести. Обнаружение гипербазитовых тел в гравитационном поле осложняется и влиянием вмещающих архейских кристаллических сланцев, метаморфизованных и дислоцированных совместно с ними, а также близких к ним по плотности.

Различные метагабброиды, габбро-амфиболиты, меланократовые амфиболиты, основные и ультраосновные кристаллические сланцы, являющиеся другим важным членом комплексов меланократового фундамента, характеризуются, по данным Л.В. Булиной, повышенной интенсивностью намагниченности в пределах  $500-2000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Плотность этих пород – 2,90–3,00 г/см<sup>3</sup> (Мальшев, 1968). В аномальных магнитных и гравитационных полях телам этих пород соответствуют разнообразные максимумы значительной амплитуды. Особенно рельефно полосовыми и дугообразными магнитными аномалиями отображаются наиболее крупные массивы меланократовых габбро-амфиболитовых пород, основных и ультраосновных кристаллических сланцев, которые прослеживаются в пределах хр. Джугджур, где джугджурские габброиды ассоциируют с анортозитами.

Массивы анортозитов и габбро-анортозитов представляют еще один член первичной земной коры, обладающий специфической геофизической характеристикой. Крупнейшие из них, в первую очередь Джугджурские и Олекмо-Каларский на юге платформы, четко отображаются соответствующими им по конфигурации локальными максимумами силы тяжести и обычно более обширными по площади минимумами магнитного поля. Гравитационные максимумы над массивами анортозитов обусловлены их небольшой избыточной плотностью сравнительно с вмещающими, обычно интенсивно гранитизированными и диафорированными породами в зонах крупнейших тектонических швов. Вместе с тем телам анортозитов Анабарского массива соответствуют сходные с ними по контурам локальные гравитационные минимумы и отрицательные магнитные поля. Минимумы силы тяжести обусловлены здесь, по-видимому, тем, что анортозиты с плотностью около 2,66 г/см<sup>3</sup> (Николаевский, 1968) залегают в глубокометаморфизованных кристаллических сланцах с плотностями порядка 2,80 г/см<sup>3</sup>, создавая локальные гравитационные минимумы. Магнитная восприимчивость анортозитов Анабарского массива составляет в среднем  $200 \cdot 10^{-6}$  СГС, тогда как восприимчивость вмещающих кристаллических сланцев гранулитовой фации около



2000·10<sup>-6</sup> СГС (Бабаян, 1973). Подобная неоднозначная геофизическая характеристика массивов анортозитов затрудняет их выделение под платформенным чехлом.

Нерасчлененные комплексы меланократового фундамента и архейских аналогов океанической стадии – комплексы станового архея в пределах Становой складчатой системы и Чарской области Алданского щита – характеризуются своеобразными пониженными, иногда слабо повышенными мало дифференцированными магнитными полями, которые обычно осложнены наложенными линейными максимумами. Последние обусловлены более молодыми торговыми комплексами (Федоровский, Лейтес, 1968), слагающими раннепротерозойские шовные прогибы.

Кристаллические сланцы и гнейсы станового архея, в пределах Чарской области и Становой складчатой системы, как правило, испытавшие интенсивную гранитизацию и воздействие высокотемпературного регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, характеризуются плотностями около 2,7 г/см<sup>3</sup> (Павлов, Парфенов, 1973). Подробный анализ геофизических свойств рассматриваемых комплексов станового (чарского, курультино-гонамского, иликанского, чогарского и т.д.) архея свидетельствует о несомненном сходстве свойственных им монотонных, обычно пониженных магнитных полей. Подобная однородность и сходство геофизических полей станового архея обусловлены, очевидно, близким составом его пород, среди которых преобладают достаточно однообразные биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, возникшие преимущественно за счет основных кристаллических сланцев гранулитовой фации в связи с мощным раннепротерозойским высокотемпературным регрессивным метаморфизмом, процессами региональной гранитизации и другими наложенными явлениями.

Вместе с тем в обнаженных частях Чарско-Алданской и Становой складчатой систем известны более или менее обширные блоки и зоны, где гранитизация и другие наложенные процессы проявились не столь мощно. В этом случае породы отличаются повышенными плотностями характеристиками; повышается и интенсивность аномальных магнитного и гравитационного полей, иногда приближающаяся к присущей для метагабброидов и меланократовых амфиболитов. В других случаях непосредственно на более или менее интенсивно преобразованные комплексы станового архея наложены структуры раннепротерозойских шовных прогибов с соответствующими им линейными магнитными аномалиями. Учет названных факторов особенно важен при расшифровке строения аналогичных зон фундамента, скрытых под платформенным чехлом.

Комплексы глубоко метаморфизованной архейской осадочно-вулканогенной оболочки первичной земной коры отличаются еще более характерными геофизическими полями, вырисовывающимися области их распространения. Иенгрский и тимптоно-джелтулинский комплексы, представляющие архейскую осадочно-вулканогенную оболочку первичной земной коры Алданского щита, характеризуются несомненными формационными и структурными различиями, которые хорошо выражены также в магнитном и гравитационном полях.

Значительная часть метаморфических пород иенгрской серии и ассоциирующихся с ними магматических и метасоматических образований характеризуется повышенными магнитными свойствами. Так, значения порядка 2000-3000 · 10<sup>-6</sup> СГС характерны для широко распространенных в составе иенгрской серии обогащенных магнетитом основных кристаллических сланцев. Наиболее магнитными среди последних являются пироксен-амфиболовые гнейсы и сланцы со средней магнитной восприимчивостью 4500·10<sup>-6</sup> СГС; у силлиманит-кордиеритовых и биотит-кордиеритовых гнейсов она достигает 6450·10<sup>-6</sup> СГС, а у железистых кварцитов – 7000·10<sup>-6</sup> СГС (Мальшев, 1968). Повышенной намагниченностью отличаются также аляскитовые граниты (до 1500 · 10<sup>-6</sup> СГС), разнообразные мигматиты и метасоматиты, залегающие в толщах иенгрской серии.

Породы иенгрской серии в целом наиболее магнитны сравнительно с породами других толщ алданского архея. Интенсивность их намагниченности, по данным Л.В.Булиной, обобщенным в 1973 г. на карте намагниченных обра-

зований Сибирской платформы, составляет в среднем  $2000 \cdot 10^{-6}$  СГС (см. рис. 40). Отдельные минимумы магнитного поля в пределах Иенгрского блока отвечают слабо магнитным породам с магнитной восприимчивостью порядка  $50-200 \cdot 10^{-6}$  СГС - разнообразным кварцитам, мраморам и кальцифирам (Мальшев, 1968).

Таким образом, преобладающая часть метаморфических пород иенгрской серии и ассоциирующих с ними магматических и метасоматических образований характеризуется повышенной намагниченностью, что обуславливает интенсивные аномалии магнитного поля всей области, сложенной этими породами. Соответственно, Иенгрский массив Алданского щита (рис. 41, см. вкладку) отличается повышенным мозаичным резко меняющимся магнитным полем. Интенсивность значений преобладающих положительных магнитных аномалий колеблется в его пределах от 300 до 2000-3000 гамм. Мозаичные аномалии Иенгрского массива не образуют отчетливо прослеживающихся зон и часто имеют концентрически-кольцевое строение. Опоясывающие его положительные магнитные аномалии периферической части связаны с гранитизированными основными кристаллическими сланцами и гнейсами федоровской и верхнеалданской свит, обладающих повышенным содержанием вторичного магнетита (Мальшев, 1968).

Следует отметить также высокую среднюю плотность основных кристаллических сланцев иенгрской серии, равную  $2,82-2,86$  г/см<sup>3</sup> (Мальшев, 1968; Фрумкин, 1970). Подобные плотности характерны для базальтового слоя земной коры. Поле силы тяжести Иенгрской складчатой области относительно спокойное, повышенное и отличается простой формой аномалий. Характерная особенность магнитных и гравитационных аномалий этой части Алданского щита - не только совпадение их общих простираний, но и совпадение контуров максимумов и минимумов. Так, крупные изометричные минимумы силы тяжести и кольцеобразные магнитные максимумы соответствуют крупным Нижнетимпонской и Центрально-Алданской антиформным структурам (Грабкин, 1965) в пределах Иенгрского массива. Повышенное мозаичное магнитное поле, соответствующее обнаженной части массива, отражает его чрезвычайно сложное строение, отличающееся изометричными в плане и превышающими 100 км в поперечнике системами дугообразных и концентрически располагающихся складок.

Тимптоно-желтулинский комплекс, обнаженный в области Тимптоно-Учурского междуречья, и его аналоги в Олэкминской зоне (см. рис. 41) ярко отражаются системами дугообразных полосовых максимумов и минимумов. Отдельные крупные синформные и антиформные структуры отчетливо вырисовываются в аномальном магнитном поле полосами максимумов и минимумов различной интенсивности, соответствующей магнитным свойствам слагающих их пород. Гиперстеновые и пироксен-амфиболовые гнейсы и основные кристаллические сланцы тимптоно-желтулинского комплекса с магнитной восприимчивостью порядка  $1600-2000 \cdot 10^{-6}$  СГС (Мальшев, 1968) обуславливают, как правило, интенсивные полосовые максимумы, тогда как зоны распространения глиноземистых гранат-, силлиманит- и кордиеритсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев, обычно очень слабо магнитных ( $60-160 \cdot 10^{-6}$  СГС), оконтуриваются преимущественно протяженными полосовыми минимумами магнитного поля.

В аномальном магнитном поле соответственно ярко выделяются в области распространения тимптоно-желтулинского комплекса две зоны, различающиеся по составу первичных осадочно-вулканогенных комплексов и особенностям структуры и разделенные крупным Тыркандинским разломом. Зона Сугамского синклиория, расположенного к западу от разлома и сложенного в основном первично осадочными породами, оконтуривается дугообразно-полосовым региональным минимумом магнитного поля. Расположенная к востоку от Тыркандинского разлома Тимптоно-Учурская складчатая зона, в строении которой преобладают метаморфизованные вулканогенные комплексы основного состава, представленные пироксеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами, характеризуются интенсивными линейными и дугообразными максимум-

мами, кулисообразно подставляющими друг друга. Эти максимумы образуют очень сложную по строению дугообразную систему аномалий, обращенную на юге на юго-запад. Правильная дугообразно-полосовая структура магнитного поля Тимптоно-Учурской и Опёкминской зон - одна из наиболее ярких особенностей обширной складчатой системы архейских образований, самые ранние супракрустальные осадочно-вулканогенные толщи которой были, как полагают А.М. Лейтес и В.С. Федоровский (1977), архейскими аналогами комплексов океанической стадии. Подчеркнем в связи с этим, что плотностные характеристики метаморфизованных в гранулитовой фаши, негранитизированных и слабо гранитизированных пород тимптоно-джелтулинского комплекса, слагающих обнаженную часть Тимптоно-Учурской области, варьируют около  $2,90 \text{ г/см}^3$  (Мальшев, 1968) и соответствуют плотностям базальтового слоя земной коры.

Особенно четким полосовым и резко дифференцированным магнитным полем, выраженным системой чередующихся линейных максимумов и минимумов, отображаются гнейсы и кристаллические сланцы Анабарского массива, представляющие собой, по всем признакам, формационные и возрастные аналоги тимптоно-джелтулинского комплекса. Аномальные зоны магнитного поля Анабарского массива по характеру и интенсивности подразделяются на ряд типов, соответствующих развитым здесь сериям архея (рис. 42).

Наиболее древние породы далдынской серии, представляющие собой преимущественно основные вулканиты, метаморфизованные в гранулитовой фаши (Лутц, 1975), характеризуются самой интенсивной намагниченностью порядка  $2500 \cdot 10^{-6}$  СГС (Глаголева и др., 1976) и соответственно отображаются максимумами до 4000 гамм и более (до 10 000 гамм над магнетитовыми кристаллическими сланцами). Основные кристаллические сланцы далдынской серии являются также и наиболее плотными со значениями  $2,82 \text{ г/см}^3$  среди комплексов анабарского архея (Глаголева и др. 1976).

Гнейсы и кристаллические сланцы верхнеанабарской серии, также характеризующиеся повышенной интенсивностью намагниченности ( $1800 \cdot 10^{-6}$  СГС), отмечаются полосовыми максимумами несколько меньшей амплитуды. Плотность их, видимо, для сравнительно гранитизированных разностей составляет  $2,74 \text{ г/см}^3$  (Глаголева и др., 1976). Верхняя часть разреза анабарского комплекса, представленная преимущественно слабо магнитными первично осадочными толщами хапчанской серии с плотностью порядка  $2,77 \text{ г/см}^3$  (Глаголева и др., 1976), по данным аэромагнитной съемки, четко оконтуривается полосовыми слабо варьирующими минимумами магнитного поля. Наконец, толщи так называемого верхнеламайского комплекса (Рабкин, Вишневикий, 1968), по данным Б.Г. Лутца (1975) представляющие собой диафторированные полиметаморфические компоненты различных частей разреза анабарского комплекса, отличаются в общем незначительной интенсивностью намагниченности, порядка  $700 \cdot 10^{-6}$  (Глаголева и др., 1976).

Зонам распространения пород верхнеламайского комплекса отвечает сложное знакопеременное, преимущественно отрицательное, магнитное поле, которое отражает почти повсеместные проявления наложенной мигматизации и гранитизации. Судя по региональному фону радиологических датировок (Мокшанцев и др., 1975), массовые процессы гранитизации, как и на Алданском щите (Лейтес, Федоровский, 1972, 1977), происходили в интервале 2,3-1,7 млрд. лет. Именно эти процессы, как считает Б.Г. Лутц (Мокшанцев и др., 1975, стр.52), на Анабарском массиве "... послужили началом формирования гранитного слоя континентальной коры". Вывод Б.Г. Лутца (1959) об отсутствии на Анабарском массиве аналогов иенгрской серии согласуется с тем, что в магнитном поле массива не наблюдаются участки характерных мозаичных магнитных аномалий, свойственные на Алданском щите Иенгрскому массиву. Исключительно выдержанное полосовое строение аномального магнитного поля с чередующимися максимумами и минимумами Анабарского массива, по структуре и амплитудам аномалий сопоставимое лишь с магнитными полями современных океанов (Гафаров, 1971, 1976), по-видимому, может рассматриваться как важное свидетельство признаков коры океанического типа.

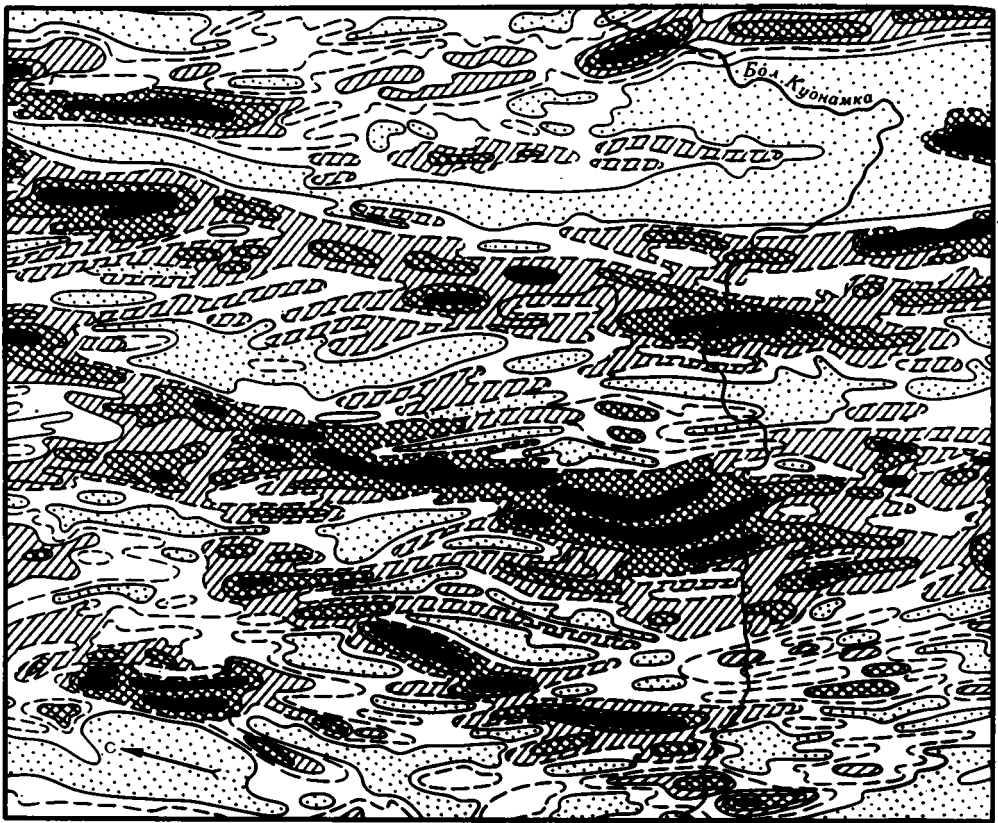


Рис. 42. Схема типов аномальных магнитных полей Анабарского массива  
Поля  $\Delta T_a$ : 1, 2 – интенсивные положительные, 3 – положительные, 4 – отрицательные, 5 – нормальные

Мощные явления тектонического скупивания, складчатости и глубокого метаморфизма гранулитовой фации, охватившие в архее все рассмотренные выше комплексы, привели к возникновению структур гранулит–базитового протометаморфического слоя (Лейгес, Федоровский, 1977), основные особенности которых находят отражение в аномальных геофизических полях.

#### Комплексы позднего этапа

Поздний этап, в ходе которого происходило превращение протометаморфического слоя в гранитно–метаморфический и формирование коры континентального типа, в фундаменте Сибирской платформы представлен комплексами различного происхождения, обладающими отчетливыми структурно–формационными признаками и геофизическими характеристиками. Наиболее полно развиты комплексы позднего этапа в пределах Алданского шита, где они четко отображаются в магнитном и гравитационном полях. Последнее обстоятельство позволяет выявить некоторые из комплексов под платформенным чехлом и очертить участки и зоны их распространения (см. рис. 41). Комплексы океанической стадии, представленные меланократовыми толщами плаггиогнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов нижнепротерозойской усть–гилюйской серии и залегающими среди них телами гипербазитов и габброидов, характеризуются повышенной интенсивностью намагниченности. Узкая зона, сложенная этими комплексами, протягивается вдоль южного края Становой складчатой системы

и характеризуется интенсивными линейными максимумами магнитного поля. Сходные с комплексами океанической стадии пестро метаморфизованные осадочно-вулканогенные и железисто-кремнистые, нередко железорудные, серии шовных рифтогенных прогибов, тектонически прослоенные телами гипербазитов и габброидов, очень четко отображаются интенсивными линейными максимумами магнитного поля, обычно сильно дифференцированными по строению и интенсивности. Самой большой интенсивностью намагниченности отличаются железорудные комплексы с магнитной восприимчивостью порядка  $5000 \cdot 10^{-6}$  СГС и более (Бабаян, 1973) и основные метавулканиды. В зависимости от мощности и условий залегания первично вулканогенных и осадочных компонентов серий шовных рифтогенных прогибов они соответственно отображаются локальными линейными максимумами и минимумами силы тяжести.

Метаморфизованные осадочные комплексы переходной стадии являются практически немагнитными. Мощные голши этих отложений на севере Байкальской складчатой области (см. рис. 40) охватываются обширным Патомским региональным минимумом магнитного поля. Гравитационный региональный минимум осложнен здесь некоторым уменьшением отрицательных значений силы тяжести. Метаморфизованные отложения северной зоны патомских разрезов, соответствующие нижнепротерозойским комплексам протоконтинентального шельфа и тыловой части склона, характеризуются спокойным слабо дифференцированным отрицательным магнитным полем северной части Патомского регионального минимума. Комплексы южной части патомских разрезов, отвечающие отложениям собственно протоконтинентального склона и подножия (Лейтес, Федоровский, 1977), сложенные главным образом флишоидными голщами и отличающиеся чрезвычайно сложным складчато-покровным строением, охватываются южной половиной регионального магнитного минимума, имеющего здесь варьирующий характер и осложненного локальными максимумами, которые приходится на фронтальные участки аллохтонных пластин, где отмечаются резкое повышение степени зонального метаморфизма и мощные проявления гранитообразования. К этим же участкам приурочены гравитационные ступени. По данным глубинных сейсмических исследований, в этой зоне отмечается существенное увеличение мощности земной коры — до 42 км по сравнению с 25–37 км в центральной и северной частях так называемого Бодайбинского синклиория (Мишенькин и др., 1975), представляющего собой участок относительного автотона (Лейтес, Федоровский, 1977).

Осадочные комплексы раннепротерозойских внутренних прогибов протоконтинента, представленные на Алданском щите древней пестроцветной меденосной формацией (удоканская серия и ее аналоги), характеризуются магнитной восприимчивостью менее  $100 \cdot 10^{-6}$  СГС (Бабаян, 1973). Участки их распространения в пределах щита оконтуриваются слабо интенсивными плавными минимумами магнитного поля и локальными минимумами силы тяжести. В связи с пониженной плотностью пород этого комплекса и большой (около 10 км) мощностью соответствующих отложений в крупных, таких, как Кодаро-Удоканский, внутренних прогибах, они отображаются значительными минимумами силы тяжести. Аналоги Кодаро-Удоканского прогиба выделяются в своде Спенекского поднятия, где их существование подтверждается и прямыми геологическими данными (Мокшанцев и др., 1975), а также прослежены по геофизическим материалам в ряде мест фундамента, перекрытого платформенным чехлом. Важно подчеркнуть, что рассматриваемые комплексы метаморфизованной осадочной оболочки гранулит-базитового протометаморфического слоя повсеместно залегают в пределах Алданского щита на полиметаморфических комплексах станового архея (нерасчлененных образованиях меланократового фундамента и архейских аналогов океанической стадии).

Раннепротерозойские (древнестановые) гранитоиды плагиогранито-гнейсовой, гнейсово-мигматитовой и гранодиорит-гранитной формаций, также принадлежащие к комплексам переходной стадии и особенно широко распространенные в Чарской области и Становой складчатой системе Алданского щита (Лейтес, Федоровский, 1977), обладают сравнительно невысокими плотностями около

2,65 г/см<sup>3</sup> (Павлов, Парфенов, 1973) и отмечаются локальными минимумами силы тяжести. Рассматриваемые гранитоиды отличаются небольшими значениями интенсивности намагниченности (100–300·10<sup>-6</sup> СГС). Их тела очерчиваются пониженными магнитными полями, как правило, сравнительно дифференцированного строения.

На Анабарском массиве тела гранитоидов также отображаются полосами минимумов магнитного поля и локальными минимумами силы тяжести, обусловленными их меньшими, чем у вмещающих пород, плотностями – около 2,60 г/см<sup>3</sup> (Геологические результаты геофизических исследований..., 1967). Столь же четкими локальными минимумами силы тяжести и отрицательными магнитными полями характеризуются раннепротерозойские гранитоиды, выступающие в своде Оленекского поднятия. Аналогичные гранитоиды вскрыты буровыми скважинами в фундаменте Иркутского амфитеатра, где к их телам обычно приурочены пониженные значения силы тяжести и магнитных полей (Флоренская, Никишин, 1970). Наконец, гранитоиды с плотностью, несколько меньшей 2,60 г/см<sup>3</sup> (Савинский, 1972), также относящиеся к раннепротерозойским, выделяются на Шарыжалгайском выступе юга Сибирской платформы.

Отмеченные выше геофизические особенности, свойственные телам гранитоидов, располагающихся в пределах Алданского щита и других выступов фундамента Сибирской платформы, были положены в основу при выделении их аналогов под платформенным чехлом. Наиболее уверенно могут быть выявлены и изображены массивы раннепротерозойских интрузивных аллохтонных гранитоидов граводиорит-гранитной формации, которые, как и на Алданском щите, залегают в толщах нижнепротерозойской осадочной оболочки протометаморфического слоя. Достаточно надежно могут быть выявлены зоны и участки интенсивной раннепротерозойской гранитизации, особенно широко распространенные в пределах областей развития аналогов станового архея.

Именно массовая региональная раннепротерозойская (древнестановая) гранитизация, сочетавшаяся с высокогеотемпературным регрессивным метаморфизмом амфиболитовой фации (Лейтес, Федоровский, 1972, 1977) наряду с составом и строением архейских комплексов, определила охарактеризованные выше особенности магнитного и гравитационного полей нерасчлененных комплексов меланократового фундамента и архейских аналогов океанической стадии, породы которых в большей или меньшей степени подверглись воздействию раннепротерозойской гранитизации.

На прилагаемой карте тектоники фундамента Сибирской платформы (см. рис. 41) не показаны конкретные массивы раннепротерозойских автохтонных гранитоидов, так как контуры отдельных массивов этих пород даже в выступах обнаженного фундамента достаточно условны. Гранитоиды плагιοгранито-гнейсовой и гнейсово-мигматитовой формаций всегда имеют постепенные переходы к вмещающим кристаллическим сланцам протометаморфического слоя через широкие зоны мигматизации и фельдшпатизации (Лейтес, Федоровский, 1972), что затрудняет выделение границ их массивов, хотя, как уже отмечалось, участки и зоны раннепротерозойской гранитизации выделяются вполне надежно. Необходимо отметить, что раннепалеозойские и более молодые гранитоиды, широко распространенные на западе и юге Алданского щита и в Прибайкалье, в отличие от рассмотренных раннепротерозойских характеризуются повышенными магнитными свойствами и, соответственно, отделяются от них в магнитном поле.

Комплексы раннепротерозойской островодужной серии, выделяемой на западе Алданского щита вдоль южной границы Бодайбинской складчатой области (см. рис. 41), представленные осадочно-вулканогенными образованиями, характеризуются сложным варьирующим, но в общем отрицательным магнитным полем, вырисовывающим ее дугообразную в целом форму. Во внешней зоне островодужной системы метаморфизованные туфопесчаники и граувакки, перемежающиеся с покровами основных и средних лав, выражены несколько повышенным магнитным полем, осложненным максимумами над телами раннепалеозойских гранитоидов баргузинского комплекса. Существенно вулканогенные

серии внутренней зоны отображаются узкими дугообразно-полосовыми максимумами и минимумами магнитного поля. Южнее, в области раннепалеозойской континентальной коры, зона таких максимумов и минимумов резко сменяется интенсивными дугообразно-полосовыми магнитными максимумами над меланохратовыми гольцами преимущественно вулканогенной спилит-кератофировой муйской серии. Смена аномальных магнитных полей, происходящая по южной границе островодужной системы, отмечается также резким градиентом силы тяжести, соответствующим крупнейшим тектоническим швам.

Северо-Байкальский и Уланский краевые вулканические пояса, сложенные предрифейскими вулканоплутоническими комплексами и ассоциирующими с ними поздними наземными молассаами — показателями зрелой континентальной коры, отображаются своеобразными интенсивно варьирующими пониженными магнитными полями и минимумами силы тяжести. Их предполагаемые погребенные аналоги выделены по этому признаку на востоке платформы, в северной части Хандыгского массива (см. рис. 41).

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Анализ региональной геофизической характеристики складчатого докембрия относительно хорошо изученных выступов фундамента Сибирской платформы (Алданский щит, Анабарский массив и т.д.) позволил проследить по простиранию геофизических аномалий комплексы и структуры различных стадий формирования дорифейской континентальной коры в пределы обширных пространств плиты, где фундамент перекрыт более или менее мощным платформенным чехлом, выяснить основные закономерности современного расположения погребенных под чехлом докембрийских комплексов и на новой основе провести тектоническое районирование дорифейской континентальной коры всей Сибирской платформы (см. рис. 41; Гафаров и др., 1978).

#### Чарско-Алданская область

Основные зоны магнитного поля Алданского щита, соответствующие его складчатым зонам и массивам, прослеживаются с тем же простиранием к северу от границ щита, отражая их продолжение под платформенным чехлом до центральной части междуречья Лены и Вилюя.

Погребенное продолжение Чарской зоны в пределах северо-восточного склона Алданского щита очерчивается полосой слабо повышенного магнитного поля (с отдельными интенсивными изометричными максимумами), которая сужается севернее р. Лены. На западе эта зона фундамента ограничена Ничатским глубинным разломом. Породы фундамента, сходные с образованиями чарской серии, вскрыты в ее пределах скважиной в г. Олёкминске. Полоса линейных максимумов и минимумов северо-северо-западного простирания соответствует северному продолжению Олёкминской складчатой зоны (см. рис. 40). Повышенное мозаичное магнитное поле Иенгрского массива распространяется к северу и северо-западу от границы щита, несколько сужаясь в среднем течении р. Амги и очерчивая его погребенное под платформенным чехлом продолжение. Аналоги гнейсов иенгрской серии вскрыты в этом районе рядом скважин на р. Толбе и на р. Лене.

На востоке к погруженной под чехлом части Иенгрского массива примыкает Синский блок фундамента, сложенный, судя по свойственному ему пониженному мозаичному магнитному полю, аналогами станового архея. Широкая зона дугообразно-полосовых максимумов и минимумов, отмечающая северное погребенное продолжение Тимптоно-Учурской складчатой системы, огibtает Синскую область мозаичных аномалий с юга и юго-востока, прослеживаясь далее к северу до района устья р. Алдан. Вдоль ее границы с Синским блоком особенно ярко выделяется интенсивная линейная Якутская магнитная аномалия, которая, видимо, отражает глубинный разлом (типа Тыркандинского в преде-

лах Алданского щита) и сопровождающие его раннепротерозойские шовные прогибы. В рельефе фундамента Якутский глубинный разлом четко выражен уступом амплитудой около 1–2 км, а также флексурой платформенного чехла.

В пределах юго-восточного угла Сибирской платформы, на правобережье р. Алдан (на участке к северу от верховий рек Учур и Маймакан до устья р. Томпо) и к северу от Улканского вулканического пояса (см. рис. 41), выделяется обширная Хандыгская область повышенного мозаичного магнитного поля, осложненного большими изометричными и вытянутыми магнитными максимумами в основном субширотного простирания. Южная часть этой области магнитного поля охватывает Батомгский и Омнинский выступы фундамента, представленного здесь комплексами архея станового типа. По-видимому, в целом она отображает крупный Хандыгский массив фундамента, сложенный аналогами станового архея. Хандыгский массив, таким образом, ограничивает с востока по большому разлому (типа глубинного надвига) Тимптоно-Учурскую складчатую систему. Интенсивные вытянутые максимумы магнитного поля в пределах рассматриваемого массива, видимо, отображают крупные шовные прогибы, выполненные осадочно-вулканогенными железорудными комплексами. Их широким распространением, вероятно, обусловлено повышенное магнитное поле Хандыгского массива в целом, тогда как локальные минимумы силы тяжести отмечают ряд тел гранитоидов.

Восточная граница Хандыгского массива выражена резкой сменой свойственного ему повышенного мозаичного магнитного поля областью Южно-Верхоянского регионального минимума в пределах Верхоянской складчатой системы мезозойд. Эта граница резкой смены магнитного поля, соответствующая здесь восточной границе Сибирской платформы, выражена на поверхности большим Сетта-Дабанским глубинным разломом, который четко фиксируется системой локальных линейных магнитных максимумов (Краснов, 1964) и соответствует границе структурно-фациальных зон (платформенной и миогеосинклинальной) рифея в пределах обрамления Сибирской платформы, ограниченной Верхояно-Чукотской областью мезозойд (Мокшанцев и др., 1975).

#### Вилуйская зона

Северное продолжение зон магнитных аномалий Алданского щита резко ограничивается в центральной части междуречья Лены и Вилюя субширотной Вилуйской зоной пониженного магнитного поля и широтных максимумов. Менее отчетлива северная граница Вилуйской зоны с Тюнгской областью также в целом пониженного мозаичного магнитного поля. Однако граница может быть прослежена по системе локальных магнитных максимумов и резких градиентов магнитного поля.

Относительно строения и возраста фундамента Вилуйской зоны существуют разнообразные точки зрения. Имеющиеся в настоящее время геолого-геофизические данные не дают оснований для однозначных суждений по этой проблеме. Фундамент в пределах зоны вскрыт лишь одной скважиной в районе Сунтарского поднятия. Вместе с тем геолого-геофизические данные, в том числе глубинные сейсмические исследования (Беляевский, 1974; Потапьев и др., 1974), указывают на сильную раздробленность земной коры в пределах Вилуйской зоны рядом продольных и поперечных глубинных разломов. По поверхности фундамента вдоль нее выделяется ряд линейных впадин с глубинами от 4–5 до 9–10 км (Структурная карта Сибирской платформы..., 1972), разделенных резкими горстобразными выступами. Так, в пределах Сунтарского выступа фундамент вскрыт скважиной на глубине 368 м, тогда как в Кемпендяйской впадине его поверхность располагается на глубине 9 км (Беляевский, 1974). Этой впадине соответствует также более глубокое положение поверхностей базальтового слоя и Мохоровичича, тогда как в целом, по данным Г.Д. Бабаяна (1973) и других авторов, Вилуйская зона отличается относительно небольшими глубинами до поверхности Мохоровичича (в пределах 40 км). В отличие от Кемпендяйской впадины под Сунтарским выступом поверхности базальтового



слоя и Мохоровичича образуют поднятие амплитудой до 6–7 км. По-видимому, эти особенности глубинного строения являются одной из основных причин (наряду с особенностями строения и состава фундамента) появления, соответственно, очень интенсивных Сунтарского максимума и Кемпендяйского минимума силы тяжести, весьма рельефно, в свою очередь, подчеркивающих нарушенность Вилуйской зоны крупными глубинными разломами.

Общие особенности пониженного магнитного поля, а также более высокие скоростные параметры (по сравнению с обычными на древних платформах) верхней части консолидированной коры, характеризующейся граничными скоростями вдоль поверхности фундамента порядка 6,3–6,7 км/сек (Белзевский, 1974), которые считаются типичными для базальтового слоя, дают основание предполагать, что фундамент Вилуйской зоны в значительной мере сложен аналогами серий станового архея. Основные кристаллические сланцы такого типа, пронизанные гранодиоритами, аляскистыми гранитами и плагιοгранитами, вскрыты Сунтарской скважиной (Тимофеев, Маршинцев, 1970).

Вместе с тем вскрытие этой скважиной аналогов удоканской и субганской серий (Мокшанцев и др., 1975), по-видимому, свидетельствует о широком распространении подобных метаморфизованных осадочных комплексов переходной стадии в основании глубоких впадин Вилуйской зоны (Кемпендяйской, Лиценской и др.). Точно так же широтные максимумы магнитного поля в ее пределах отображают, вероятно, крупную систему шовных прогибов под платформенным чехлом, приуроченных к ограничивающим и осложняющим Вилуйскую зону глубинным разломам. Структуры раннепротерозойских рифтогенных прогибов с соответствующими им полосовыми аномалиями непосредственно наложены здесь на более или менее интенсивно преобразованные комплексы станового архея. Заложение шовных прогибов было связано с раннепротерозойским этапом растяжения и утонения протометаморфического слоя в пределах Вилуйской зоны. В начальный этап формирования платформенного чехла зона была унаследована системой рифейских прогибов (авлакогенов), которые, в свою очередь, предопределили положение и простираение мезозойско-кайнозойской Вилуйской синеклизы.

Тюнгская область пониженного мозаичного магнитного поля, примыкающая с севера к Вилуйской зоне, отображает крупный сужающийся к северо-западу массив фундамента, весьма рельефно выделяющийся среди ограничивающих его линейных зон. Судя по особенностям строения магнитного поля, Тюнгский массив, как и Вилуйская зона, сложен, вероятно, аналогами станового архея, тогда как интенсивные линейные максимумы в его западной части и вдоль восточной окраины отображают шовные раннепротерозойские прогибы. В то же время мозаичные магнитные максимумы в центральной части Тюнгского массива соответствуют, видимо, метагабброидам, габбро-амфиболитам и меланократовым амфиболитам (см. рис. 40), т.е. таким участкам меланократового фундамента и архейских аналогов комплексов океанической стадии, где раннепротерозойская гранитизация и другие наложенные процессы проявились не столь мощно, как на периферии массива и в пределах Вилуйской зоны. Последняя, по-видимому, вместе с Тюнгским массивом составляла единую обширную зону аналогов станового архея и была отчленена на раннепротерозойском этапе субширотной системой глубинных разломов, по которым ее отдельные линейные блоки испытали значительные дифференцированные сдвиговые смещения.

#### Оленекская область

В пределах северо-восточного внешнего угла Сибирской платформы выделяется обширная Оленекская область пониженного слабо дифференцированного магнитного поля, осложненного вдоль западной и восточной ее окраин наложенными полосовыми максимумами. Западная граница этой области четко выражена торцовым сочленением с полосовыми аномалиями Анабарского массива, а северная – субширотной системой магнитных максимумов и зоной резких градиентов силы тяжести, соответствующих Лено-Анабарскому краевому шву (Мокшан-

цев, и др., 1975), определяющему также северную границу Сибирской платформы и ее сочленение с областью более молодой континентальной коры.

Рассматриваемая область пониженного магнитного поля отображает хорошо обособленный обширный массив фундамента, который характеризуется также повышенными значениями силы тяжести, что, по-видимому, свидетельствует о значительной плотности (около  $2,8 \text{ г/см}^3$ ) слагающих его пород, которые, вероятно, представлены слабо гранитизированными аналогами комплексов станового архея. Развитие в пределах Оленекского массива монотонного пониженного магнитного поля подтверждает это предположение. В своде Оленекского поднятия в пределах рассматриваемого массива обнажены аналоги удоканской серии Алданского щита и разнообразные гранитоиды (Мокшанцев и др., 1975), которым соответствует изометричный минимум силы тяжести. Этот и аналогичные ему минимумы в пределах Оленекского массива отображают сравнительно крупные аналоги Кодаро-Удоканского прогиба, пользующиеся здесь широким развитием (см. рис. 41). Как и на Алданском щите (Лейтес, Федоровский, 1977), рассматриваемые комплексы метаморфизованной осадочной оболочки протометаморфического слоя повсеместно располагаются на нерасчлененных образованиях меланократового фундамента и архейской океанической стадии, т.е. на полиметаморфических комплексах аналогов станового архея, не испытавших гранитизации на больших участках. Полосовые магнитные максимумы в пределах Оленекского массива, наложенные на его пониженное поле, как показывают непосредственные геологические данные в районе Уджинского поднятия (Мокшанцев и др., 1975), связаны с раннепротерозойскими шовными прогибами. Наиболее крупные из них прослеживаются на западе Оленекского массива в Уджинской зоне и по его восточному ограничению. Крупная система шовных прогибов вдоль восточной периферии Оленекского массива приурочена к глубинным разломам, ограничивающим с востока Сибирскую платформу, фундамент которой круто погружается под краевые надвиги Верхояно-Чукотской складчатой области мезозойского периода.

#### Анабаро-Байкальская область

Интенсивные полосовые магнитные аномалии Анабарского массива в виде крупных линейных зон прослеживаются далеко к югу и юго-востоку, отображая распространение под платформенным чехлом комплексов анабарского архея. Наиболее крупными среди них являются Жиганская, Анабаро-Мирненская и Котуйско-Вилуйская (см. рис. 41) складчатые зоны, охватывающие почти всю центральную часть Сибирской платформы и образующие обширный Анабаро-Байкальский мегаблок (литосферную плиту). При этом Жиганская и Анабаро-Мирненская зоны расходятся широким веером против северо-западного сглаженного угла Тунгского массива с мозаичным магнитным полем соответственно к юго-востоку и югу. Анабаро-Мирненская зона отделена, в свою очередь, от Котуйско-Вилуйской системой изометричных блоков с мозаичным строением магнитного поля. Наконец, Котуйско-Вилуйская зона разделяется на юге Киренским блоком с пониженным мозаичным полем на две ветви, западная из которых, Ангара-Ленская (Гафаров, 1971, 1976), отделяет его от Усть-Кутского массива с повышенным мозаичным полем. Таким образом, обширная Анабарская область полосовых магнитных аномалий, расширяющаяся к югу и юго-востоку, характеризуется закономерным строением. Составляющие ее зоны линейных максимумов и минимумов сочленяются одна с другой по простиранию и образуют виргации против блоков с мозаичным строением поля.

Среди систем полосовых аномалий Анабарской области по интенсивности и режиму градиентам магнитных максимумов выделяется Жиганская зона, прослеживающаяся через восточную часть Анабарского массива до р. Лены на юго-востоке и далее, резко сужаясь, в пределы Приверхоянского краевого прогиба на расстояние около 1000 км. Судя по высоким значениям интенсивности намагниченности (по данным Л.В. Булиной, порядка  $2000 \cdot 10^{-6}$  СГС и более) пород фундамента, Жиганская зона сложена преимущественно аналогами дал-

дынской серии Анабарского массива. Лишь на востоке зоны минимума магнитного поля оконтуривает полосу развития пород хапчанской серии.

По положению Анабаро-Мирненской зоны можно наметить продолжение комплексов архея центральной части Анабарского массива далеко к югу через верховья рек Оленек, Марха и Вилкой до района г. Мирного и пос. Мухтуля. Эта зона отличается значительно более дифференцированным строением. О строении фундамента в пределах зоны можно судить по данным геофизики, единичных скважин и на основании изучения ксенолитов пород фундамента в кимберлитовых трубках (Плаголева и др., 1976; Глубинные ксенолиты..., 1975; Соболев и др., 1972). Полосовые минимумы на севере Анабаро-Мирненской зоны, по-видимому, отображают породы хапчанской серии, широко распространенные в пределах синклиновых структур (Плаголева и др., 1976), а интенсивные линейные максимумы — более магнитные комплексы (до  $1000-2000 \cdot 10^{-6}$  СГС), представленные в основном породами верхнеанабарской и частично далдынской серий. Обращает на себя внимание нарушенность Анабаро-Мирненской зоны рядом продольных и поперечных разломов, вдоль которых по локальным минимумам тяжести на отдельных участках могут быть намечены тела анортозитов и гранитоидов.

Изометричные блоки фундамента, образующие единую систему северо-западного простиранья, ограничивающую Анабаро-Мирненскую зону с запада, характеризуются разнообразными магнитными полями мозаичного строения. Выделяющийся в ее крайней северной части Нижнекотуйский блок отличается пониженным мозаичным полем, на фоне которого обособляются отдельные изометричные магнитные максимумы, соответствующие, видимо, телам метагаббродов, габбро-амфиболитов и т.д. (см. рис. 40). Отдельные локальные минимумы силы тяжести отмечают в его пределах тела гранитоидов. Рассматриваемый массив осложнен рядом разломов, особенно в его северной части.

Расположенные к юго-востоку от него Верхнеоленекский и Ботуобинский блоки характеризуются более повышенным мозаичным магнитным полем. По-видимому, они сложены аналогами иенгрской серии Алданского щита. Особенно сходен с Иенгрским массивом последнего по типу и строению аномального магнитного поля Ботуобинский блок, резко ограниченный, как и смежные зоны, с юга крупнейшим Байкало-Вилюйским линеamentом (см. рис. 41). Наконец, примыкающий к Ботуобинскому по разлому Мухтуйский блок, характеризующийся пониженным мозаичным магнитным полем, сложен, вероятно, аналогами станового архея. Развитый в его пределах обширный минимум силы тяжести отображает крупный прогиб типа Кодаро-Удоканского и многочисленные тела гранитоидов.

Котуйско-Вилюйская зона, самая западная из систем анабарского типа с полосовым строением магнитного поля, прослеживается с севера на юг вместе с сочленяющейся с ней на юге по простиранью Ангаро-Ленской зоной (Гафаров, 1971) на расстоянии свыше 2000 км вплоть до Шарыжалгайского выступа фундамента на юге. На всем протяжении зона осложнена протяженными продольными разломами, отделяющими ее от смежных блоков фундамента. Так, по крупному сложно изогнутому разлому она граничит на юго-западе с Киренским блоком фундамента (см. рис. 41) на юге платформы.

Киренский блок характеризуется пониженным магнитным полем, которое осложнено в его периферических частях наложенными интенсивными узкими максимумами. Судя по характеру магнитного и гравитационного полей, Киренский блок сложен аналогами станового архея, по-видимому, интенсивно гранитизированными. С крупными телами гранитоидов, образующими поле гранитизации, связаны в этой и других областях Прибайкалья депрессии силы тяжести. Интенсивные линейные максимумы магнитного поля по краям Киренского блока связаны, видимо, с раннепротерозойскими шовными прогибами, приуроченными к крупным разломам на границах складчатых зон различного строения.

Комплексы, слагающие шовный прогиб, приуроченный к западному ограничению Киренского блока, вскрыты скважинами на р. Лене в районе Марковского поднятия, где они представлены амфибол-хлоритовыми, хлоритовыми, поле-

вошпатово-кварцевыми и серицит-кремнистыми сланцами, а также амфиболитами (Флоренская, Никишин, 1970). Здесь же вскрыты многочисленные тела биотитовых гранитов, часто залегающих среди метаморфических сланцев и подчеркивающих широкую региональную гранитизацию архейских и нижнепротерозойских комплексов в пределах Киренского блока и на его периферии. Обращает на себя внимание, что вскрытые скважинами породы обычно интенсивно катаклазированы и милонитизированы в зоне разломов (Флоренская, Никишин, 1970), ограничивающих с запада Киренский блок.

Против северо-западного острого угла Киренского блока от Котуйско-Вилкойской зоны отклоняется к югу Ангаро-Ленская зона фундамента, характеризующаяся интенсивными полосовыми максимумами субмеридионального простирания, и продолжается к югу вплоть до Шарыжалгайского выступа, показывая распространение здесь комплексов типа анабарского архея. Это хорошо подтверждается совпадением простираний магнитных аномалий в верховье р. Ангары с северо-северо-западной (до меридиональной на западе) ориентировкой структур архея Шарыжалгайского выступа. Ранее вывод о сходстве комплексов архея Анабарского массива и Шарыжалгайского выступа сделал Т.Н. Спичарский (1964). Как отмечает Л.В. Витте (1972), на востоке Шарыжалгайского выступа наименее переработанные гранулитовые комплексы пород (с возрастом 2350-2900-3000 млн. лет; Геохронология докембрия..., 1968) имеют магнитную восприимчивость в пределах  $2100-4390 \cdot 10^{-6}$  СГС и выше и отмечают субширотными максимумами.

Вместе с тем в западной части выступа, охваченной интенсивными процессами протерозойской гранитизации и мигматизации (с возрастом 1800 млн. лет), прослеживаются полосы максимумов и минимумов субмеридионального простирания, отражающие зону глубинного разлома. Продолжаясь далеко на север, этот разлом ограничивает с запада крупный Усть-Кутский блок фундамента (см. рис. 41). Последний характеризуется сложным мозаичным магнитным полем, отрицательным и пониженным в южной части блока и с развитием ряда интенсивных максимумов в северной части. Северная часть блока отличается также повышенными значениями силы тяжести. Подобные сочетания магнитных и гравитационных аномалий наряду с данными бурения дают основания предполагать, что Усть-Кутский блок в целом сложен аналогами иенгурской серии, однако в его пределах широко распространены массивы и крупные тела гранитоидов, вскрытые рядом скважин в районе г. Усть-Кут и в других пунктах. Плотность гранитоидов по Усть-Кутским скважинам составляет около  $2,70 \text{ г/см}^3$  (Савинский, 1972), поэтому они четко оконтуриваются полосами и локальными минимумами силы тяжести. Область широкого развития тел гранитоидов и интенсивной гранитизации характеризуется в южной половине блока отрицательным и пониженным магнитным полем.

Экстраполяция полосовых аномалий Анабарского массива к югу и юго-востоку дала возможность, таким образом, проследить под платформенным чехлом ряд крупных линейных зон (Жиганская, Анабаро-Мирненская, Котуйско-Вилкойская), отвечающих, видимо, распространению комплексов анабарского архея (архейских аналогов комплексов океанической стадии). Между этими зонами располагаются неправильные по форме, часто изометричные блоки фундамента, сложенные, вероятно, в основном аналогами иенгурской серии (архейскими аналогами комплексов океанической и переходной стадий). Таким образом, отчетливо видно (см. рис. 41), что области, сложенные комплексами глубоко метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочке первичной земной коры, занимают, включая Иенгурскую и Тимптоно-Учурскую зоны, почти всю центральную часть Сибирской платформы. Внутреннее строение дорифейского фундамента этой обширной срединной части Сибирской платформы, судя по результатам анализа геофизических полей, весьма сложно.

Как и в пределах Алданского шита и Анабарского массива, здесь могут быть выделены участки относительной стабильности и относительной тектонической подвижности первичной земной коры. Первые, характеризующиеся своеобразными повышенными мозаичными полями и сложенные формационными ана-

логами иенгурской серии со значительной ролью первично осадочного компонента в разрезах, обладали, по всей вероятности, как полагают А. М. Лейтес и В. С. Федоровский (1977), существенно анортозитовым цоколем. Вторые, отличающиеся типичными для океанической коры четко выраженными полосовыми системами максимумов и минимумов магнитного поля (Гафаров, 1971) и сложенные аналогами анабарского и тимптоно-джелтулинского комплексов, отвечают, вероятно, областям, где в архее на гипербазит-базитовом основании накапливались аналоги комплексов океанической стадии.

### Тунгусская область

Тунгусская область мозаичного магнитного поля, осложненного на ряде участков линейными наложенными максимумами, охватывает центральную и западную части Тунгусской синеклизы и северную часть Иркутского амфитеатра и отображает крупнейший структурный элемент фундамента Сибирской платформы.

Относительно возраста и строения фундамента Тунгусской синеклизы существует несколько различных точек зрения (Фотиади, 1961, 1967; Васильковский, Предтеченский, 1964; Гришин и др., 1967; Гафаров, 1965, 1976 и др.). Данные региональных геофизических исследований, в том числе глубинных сейсмических зондирований (Притула и др., 1973; Беляевский, 1974 и др.), позволяют в настоящее время более определенно подойти к разрешению проблемы о возрасте и строении фундамента этой части Сибирской платформы.

Широтные и дугообразные региональные максимумы и минимумы Тунгусской области мозаичного магнитного поля, на фоне которых развиты локальные максимумы и минимумы, связанные с траппами тунгусского комплекса, резко ограничиваются в восточной части Тунгусской синеклизы и южнее полосовыми магнитными аномалиями рассмотренных выше Котуйско-Вилуйской и Ангаро-Ленской зон и, по-видимому, отображают распространение нерасчлененных комплексов базит-гипербазитового меланократового фундамента и архейских аналогов комплексов океанической стадии. Таким образом, по материалам региональных геофизических исследований выделяется крупнейшая область развития этих комплексов в фундаменте всей западной части платформы. В ее составе выделяются обширный Тунгусский мегаблок, ограниченный на севере Хетским глубинным разломом, и Нижнеангарский блок; оба блока разделены зоной Иркинеевского глубинного разлома (см. рис. 41).

Многочисленные мозаичные интенсивные максимумы магнитного поля, особенно широко развитые в пределах Тунгусского и Нижнеангарского массивов и обычно сочетающиеся с гравитационными, по всем признакам соответствуют телам метагабброидов и меланократовых амфиболитов, которые являются важным членом комплексов меланократового фундамента. Характерная особенность пространственного размещения метагабброидов и меланократовых амфиболитов — их отчетливая приуроченность к областям распространения нерасчлененных комплексов меланократового фундамента и архейских аналогов комплексов океанической стадии (аналогов станового архея) — особенно наглядно наблюдается на примере Тунгусского и Нижнеангарского мегаблоков. В их пределах, вероятно, сохранились более или менее крупные участки и зоны меланократового основания, где гранитизация и другие наложенные процессы проявились не столь мощно, как на других аналогичных блоках фундамента платформы. В этом случае породы отличаются повышенными плотностными характеристиками; повышается и интенсивность аномальных магнитного и гравитационного полей, часто приближающаяся к значениям, присущим метагабброидам и меланократовым амфиболитам. Этот вывод, как нам кажется, хорошо подтверждается данными глубинных сейсмических исследований со станциями "Земля" в пределах Тунгусской синеклизы (Шутин и др., 1970; Притула и др., 1973), выявившими значительные изменения мощности и состава консолидированной земной коры и глубин залегания поверхности Мохоровичича. Последняя полого поднимается от 32–33 км на южных окраинах Тунгусской синеклизы (пос. Соснино) до 29–30 км в центральной ее части, в районе пос. Тура. Максимальная глубина

поверхности фундамента в районе пос. Тура достигает 10–12 км. При этом мощность консолидированной коры соответственно уменьшается от 30 до 20 км в основном за счет резкого сокращения мощности и выклинивания гранитного слоя. М.С. Савинская и К.А. Савинский выделили в 1975 г. в этой центральной части Тунгусской синеклизы обширный Кочечумский блок с безгранитной субокеанической корой, сложенный, по-видимому, негранитизированными комплексами протометаморфического слоя.

Сокращение мощности консолидированной коры до 25–26 км установлено также по данным ГЭС по широтному профилю, пересекающему Енисейский кряж и западную часть Иркутского амфитеатра (Крылов и др., 1967, 1970). Глубины до поверхности Мохоровичича составляют здесь 38–41 км, однако они увеличиваются за счет возрастания мощности платформенного чехла до 13–14 км. По сейсмическим данным устанавливается, что фундамент этого блока сложен породами с большими скоростями сейсмических волн, характерными для пород меланократового состава (метагабброидов, амфиболитов и т.д.). Таким образом, в глубоких впадинах и депрессиях фундамента Тунгусской синеклизы по сейсмическим данным устанавливаются обширные участки безгранитного меланократового основания, что подтверждает выделение Тунгусской и Нижнеангарской областей подобного строения. К этим же зонам фундамента, как показывают гравиметрические данные, приурочены мощные комплексы осадочной оболочки гранулит–базитового протометаморфического слоя, повсеместно располагающиеся на нерасчлененных образованиях меланократового фундамента и архейских аналогов комплексов океанической стадии, и слагающие структуры типа Кодаро–Удоканского прогиба. Они соответственно четко оконтуриваются изометричными минимумами силы тяжести. Наиболее крупным аналогом Кодаро–Удоканского прогиба в составе Тунгусского мегаблока, по-видимому, является выделенная М.С. Савинской и К.А. Савинским в 1975 г. в центральной части Тунгусской синеклизы Кочечумская впадина субмеридионального простираения с глубинами 10–12 км до поверхности фундамента (Структурная карта Сибирской платформы..., 1972), видимо, унаследованная затем рифейским авлакогеном.

Выделяющиеся в пределах Тунгусской области мозаичного магнитного поля зоны наложенных полюсовых магнитных максимумов связаны, вероятно, со структурами раннепротерозойских рифтогенных прогибов, непосредственно наложенных на более или менее преобразованные комплексы аналогов станового архея. Обращает на себя внимание преимущественная приуроченность этих раннепротерозойских шовных структур к западной части Тунгусской области, где они образуют ряд зон субширотного и частью субмеридионального простираения. Крупнейшими из них здесь являются Иркинеевский, Бахтинско–Вельминский и Восточно–Туруханский шовные прогибы (см. рис. 41), внедряющиеся в пределы Тунгусской и Нижнеангарской областей с запада, со стороны их периферической части, которая перекрыта, по-видимому, структурными и формационными аналогами раннепротерозойских комплексов патомского типа (метаморфизованными толщами протоконтинентального шельфа и склона) и рифейских многогеосинклинальных комплексов (Гафаров и др., 1978). Эти комплексы отображаются зоной регионального магнитного минимума. Иркинеевский раннепротерозойский шовный прогиб разделяет при этом Тунгусский и Нижнеангарский мегаблоки.

Рассматриваемая система раннепротерозойских рифтогенных трогов сопровождается широким поясом распространения тел гранитоидов и интенсивной гранитизации, протягивающимся вдоль западных окраин Нижнеангарского и Тунгусского мегаблоков. Следует подчеркнуть также закономерную приуроченность ко всем перечисленным раннепротерозойским рифтогенным прогибам рифейских линейных авлакогенов в основании платформенного чехла, которые четко отображаются максимумами силы тяжести (Дашкевич и др., 1968; Дашкевич, 1971). Системы раннепротерозойских шовных прогибов намечаются, по геофизическим данным, и в центральных частях Тунгусского мегаблока, где они сопряжены с Кочечумской впадиной, выполненной мощными комплексами оса-

дочной оболочки гранулит-базитового протометаморфического слоя, непосредственно наложенными на нерасчлененные образования меланократового фундамента. Именно с этими особенностями глубинного строения западной части Сибирской платформы, по-видимому, связано широкое распространение в области Тунгусской синеклизы в перми и триасе интенсивного траппового вулканизма (Масайтис, 1964; Васильев, Золотухин, 1975), приуроченного в основном к крайним частям рассматриваемого Тунгусского и частью Нижнеангарского мегаблоков. Тунгусскому мегаблоку фундамента центральной и западной частей платформы отвечает, по данным В.Л.Масайтиса (1964), Тунгусская субпровинция развития нормального, обогащенного магнием подтипа базальтовой магмы. Правда, этот подтип магмы проявился в перми и триасе и на значительных расстояниях за пределами Тунгусского мегаблока.

Тунгусская и Нижнеангарская области фундамента ограничивают с запада рассмотренную выше грандиозную Байкало-Анабарскую область распространения комплексов метаморфизованной супракрустальной оболочки первичной земной коры, обнаруживая те же структурные соотношения с нею, что и аналогичные блоки восточной периферии платформы (Оленекский, Хандыгский, Тунгусский). Следовательно, области, сложенные нерасчлененными комплексами меланократового фундамента и архейских аналогов комплексов океанической стадии, в современной структуре кристаллического основания Сибирской платформы находятся главным образом в крайних частях этой колоссальной структуры материка Евразии. Они образуют почти непрерывное неправильное кольцо шириной до 800-900 км на западе, около 300-400 км на юге и от 350-400 до 500 км на востоке платформы (Гафаров и др., 1978). Это грандиозное кольцо прерывается, по-видимому, только на севере, в районе Хатанганского залива, и на крайнем юге платформы, в юго-западном Прибайкалье, где к границам платформы выходят зоны, сложенные комплексами метаморфизованной супракрустальной оболочки первичной земной коры.

Данные прямых геологических наблюдений, результаты геофизических исследований и немногочисленные пока данные бурения позволяют наметить обширные зоны распространения массивов разнообразных гранитоидов и участков раннепротерозойской гранитизации, приуроченных к периферии Сибирской платформы. Среди них выделяются крупная Становая, Прибайкальская, Южноангарская, Тайшетская зоны, зоны гранитоидов Оленекского и Хандыгского массивов и западных окраин Нижнеангарского и Тунгусского мегаблоков. Наконец, к ним может быть отнесена и зона в пределах Путоранского минимума силы тяжести, выделенная К.А. Савинским и М.С. Савинской в 1975 г. как область разуплотнения земной коры и верхней мантии. Названные зоны гранитизации образуют, таким образом, грандиозный "гранитный пояс" на периферии Сибирской платформы (Гафаров и др., 1978). Этот "гранитный пояс" в современной структуре фундамента Сибирской платформы в общем совпадает, как можно видеть (см. рис. 41), с упомянутым выше широким кольцом глубоко преобразованных полиметаморфических комплексов меланократового фундамента и архейских аналогов комплексов океанической стадии. Лишь в пределах наиболее широкой Тунгусской области пояс гранитоидов захватывает только западную периферию этого грандиозного кольца комплексов первичной базит-гипербазитовой земной коры.

Рассматриваемый "гранитный пояс", будучи почти сплошным, прерывается только на севере, в районе Хатанганского залива, где к северной границе Сибирской платформы, определяемой Лено-Анабарским и Хетским крайними швами (Мокшанцев и др., 1975), выходят комплексы анабарского архея (глубоко метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки). К северу от названных крайних швов, в пределах Пясинско-Хатангской зоны, прослеживаются дугообразно-полосовые максимумы и минимумы субширотного и северо-восточного простирания, резко отличающиеся по своему характеру от магнитных полей древней Сибирской платформы и отображающие комплексы более молодой, по-видимому, позднедокембрийско-палеозойской (точнее не определенной) континентальной коры.

## ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Анализ строения фундамента Сибирской платформы показывает большую роль протяженных разломов в ограничении и развитии основных складчатых зон и массивов. Общие черты тектоники фундамента платформы, его глыбовая структура, следовательно, в значительной мере определяются пространственными и временными закономерностями расположения и соотношения разнообразных глубинных разломов, образующих сложные системы. Фундамент платформы был расчленен в раннем протерозое на крупнейшие мегаблоки зоной Станового глубинного разлома, Ничатским тектоническим швом, Байкало-Вилуйским, Уджинско-Жиганским, Саяно-Анабарским (Таймыро-Байкальским) линейными, Иркутиневским глубинным разломом (см. рис. 41). Все перечисленные протяженные тектонические швы разделяют обширные Становую, Чарско-Алданскую, Бодайбинскую, Оленекскую, Байкало-Анабарскую, Тунгусскую и Нижнеангарскую складчатые области фундамента (литосферные плиты), различающиеся по строению и составу слагающих их комплексов (Гафаров и др., 1978).

Названные тектонические швы четко выражены в геофизических, особенно магнитных, полях. Данные ГСЗ (Беляевский, 1974) указывают на проникновение многих из этих швов до поверхности Мохоровичича. Особое значение имеют новые данные о проявлении вдоль них крупных горизонтальных смещений (надвигов, сдвигов и пр.).

Зона протяженного (около 1000 км) и имевшего длительную и сложную историю развития Станового разлома, разграничивающего Чарско-Алданскую и Становую литосферные плиты, выражена, по данным ГСЗ, наклонной сейсмической границей раздела, прослеживающейся на глубину 120-150 км (Булин и др., 1972), а также гравитационной ступенью и резкими линейными магнитными аномалиями.

Колоссальный по протяженности Байкало-Вилуйский линеймент (см. рис. 41) отмечается сменой в его восточной части зон мозаичных и линейных аномалий Алданского щита и его северного склона субширотной Вилуйской зоной пониженного магнитного поля, цепочками локальных максимумов и зонами резких градиентов силы тяжести северо-восточного простирания. В западной части он также четко отображается стыком субмеридиональных Анабаро-Мирненской и Котуйско-Вилуйской зон полосовых аномалий и мозаичных полей Ботуобинского и Киренского массивов с региональным Патомским минимумом магнитного поля. Таким образом, Байкало-Вилуйский линеймент разделяет крупнейшие Чарско-Алданскую и Анабаро-Байкальскую складчатые области (литосферные плиты). С севера и юга вдоль него граничат разнородные зоны фундамента этих областей. Вместе с тем обращает на себя внимание сходство рядов линейных зон и массивов в составе Чарско-Алданской и Анабаро-Байкальской плит соответственно к югу и северу от Байкало-Вилуйского линеймента. Так, Киренский массив в южной части Анабаро-Байкальской литосферной плиты хорошо сопоставляется с Чарской областью Алданского щита, а его Олекминская зона - с Котуйско-Вилуйской зоной.

Ботуобинский массив совместно с небольшим Мухтуйским блоком сходен с погруженным продолжением Алдано-Тимптонского массива и примыкающим к нему Синским блоком. Анабаро-Мирненская зона Анабаро-Байкальской плиты находит своих аналогов в крупной Тимптоно-Учурской зоне Алданского щита. Наконец, Тюнгский блок вместе с сочленяющейся с ним по Линденскому тектоническому шву Вилуйской литосферной плитой сопоставляется с обширным Хандыгским массивом восточной периферии платформы. Если принять подобные сопоставления названных зон и массивов к северу и югу от Байкало-Вилуйского линеймента, то можно допустить крупные сдвиговые перемещения вдоль него с амплитудой не менее 500 км. Последняя близко совпадает с величиной относительных горизонтальных перемещений Чарско-Алданской и Становой литосферных плит, с одной стороны, и Анабаро-Байкальской - с другой, полученной А.М. Лейтесом и В.С. Федоровским (1977) путем палинстатических реконструкций Байкало-Патомской складчатой дуги.



Сдвиговые смещения вдоль Байкало-Вилуйского линеамента происходили, вероятно, уже в раннем протерозое, что подтверждается приуроченностью к нему шовных прогибов, отображающихся системой полосовых магнитных максимумов. Они были, очевидно, весьма интенсивными в рифее в процессе формирования крупных авлакогенов в пределах Вилуйской зоны и проявлялись на последующих этапах ее платформенного развития.

Уджинско-Жиганский тектонический шов вдоль северо-восточного ограничения Анабаро-Байкальской плиты очень ярко отображается торцовыми соотношениями интенсивных линейных аномалий Жиганской зоны с пониженным мозаичным магнитным полем Оленекской литосферной плиты. Детальный анализ структуры магнитного поля показывает, что Оленекский массив перекрывает здесь по крупному дугообразному глубинному надвигу юго-восточное продолжение Жиганской линейной складчатой зоны и северо-восточную периферию обширной Анабаро-Байкальской области в целом. На значительном протяжении Уджинско-Жиганский глубинный надвиг сопровождается системой раннепротерозойских шовных прогибов и Уджинским рифейским авлакогеном.

Саяно-Анабарский (Таймыро-Байкальский) линеамент (см. рис. 41), прослеживающийся с субмеридиональным простираем через всю платформу на расстоянии свыше 2000 км, отображается стыком мозаичных магнитных полей Тунгусской и Нижнеангарской складчатых областей с системами субмеридиональных полосовых аномалий Анабаро-Байкальской области. Этот крупнейший линеамент характеризуется сложным строением и состоит, видимо, из системы глубинных разломов, кулисообразно подставляющих друг друга, с которыми сопряжены многочисленные разломы в пределах Тунгусской и Нижнеангарской областей. Крупнейшим среди них является Иркинеевский глубинный разлом, разделяющий эти области и сочленяющийся с Анабаро-Саянским линеаментом в верховье р. Тэтэре. В этом районе Саяно-Анабарский линеамент разделяется, и на его южном простираении прослеживается глубинный разлом, ограничивающий с востока Усть-Кутский массив, тогда как основная зона разлома прослеживается к юго-западу до низовий р. Ангары. Глубинный разлом восточнее г. Усть-Кут отмечается сейсмическими исследованиями со станциями "Земля" по мощной зоне потери сейсмической корреляции в консолидированной коре, сопровождающейся значительными вертикальными смещениями глубинных границ. Судя по торцовому сочленению мозаичных аномалий Усть-Кутского массива с Ангаро-Ленской зоной, этот разлом, дугообразно изогнутый к западу, представляет собой глубинный надвиг.

Южная часть Саяно-Анабарского линеамента в низовье р. Ангары сопровождается, о чем свидетельствуют интенсивные субмеридиональные магнитные максимумы, раннепротерозойскими шовными прогибами и телами метабазитов и гипербазитов, отмечающими его активное развитие в раннем протерозое. В своей крайней соверной части, в низовье р. Хеты и вплоть до оз. Таймыр, Саяно-Анабарский (Таймыро-Байкальский) линеамент чрезвычайно рельефно отображается интенсивными магнитными и гравитационными линейными максимумами субмеридионального простираения, обусловленными, видимо, мощными телами гипербазитов, которые приурочены к зоне глубинного разлома. Не менее резкими сопряженными гравитационными и магнитными аномалиями характеризуется Хетский субширотный глубинный разлом (Мокшанцев и др., 1975), примыкающий к Саяно-Анабарскому линеаменту в низовье р. Меймечи почти под прямым углом и также, видимо, сопровождающийся телами ультрабазитов. Эти крупнейшие глубинные разломы наряду с субширотными Хатангским и Анабаро-Ленским, сочленяющимися на севере, в районе оз. Таймыр, с Саяно-Анабарским линеаментом, определяют северное ограничение дорифейской Сибирской платформы.

В районе сочленения Саяно-Анабарского (Таймыро-Байкальского) линеамента и Хетского глубинного разлома выделяется интенсивный максимум силы тяжести, совпадающий с резкими магнитными аномалиями и, вероятно, отражающий крупный массив гипербазитов, наклоненный к северо-северо-западу. Вместе с тем особенности сочленения почти под прямым углом Хетского и Таймы-

ро-Байкальского глубинных разломов и характер соотношения однотипных аномалий, вероятно, свидетельствуют о крупных сдвиговых смещениях вдоль последнего. Интенсивные сдвиговые и надвиговые движения проявились вдоль этого линеамента и на платформенном этапе развития. Об этом свидетельствует приуроченность к району стыка Таймыро-Байкальского линеамента с Хетским глубинным разломом Гулинского гипербазитового массива, представляющего собой мощную (до 5 км) пластину, полого наклоненную к западу и северо-западу и залегающую среди вулканогенно-туфовых толщ пермо-триаса (Васильев, Золотухин, 1975).

Приведенные данные показывают значительную сложность и длительность развития (начиная еще с нижнего протерозоя) крупнейшего Саяно-Анабарского (Таймыро-Байкальского) линеамента, испытавшего, вероятно, неоднократные структурные трансформации в своем формировании. Наиболее ранние этапы его развития характеризуются приуроченными к линеamentу раннепротерозойскими шовными прогибами. Интенсивные сдвиговые движения на юг Тунгусской и Нижнеангарской областей вдоль Саяно-Анабарского линеамента в рифее хорошо увязываются во времени и пространстве с формированием Байкало-Патомской складчатой дуги в связи с тангенциальным сжатием и горизонтальными движениями по Байкало-Вилуйскому линеamentу. Эти движения были вызваны смещением на юг и юго-запад обширной Анабаро-Байкальской литосферной плиты (складчатой области). При этом единая система Тунгусского и Нижнеангарского массивов испытала, вероятно, еще более значительные горизонтальные смещения на юг по отношению к Анабаро-Байкальской области. Сдвиг Тунгусского мегаблока к югу, видимо, обусловил в обрамлении Сибирской платформы крупный близкий к прямоугольному входящий угол, ограниченный Хетским и Таймыро-Байкальским глубинными разломами. Интенсивные сдвиговые смещения в пределах этого угла продолжались и на последующих этапах (ранний палеозой, пермо-триас) в процессе формирования Пясинско-Хатангской зоны позднедокембрийско-палеозойской континентальной коры.

Грандиозный Саяно-Анабарский (Таймыро-Байкальский) линеament имел кардинальное значение и в процессе формирования чехла Сибирской платформы. Он разделяет две ее крупнейшие структурные области первого порядка по морфологии поверхности фундамента: Алдано-Анабарскую поднятую и Ангаро-Тунгусскую погруженную (Кропоткин и др., 1971), отвечающие соответственно Анабаро-Байкальскому (вместе с Чарско-Алданским), с одной стороны, Тунгусскому и Нижнеангарскому мегаблокам - с другой. Этот глубинный линеament совпадает также с границей области с тонкой консолидированной корой в пределах центральной части Тунгусской синеклизы и области больших ее мощностей в восточной части платформы (Шгутин и др., 1970; Пятницкий, Шгутин, 1975). Наконец, к нему тяготеют наиболее обширные зоны интенсивного траппового вулканизма в перми и триасе, приуроченного в основном к окраинам Тунгусского массива первичной земной коры.

Рассмотрение крупнейших линеamentов фундамента Сибирской платформы позволяет четко определить место и значение в его общей структуре систем раннепротерозойских рифтогенных шовных прогибов.

Наиболее крупные системы шовных прогибов, как показало рассмотрение строения фундамента платформы (см. рис. 41), располагаются вдоль Вилуйской зоны, в Уджинской зоне на западе Оленекского массива и на его восточном ограничении, вдоль Саяно-Анабарского линеамента и на западе Тунгусского массива, где они ярко выражены зонами полосовых магнитных максимумов. В пространственном расположении погребенных шовных прогибов выявляются определенные закономерности. Как и на Алданском шите (Лейтес, Федоровский, 1977), их ориентировка подчинена субширотной и субмеридиональной системам крупнейших тектонических швов.

Почти все шовные структуры прослеживаются в пределах областей, сложенных нерасчлененными комплексами первичной земной коры и архейских аналогов образований океанической стадии, будучи приуроченными к зонам глубинных разломов. Как правило, раннепротерозойские шовные структуры располагаются

на границах складчатых областей различного строения, трассируя, таким образом, протяженные линейменты, представляющие собой тектонические ограничения крупнейших мегаблоков (литосферных плит), перекрытых платформенным чехлом, таких, как Анабаро-Байкальский, Вилюйский, Оленекский, Тунгусский и Нижнеангарский (Гафаров и др., 1978), а также Чарско-Алданский, Бодайбинский и Становой мегаблоки Алданского щита (Лейтес, Федоровский, 1977), обособившихся в раннем протерозое в процессе крупных горизонтальных перемещений и тектонического сучивания.

Выявление важнейшего структурообразующего значения горизонтальных перемещений позволяет по-новому раскрыть сущность распространения обширных мегаблоков (литосферных плит) того или иного состава и строения в фундаменте Сибирской платформы. Как было подмечено ранее, Тунгусский, Нижнеангарский, Вилюйский, Оленекский, Становой и Бодайбинский мегаблоки или массивы (т.е. шесть литосферных плит из восьми), отличаются сравнительно однородным и однотипным строением и составом дорифейского фундамента (Гафаров и др., 1978). Комплексы раннего этапа развития этих складчатых областей представлены нерасчлененными образованиями меланократового фундамента и архейских аналогов комплексов океанической стадии, а позднего этапа - троговым комплексом рифтогенных шовных структур и осадочными толщами внутренних прогибов протоконтинента и его склонов. Важная особенность перечисленных обширных блоков - региональная интенсивная гранитизация в раннем протерозое (2,4-1,7 млрд. лет тому назад) и мощные процессы гранитообразования, приведшие к формированию зрелой континентальной коры к рубежу 1,8-1,6 млрд. лет (Лейтес, Федоровский, 1977). Проведенное тектоническое районирование показало (см. рис. 41), что в современной структуре Сибирской платформы все эти крупнейшие мегаблоки (литосферные плиты) составляют гигантское кольцо, в центре которого располагаются плиты иного строения.

Необходимо подчеркнуть в то же время, что степень обоснованности представленной схемы тектонического районирования (см. рис. 41) не везде одинакова. Если северная, восточная и южная части кольца выделены достаточно уверенно по комплексу геологических и геофизических данных, то включение в состав кольца его северо-западной части (обширного Тунгусского массива) основано только на интерпретации материалов региональных геофизических исследований.

Кольцевая форма расположения рассматриваемых блоков континентальной коры весьма сложна и несовершенна. Ее первоначальные контуры, несомненно, нарушены крупнейшими горизонтальными перемещениями литосферных плит. В частности, с крупными сдвиговыми смещениями по Байкало-Вилюйскому линейменту, по-видимому, связано современное расположение Вилюйского и Тунгусского блоков в фундаменте центральной части Сибирской платформы. Для Анабаро-Байкальского и Чарско-Алданского мегаблоков (литосферных плит) центральной части платформы характерны комплексы архейских аналогов образований океанической и переходной стадии (ранний этап), практически полное отсутствие супракrustальных комплексов позднего этапа и лишь локальные проявления раннепротерозойской гранитизации.

В результате дорифейского геологического развития фундамента платформы, таким образом, возникла весьма своеобразная континентальная структура (Гафаров и др., 1978). Ее краевые зоны прошли полный путь формирования континентальной земной коры и выступают, следовательно, в виде остова, опоясывающего срединную часть Сибирской платформы, для которой характерна несовершенная, как бы не достигшая зрелости континентальная кора. В сущности, несмотря на то, что эта громадная часть Сибирской платформы находится посредине континентального массива, возникшего в раннем протерозое, и внутри современного континента Евразии, она не обладает всем комплексом признаков, присущих типичным корам континентального типа.

По особенностям своего строения, формационному составу пород, истории развития и некоторым специфическим признакам реликтовой коры океаническо-

го типа она должна быть отнесена к областям переходного развития. По сути дела геологическое развитие в докембрии завершилось здесь созданием архейского гранулит-базитового протометаморфического слоя, на котором в дальнейшем, в рифее и фанерозое, накапливались толщи платформенного чехла. Таким образом, устанавливается удивительная особенность тектоники Сибирской платформы – неоднородность типов земной коры ее фундамента, в котором периферические части к началу рифея представляли собой зрелую континентальную кору, а центральная – протометаморфический слой. Вероятно, именно эта важнейшая особенность строения и состава фундамента определила специфику всей дальнейшей истории Сибирской платформы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение обширных геологических и геофизических материалов в процессе составления Тектонической карты Северной Евразии и проведенное тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы позволяют раскрыть на основе принципов мобилизма и представлений о стадийности геологического развития главные особенности и этапы формирования континентальной земной коры этой обширной части Евразии.

1. Строение фундамента платформы весьма гетерогенно. Отдельные его области развивались по-разному, но все они составили единое структурное целое к рубежу 1,8–1,7 млрд. лет тому назад. Формирование континентальной земной коры Сибирской платформы происходило в результате направленного стадийного процесса преобразования коры океанического типа и завершилось к началу рифея.

2. Выделенные крупнейшие структурные элементы фундамента Сибирской платформы находят отчетливое отображение в региональных геофизических полях. Комплексы ранних и поздних этапов, тех или иных стадий развития, крупнейшие структурные швы и многие другие элементы тектоники фундамента обладают достаточно определенными геофизическими характеристиками, выраженными в различного типа аномалиях магнитного и гравитационного полей. Они могут быть экстраполированы от обнаженных выступов фундамента (Алданский щит, Анабарский массив и т.д.) в пределы обширных пространств, погруженных под платформенный чехол.

3. Намеченные особенности строения, состава, истории развития и структурных соотношений комплексов глубокого докембрия позволяют по-новому понять сущность распространения и природу крупнейших блоков фундамента платформы и оценить роль горизонтальных движений в формировании его структуры.

4. В фундаменте Сибирской платформы выделяются два основных типа крупных мегаблоков (литосферных плит), ограниченных тектоническими швами и имеющих четкую региональную геофизическую характеристику. Блоки (литосферные плиты) первого типа обладают зрелой континентальной корой. Плиты второго типа образованы гранулит-базитовым протометаморфическим слоем, не достигшим стадии зрелой континентальной коры и сохранившим реликтовые признаки океанической коры.

5. Фундамент Сибирской платформы обнаруживает концентрическое строение. Протометаморфический гранулит-базитовый слой образует фундамент срединной части платформы, а на периферии располагаются области зрелой континентальной коры, как бы опоясывающие центральную часть. Подобное строение дорифейского фундамента предопределило особенности всего последующего платформенного развития.

6. Значительные горизонтальные перемещения обширных мегаблоков (литосферных плит) имели важнейшее значение в становлении континентальной земной коры и формировании современной структуры фундамента Сибирской платформы.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А.Д. 1947. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. I. Изд. 4. М.-Л., Госгеолиздат.
- Бабаян Г.Д. 1973. Тектоника и нефтегазоносность Вилюйской синеклизы и прилегающих районов по геофизическим и геологическим материалам. Новосибирск, "Наука".
- Баженова Г.Н. 1974. Анортозиты Каларского массива. - В кн.: Анортозиты СССР, М., "Наука".
- Барт Т.Ф.В., Рейтан П.Х. 1967. Докембрий Норвегии. - В кн.: Докембрий Скандинавии, М., "Мир".
- Беляевский Н.А. 1974. Земная кора в пределах территории СССР, М., "Недра".
- Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С., Шукин Ю.К. 1970. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям. - Геотектоника, № 2.
- Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Донатов В.П. и др. 1976. Геологические формации и металлогения Алданского щита. Л., "Недра".
- Биркис А.П., Богатиков А.О., Богданова С.В. и др. 1976. Анортозиты докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. II. М., "Недра".
- Богатиков О.А., Дмитриев Ю.И. 1976. Базальты и анортозиты Луны. - В кн.: Проблемы петрологии. М., "Наука".
- Богданов А.А. 1967. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. - Вестн. МГУ. Сер. геол., № 1.
- Богданова С.В. 1966. О соотношении минералого-петрографического состава пород кристаллического фундамента и верхнедокембрийских отложений Куйбышевского Заволжья. - ДАН СССР, 169, № 2.
- Богданова С.В. 1974. Анортозиты Волго-Уральской области. - В кн.: Анортозиты СССР, М., "Наука".
- Богданова С.В., Лапинская Т.А. 1970. О строении разреза докембрийского фундамента Туймазинской опорной скважины № 2000. - ДАН СССР, 194, № 5.
- Богданова С.В., Лапинская Т.А. Подоба Н.В. 1971. Петрофизическая характеристика фундамента. - В кн.: Изучение Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., "Недра".
- Богданова С.В., Петренко А.С. 1978. Отражение стратиграфической и метаморфической зональности фундамента Татарского свода в его петрофизической характеристике и геофизических полях. - Труды МИНХ и ГП, вып. 130.
- Богданова С.В., Подоба Н.В., Серова А.Д. 1973. О глубинной структуре и составе фундамента восточной части Русской плиты. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12.
- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. 1968. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., "Наука".
- Борисов А.А. 1967. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра".
- Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А., Эглиц Е.Н. 1972. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным. - Сов. геология, № 10.
- Булина Л.В., Спижарский Т.Н. 1970. Гетерогенность фундамента Сибирской платформы. - В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., "Наука".
- Буртман В.С. 1974. Деформации палеозойских геосинклинальных систем. Автореф. докт. дис. М.
- Бухаров А.А. 1973. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, "Наука".
- Бухаров А.А. 1976. Магматизм краевых швов Сибирской платформы в среднем протерозое. - В кн.: Тектоника Сибири. Т. 7. М., "Наука".
- Варданянц Л.А. 1960. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. - В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. (Междунар. геол.

- конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. 1975. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, "Наука".
- Васильковский М.П., Предтеченский А.А. 1964. О строении Сибирской платформы. - Геол. и геофиз. № 6.
- Ветлюжских В.Г., Кудрявцев В.А., Сетколов Н.А. 1966. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., "Наука".
- Виноградов В.И., Егин В.И., Кичигин Л.Н. и др. 1975. Значение литологического контроля апатитности архейских образований Алданского щита (по данным изотопного состава серы). - Литол. и полезн. ископ., № 5.
- Виноградов В.И., Реймер Т.О., Лейтес А.М., Смелов С.Б. 1976. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюции кислородной атмосферы Земли. - Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Виноградов А.П., Тугаринов А.И. 1964. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-урано-ториевого метода измерений абсолютного возраста. - В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.-Л., "Наука".
- Витте Л.В. 1972. Структуры Шарьжальгайского массива и отражение их в магнитных полях. - Геотектоника, № 6.
- Вярюнен Х. 1959. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ.
- Гамалея Ю.Н. 1968. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии. - Геотектоника, № 6.
- Гаррис М.А., Лапинская Т.А., Ситдинов Б.С., Соловьева Н.Н. 1966. Основные этапы магматизма и метаморфизма в докембрии на территории восточной части Русской платформы. - В кн.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения. М., "Наука".
- Гафаров Р.А. 1963. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8.
- Гафаров Р.А. 1965. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы. - Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7.
- Гафаров Р.А. 1971. Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ северного полушария. - В кн.: П.И. Кропоткин и др. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М., "Наука".
- Гафаров Р.А. 1973. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ. - В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., "Наука".
- Гафаров Р.А. 1976. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской). - Труды ГИН АН СССР, вып. 279.
- Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С. и др. 1978. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры. - Геотектоника, № 1.
- Гейер П. 1967. Докембрий Швеции. - В кн.: Докембрий Скандинавии. М., "Мир".
- Гельман М.Л. 1974. Вопросы геологии древнейших кристаллических комплексов Северо-Востока СССР. - В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Труды Сев.-Вост. комплексн. научн.-исслед. ин-та ДВНЦ АН СССР, вып. 62.
- Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы. 1966. М-б 1:2 500 000. Гл. ред. Л.А. Варданянц М., изд. ВСЕГЕИ, ГУТК.
- Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. 1967. Новосибирск, "Наука".
- Геолого-петрографическая карта фундамента Восточно-Европейской платформы. 1976. М.-б 1:2 500 000. Ред. Н.В. Неволин и Т.А. Лапинская. М., изд. ВНИИГеофиз.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. 1968. Л., "Наука".
- Герлинг Э.К., Глебова-Кульбах Г.О., Лобач-Жученко С.Б. и др. 1965. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. - В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.-Л., "Наука".
- Герлинг Э.К., Лобач-Жученко С.Б., Горохов И.М. и др. 1972. Изотопный возраст пород докембрия Балтийского щита. - В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука".
- Гилярова М.А. 1972. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., Изд-во ЛГУ.
- Глаголева Р.А., Илупин И.П., Камышева Г.Г. 1976. Влияние пород фундамента на состав кимберлитов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4.
- Глебова В.А., Бондаренко Л.П., Биркис А.П., Гайлюс Р.И. 1976. Раннедокембрийские метаморфические

- комплексы фундамента Восточной Европейской платформы. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. II. М., "Недра".
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. 1975. Новосибирск, "Наука".
- Глуховский М.З. 1969. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олёкмо-Витимской горной страны. — Геотектоника, № 3.
- Глуховский М.З. 1975. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита. — Геотектоника, № 2.
- Глуховский М.З., Коген В.С., Моралев В.М. и др. 1976. Троговой комплекс Алданского щита и его обрамления. — Геол. и геофиз., № 6.
- Глуховский М.З., Павловский Е.В. 1973. К проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, № 2.
- Глуховский М.З., Ставцев А.Л. 1973. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., "Наука".
- Голионко Г.Б., Ефимкин Н.С., Зиньковский В.Е., Крестин Е.М. 1973. Глубинное геологическое строение северо-восточного склона Воронежского массива и Пачелмского прогиба (по материалам ГСЗ). — Геотектоника, № 2.
- Грабкин О.В. 1965. К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижне-Тимптонского купола на Алданском щите. — Вестн. МГУ. Сер. геол., № 1.
- Грачев А.Ф., Федоровский В.С. 1970. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов. — Сов. геология, № 12.
- Гринберг Г.А. 1968. Докембрий Охотского массива. М., "Наука".
- Гришин М.П., Пятницкий В.К., Ремпель Г.Г. 1967. Строение фундамента Сибирской платформы. — Труды СНИИГИМС, вып. 57.
- Дагелайская И.Н. 1975. Анортозиты Дальнего Востока СССР. Автореф. канд. дис. Л.
- Дашкевич Н.Н. 1971. Основные черты глубинного геологического строения западной части Сибирской платформы и Приенисейской полосы Западно-Сибирской плиты по геолого-геофизическим данным. Автореф. канд. дис. М.
- Дашкевич Н.Н., Мусатов Д.И., Файгин Е.Б. и др. 1968. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и связь с ним траппового магматизма. — В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 5). М., "Наука".
- Дедеев В.А. 1972. Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской плиты. — Геотектоника, № 3.
- Дедеев В.А., Шустова Л.Е. 1976. Геоблоки Европейской части СССР. Науч. докл. Коми фил. АН СССР, вып. 25. Сыктывкар.
- Дзевановский Ю.К. 1958. Геология западной окраины Станового хребта. — Бюл. ВСЕГЕИ, № 1.
- Дзевановский Ю.К. 1960. Докембрийские комплексы Алданского щита и хребта Станового. — В кн.: Материалы годичной сессии Ученого совета по результатам работ Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ). 1958 г. Аннотации докл. Л.
- Дзевановский Ю.К. 1963. Алданский щит. — В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Полутом Азиатская часть СССР. М., Госгеолтехиздат.
- Дзевановский Ю.К. 1972. Тимптонская серия. Джелтулинская серия. — В кн.: Геология СССР, т. 42, Южная Якутия. Ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра".
- Дзевановский Ю.К., Миронюк Е.П., Лагедина Г.Ю. 1970. — История геологического развития Алданского щита. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., "Наука".
- Дзевановский Ю.К., Полевая Н.И. 1961. Новые данные об абсолютном возрасте докембрийских комплексов Алданского щита и хребта Станового. — Бюл. ВСЕГЕИ, № 3.
- Дзевановский Ю.К., Судовиков Н.Г. 1960. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Ггаранин А.В. 1976. Основные черты магматизма дна океана. — В кн.: Проблемы петрологии. М., "Наука".
- Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., и др. 1972. Гранулитовая фация метаморфизма. Л., "Наука".
- Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Халевин Н.И. 1968. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., "Наука".
- Егорова Л.З. 1964. Строение и состав кристаллического фундамента и бавлинских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. — Труды Куйбышев. НИИ НП, вып. 24.

- Зандер В.Н. Томашунас Ю.И., Берковский и др. 1967. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., "Наука".
- Зарубин В.В., Мануйлова М.М. 1973. Натровый и калиевый ряды вулканоплутонических формаций докембрия Северного Прибайкалья. - В кн.: Тектоника Забайкалья. Улан-Удэ, Бурят кн. изд-во.
- Кайряк А.И. 1969. К проблеме "югния" западного Прионежья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1.
- Карсаков Л.П. 1973. Геология и петрология гранулитового комплекса восточной части Станового хребта. Автореф. канд. дис. Владивосток.
- Карсаков Л.П., Шульдинер В.И., Леников А.М. 1975. Гранулитовый комплекс восточной части Становой складчатой области и чогарская фация глубинности. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5.
- Карта метаморфических поясов СССР. 1976. М-б 1:5 000 000. Ред. К.О.Кратц, В.А.Глебовицкий. М.-Л., изд. ИГТД АН СССР и ГУТК.
- Кицул В.И., Лазебник К.А. 1966. Геология и петрография докембрийских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры (к проблеме Унгринского клина). - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского шита. М., "Наука".
- Клитин К.А., Павлова Т.Г. 1974. Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области. - ДАН СССР, 215, № 2.
- Клигин К.А., Павлова Т.Г., Прстельников Е.С. 1970. Байкалиды юго-востока Сибири. - Труды ГИН АН СССР, вып. 219.
- Книппер А.Л. 1970. Габброиды офиолитовой "формации" в разрезе океанической коры. - Геотектоника, № 2.
- Книппер А.Л. 1971. Серпентинитовый меланж Малого Кавказа. - Геотектоника, № 6.
- Книппер А.Л. 1975. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). - Труды ГИН АН СССР, вып. 267.
- Коников А.З., Травин Л.В., Шалек Е.А. 1974. Петрохимия метабазитов и базальтоидный вулканизм архея Восточной Сибири. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., "Наука".
- Константиновский А.А. 1974. Ульканский и Биякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4.
- Коржинский Д.С. 1936. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. - Труды ЦНИГРИ, вып. 86.
- Коржинский Д.С. 1939. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. - В кн.: Стратиграфия СССР. т. 1. Докембрий СССР. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Кориковский С.П. 1967. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., "Наука".
- Кориковский С.П., Баженова Г.Н. 1965. Взаимоотношения чарнокитов с анортозитами Каларского массива в связи с проблемой анортозит-чарнокитовой формации. - ДАН СССР, 165, № 5.
- Кориковский С.П., Гусева А.И., Федоровский В.С. 1974. Перекристаллизация кванит-хлоритовых сланцев и изменение состава мусковит-фенгитов в зонах контактового воздействия нижнепротерозойских гранитоидов Патомского нагорья (Восточная Сибирь). - В кн.: Очерки физико-химической петрологии, вып. 4. М., "Наука".
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. 1970. Новые данные о возрасте докембрийских толщ междуручья Нечёры и Бульбукты (южная часть Патомского нагорья). - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. 1977. Значение метаморфических несогласий для расчленения докембрийских комплексов (на примере Патомского нагорья). - В кн.: Геология и металлюгенез метаморфических комплексов. Свердловск, изд. УНЦ АН СССР, 1977.
- Коссовская А.Г., Шугов В.Д. 1963. Фации регионального эпигенеза и метатенеза. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7.
- Краснов А.И. 1964. О тектоническом строении фундамента Алданского шита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки. - Сов. геология, № 11.
- Кратц К.О. 1963. Геология карелии Карелии. М., Изд-во АН СССР.
- Кратц К.О., Герлинг Э.К., Лобач-Жученко С.Б. 1968. Геохронология докембрия Балтийского шита. - В кн.: Геология докембрия. (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). Л., "Наука".
- Кратц К.О., Шуркин К.А., Лобач-Жученко С.Б., Масленников В.А. 1971. Региональная схема стратиграфии докембрийских образований. - В кн.: Стратиграфия и изогонная геохронология докембрия восточной части Балтийского шита. Л., "Наука".



- Кропотокин П.Н., Валяев Б.М., Гафуров Р.А. и др. 1971. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. - Труды ГИН АН СССР, вып. 2, 09.
- Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П. и др. 1967. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. - Геол. и геофиз., № 2.
- Крылов В.С., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р. и др. 1975. Сейсмический разрез литосферы в зоне Байкальского рифта. - Геол. и геофиз., № 3.
- Крылов С.В., Рудницкий А.А., Мишенькин Б.П. 1970. Сейсмические исследования земной коры Западной Сибири. - В кн.: Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. М., "Наука".
- Крылова М.Д., Седова И.С. 1974. Состав ультраметаморфогенных гранитоидов как показатель условий их образования. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., "Наука".
- Кудрявцев В.А. 1966а. Архей бассейна р.Сутам. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., "Наука".
- Кудрявцев В.А. 1966б. О стратиграфии и тектонике архея верховьев рек Тимптона и Гонама (Южная Якутия). - Геол. и геофиз., № 4.
- Кутолин В.А. 1972. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. М., "Наука".
- Күшев В.Г. 1976. Байкальская горная область как пример древней зоны сочленения литосферных плит. - Геол. и геофиз., № 8.
- Лаврович Н.Н. 1970. К вопросу об истории формирования удожанской серии докембрия Сибири. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11.
- Лазарев Ю.И. 1971. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшинского месторождения. - Труды Ин-та геол. Карел. фил. АН СССР, вып. 1.
- Лазько Е.М. 1956. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов, Изд-во Львовск. ун-та.
- Лапинская Т.А. 1966. О стратиграфическом расчленении докембрийского фундамента Волго-Уральской области. - Труды МИНХ и ГП, вып. 61.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В. 1967. Об основных породах кристаллического фундамента Волго-Уральской области в связи с определением их абсолютного возраста. - В кн.: Труды XIV сессии Комитета по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., "Наука".
- Лапинская Т.А., Богданова С.В. 1975. Формация графитоносных высокоглиноземистых гнейсов восточной части Русской платформы. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., "Недра".
- Лапинская Т.А., Богданова С.В. 1976. Основные черты геологического строения и главнейшие метаморфические и магматические комплексы докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. I. М., "Недра".
- Лапинская Т.А., Богданова С.В., Горина А.Б. и др. 1977. Архейские терригенные образования в разрезе параметрической Миннибаевской скважины 20 000. - Тезисы докл. Всесоюз. рабоч. семинара "Терригенные образования докембрия", Апатиты.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В., Подоба Н.В. 1971. Петрофизические особенности пород фундамента восточной части Русской платформы. - В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности кристаллического фундамента Белоруссии и смежных районов. Минск, "Наука и техника".
- Лапинская Т.А., Князев В.С. 1967. Кристаллический фундамент Поволжья и Прикамья. - В кн.: Геология СССР. т. 11. Поволжье и Прикамье. Ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра".
- Лейтес А.М. 1965. Нижний протерозой северо-востока Олёкмо-Вигимской горной страны. - Труды ГИН АН СССР, вып. 122.
- Лейтес А.М., Муратов М.В., Федоровский В.С. 1970. Палеоавлакены и их место в развитии древних платформ. - ДАН СССР, 191, № 6.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С. 1972. Тектоника запада Алданского щита (Олёкмо-Вигимская горная страна). - Геотектоника, № 2.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С. 1977. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. - Геотектоника, № 1.
- Ленников А.М. 1968. Петрология Джугдурского анортозитового массива. М., "Наука".
- Ленников А.М. 1974. Анортозиты Джугдура и ассоциирующие породы. - В кн.: Анортозиты СССР. М., "Наука".
- Литвиненко И.В. 1968. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Ка-

- релии. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита, Л., "Наука".
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. 1976. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, "Наука".
- Лобанов М.П. 1964. О магматизме северной части Байкальского хребта. — В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., "Недра".
- Лобанов М.П., Охотников И.А. 1976. Структурно-формационные комплексы глубинных разломов и зон смятия (Байкальская горная область). — В кн.: Тектоника Сибири, Т.7. М., "Наука".
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. 1974. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., "Наука".
- Лутц Б.Г. 1959. Стратиграфия и тектоника южной части Анабарского массива. — ДАН СССР, 126, № 6.
- Лутц Б.Г. 1975. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., "Наука".
- Макаровичева З.П. 1974. Глубинные разломы Витимо-Патомского района и их роль в распределении эндогенной минерализации. — В кн.: Эндеогенные полезные ископаемые Саяно-Байкальской горной области. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во.
- Макарычев Г.И. 1975. Развитие геосинклиналей Западного Тянь-Шаня и проблема формирования континентальной земной коры. Автореф. докт. дис. М.
- Малышев Ю.Ф. 1968. Магнитное поле Алданского архея. — Геол. и геофиз., № 9.
- Маракушев А.А. 1965. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Наука".
- Маракушев А.А. 1975. Петрохимия метаморфических пород в связи с проблемой выделения формаций по составу исходных отложений. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Кн. 1. М., "Недра".
- Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. 1971. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., "Наука".
- Марков М.С. 1975. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. — Труды ГИН АН СССР, вып. 268.
- Масайтис В.Л. 1964. Магматические трапшопые субпровинции на Сибирской платформе. — Труды ВСЕГЕИ. Нов.сер., 97.
- Масленников В.А. 1969. Древнейший докембрий Кольского полуострова (геология и геохронология). Автореф. докт. дис. М.
- Международная тектоническая карта Европы. 1964. М-б 1:2 500 000. Ред. Н.С.Шатский и др. М., изд. ГУТК.
- Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнусевский Э.Л. 1971. Геология западной части Алданского щита. М., "Недра".
- Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В., Селезнев В.С. 1975. Глубинные сейсмические исследования на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны. — Геол. и геофиз., № 4.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др. 1971. Тектоническая карта Якутской АССР. М-б 1:2 500 000. (Объяснительная записка). Якут. Ин-т геол. Якут. фил. СО АН СССР.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др. 1975. Тектоника Якутии. Новосибирск, "Наука".
- Моссаковский А.А. 1975. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. — Труды ГИН АН СССР, вып. 268.
- Мошкин В.Н. 1958. Хребты Становой и Джугджур. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат.
- Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. 1973. Становая складчатая область. — В кн.: Геология Северо-Восточной Азии, Т.3. Магматизм. Л., "Недра".
- Муратов М.В. 1970. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. — Геотектоника, № 2.
- Муратов М.В. 1971. Ранние эры в истории Земли. — Природа, № 1.
- Муратов М.В. 1973. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., "Наука".
- Неволин Н.В. 1971. Основные черты геологического строения фундамента Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., "Недра".
- Неволин Н.В., Богданова С.В., Лапинская Т.А. и др. 1968. Основные черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 5). М., "Наука".
- Николаевский А.А. 1968. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. М., "Наука".

- Новикова А.С. 1971. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. - Труды ГИН АН СССР, вып.237.
- Новикова А.С. 1975. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. - Труды ГИН АН СССР, вып.265.
- Обручев В.А. 1927. Геологический обзор Сибири. М., Госиздат.
- Обручев В.А. 1932. Древнее темя или каледонская складчатость. - В кн.: Первый Восточно-Сибирский краевой научно-исследовательский съезд. Из трудов съезда, вып.1. Геол. секция. Москва-Иркутск, ОГИЗ.
- Островский М.М. 1971. Основные этапы формирования и перспективы нефтегазоносности центральных областей Русской платформы. - Труды ВНИГНИ, вып. 81.
- Охотников И.А., Митрофанов Г.Л. 1969. Терригенно-вулканогенная формация и ее положение в разрезе докембрия Средне-Витимской горной страны. - Тезисы докладов по проблеме: Стратиграфия и полезные ископаемые докембрия Байкало-Патомского нагорья. Иркутск.
- Павлов А.П. 1922. Попытки распознать доархейскую эру в истории Земли. - Бюл. МОИП, Отд. геол., 31.
- Павлов Ю.А., Парфенов Л.М. 1973. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограниченных Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука".
- Павловский Е.В. 1944. Новые данные по геологии и флюидогитогенности юга Якутской АССР. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3.
- Павловский Е.В. 1948. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. - Труды ГИН АН СССР, вып. 99. Сер. геол., № 31.
- Павловский Е.В. 1956. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10.
- Павловский Е.В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. - В кн.: Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы. М., Изд-во АН СССР.
- Павловский Е.В. 1967. Тектонические аспекты проблемы анортозитов. - Геотектоника, № 5.
- Павловский Е.В. 1970. Ранние стадии развития земной коры. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5.
- Павловский Е.В., Марков М.С. 1963. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). - В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М., Изд-во АН СССР.
- Палей И.П. 1963. Основные черты тектоники Балтийского щита. - В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. (Труды ГИН АН СССР, вып.92).
- Палей И.П. 1970. О правомерности выделения готской складчатости. - В кн.: Геохронология докембрия. М., "Наука".
- Палей И.П. 1971. Древнейшие образования платформенного типа в пределах Балтийского щита. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Пейве А.В. 1961. Тектоника и магматизм. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3.
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, № 4.
- Пейве А.В. 1975. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. - Геотектоника, № 5.
- Пейве А.В., Перфильев А.С., Савельева Г.Н. 1976. Глубинные включения, кимберлиты и проблема дрейфа континентов. - Сов. геология, № 5.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л. и др. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс. - ДАН СССР, 196, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. 1972. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. - Сов. геология, № 12.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зокеншайн Л.П. и др. 1976. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). - Геотектоника, № 5.
- Перевозчикова В.А. 1971. Стратиграфия и основные дискуссионные проблемы геохронологии допалеозоя восточной части Балтийского щита. - В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".
- Петров А.И. 1977. Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. Балтийский щит. М., "Наука".
- Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Ройзенман В.М. и др. 1975. Метаморфический комплекс алданских месторождений флюопита. Новосибирск, "Наука".
- Попова Л.П., Горина А.Б. 1976. Протерозойские гранитоиды Татарского свода. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. I. М., "Недра".

- Поротова Г.А. 1966. Результаты геофизических работ по структурно-тектонической зоне Ветреный пояс и направление дальнейших исследований. - В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карел. кн. изд-во.
- Постников А.В. 1976. Состав и структурное положение ранне-среднепротерозойских образований фундамента Волго-Уральской нефтегазонасыщенной провинции. Автореф. канд. дис. М.
- Постников Д.В. 1967. Разрез нижнего докембрия в Туймазинском районе. - ДАН СССР, 172, № 5.
- Постников Д.В. 1976. К методике интерпретации датировок метаморфических пород по гетерохронным минералам. - В кн.: Методы исследований в области абсолютной геохронологии. Тезисы докл. 3-го методич. симпозиума. М.
- Постников Д.В., Гаррис М.А. 1972. Геохронология магматических и метаморфических комплексов нижнего докембрия восточной части Русской платформы. - В кн.: Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы. Уфа.
- Потапьев С.В., Бабаян Г.Д., Подваркова И.В. 1974. Предварительные результаты региональных сейсмических исследований в Вилдойской синеклизе. - В кн.: Региональные геофизические исследования в труднодоступных районах. Новосибирск, "Наука".
- Предовский А.А. 1970. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты.
- Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. 1974. Геохимия печенгского комплекса. Л., "Наука".
- Притаула Ю.А., Савинский К.А., Коган А.Б. и др. 1973. Строение земной коры Тунгусской синеклизы. - Сов. геология, № 10.
- Прияткина Л.А. 1971. Геологическое строение и возраст гранулитовой формации Кольского полуострова. - В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского шита. Л., "Наука".
- Прияткина Л.А. 1974. Строение протерозойского разлома на Кольском полуострове. - ДАН СССР, 214, № 5.
- Пушкарев Ю.Д. 1972. Возможности использования аргонграмм при геологической интерпретации К-Аг значений возраста. - В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского шита. Л., "Наука".
- Пушкарев Ю.Д., Шуркин К.А. 1967. Особенности строения зоны сочленения беломорид и карелид и морфологические типы blastomylonitov. - В кн.: Деформация и структура докембрийских толщ. Л., "Наука".
- Пятницкий В.К., Шутин Н.М. 1975. Новые представления о строении земной коры Сибирской платформы. - ДАН СССР, 223, № 3.
- Рабкин М.И., Вишневецкий А.Н. 1968. Архей, Анабарский штат. - В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., "Наука".
- Рассказов Ю.П. 1968. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Станового и Тукурингра. Автореф. канд. дис. Хабаровск.
- Реутов Л.М. 1972. Иенгская серия. - В кн.: Геология СССР, т. 42, Южная Якутия. Ч.1. Геологическое описание. М., "Недра".
- Реутов Л.М. 1974. Стратиграфия и структура архей центральной части Алданского шита. Автореф. канд. дис. Владивосток.
- Реутов Л.М., Ляхницкий В.В. 1968. Нижнепротерозойские образования Олёкмо-Токкинского водораздела. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 18, Геология докембрия Алданского шита, Якутск, Якут. кн. изд-во.
- Руженцев С.В. 1976. Краевые офиолитовые аллоктоны. - Труды ГИН АН СССР, вып. 283.
- Савинский К.А. 1972. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., "Недра".
- Салоп Л.И. 1964. Геология Байкальской горной области. Т.1. Стратиграфия. М., "Недра".
- Салоп Л.И. 1967. Геология Байкальской горной области. Т.2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., "Недра".
- Салоп Л.И. 1971а. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 46, вып. 4.
- Салоп Л.И. 1971б. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского шита. - В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского шита и покрова Русской платформы. (Труды ВСЕГЕИ, 175).
- Салоп Л.И. 1973. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., "Недра".
- Сердюченко Д.П. 1956. Скаполитовые породы из Слюдяно-Алданского архейского комплекса. - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3-4. Львов.

- Сердюченко Д.П. 1972. Солёные осадочные породы в докембрийских горах Земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные. - В кн.: Геология докембрия. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1). Л., "Наука".
- Сердюченко Д.П. 1974. О метаосадочных пироксенитах среди архейских комплексов. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., "Наука".
- Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А. 1970. Об углеводородном "дыхании" докембрийских графитоудержающих толщ. - ДАН СССР, 192, № 1.
- Сидоренко Св.А. 1970. Морфогенетические типы проявления метаморфизованного органического вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия. - Тезисы докл. на IV Всесоюз. угольном совещании. М.
- Сидоренко Св.А. 1976. Главнейшие возможные "эпохи" и геолого-тектонические условия накопления биогенного органического вещества в докембрии. - В кн.: Палеонтология докембрия и кембрия. Новосибирск.
- Сигдиков Б.С. 1968. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань, изд-во Казан. ун-та.
- Сигдиков Б.С. 1975. Литостратиграфические комплексы кристаллического фундамента в пределах Татарского свода. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4. М., "Недра".
- Смирнов А.М. 1976. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука".
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. 1972. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. - Геол. и геофиз. № 12.
- Соколов В.А. 1970. Ятулий Карелии и смежных районов (геология, литология, палеогеография). Автореф. докт. дис. М.
- Соколов Ю.М. 1967. Вторичная линейность в породах Чуйского геосинклиналия (Северо-Байкальское нагорье). - В кн.: Деформации и структуры докембрийских гор. Л., "Наука".
- Спичарский Т.Н. 1964. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. - В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., "Наука".
- Структурная карта Сибирской платформы по поверхности кристаллического фундамента. 1972. М-б 1:2 500 000. Гл. ред. А.А.Трофимук, В.Н.Семенович. Новосибирск, МГ СССР, СНИИГТИМС.
- Судовиков Н.Г. 1937. Докембрий Кемельской АССР. - В кн.: Труды Международного геологического конгресса. XVIII сессия. Т. 2. М., ОНТИ.
- Судовиков Н.Г. 1963. Последовательность геологических событий в докембрии Алданского шита и Станового хребта. - В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Полутом. Азиатская часть СССР. М., Госгеолтехиздат.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. 1965. Геология и петрология южного обрамления Алданского шита. М., "Наука".
- Судовиков Н.Г., Неелов А.Н. 1964. Геология южного обрамления Алданского шита. - В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., "Недра".
- Суслова С.Н., Травин Л.В. 1976. Геологическое положение коматитов в докембрии. - Материалы к V Всесоюзному петрографическому совещанию. Т. I. Проблемы петрологии (геологические аспекты). Алма-Ата.
- Тектоника Европы. 1964. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. Ред. А.А. Богданов, М.В. Муратов, Н.С. Шатский. М., "Наука", "Недра".
- Тектоническая карта Евразии. М-б 1 : 5 000 000. 1966. Гл. ред. А.Л. Яшин. М., Изд. АН СССР и М-ва геол. СССР.
- Тектоническая карта СССР. М-б. 1 : 2 500 000. 1964. Гл. ред. Т.Н. Спичарский. Л., изд. ВСЕГЕИ.
- Тектоническая карта фундамента территории СССР. 1974. М-б 1 : 5 000 000. Гл. ред. Д.В. Наливкин. М.-Л., изд. ИГТД АН СССР, ГУГК.
- Тильман С.М. 1973. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, "Наука".
- Тильман С.М., Бялюбеский С.Г., Чехов А.Д., Красный Л.Л. 1975. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР. - Геотектоника, № 6.
- Тимофеев В.В., Герман Т.Н., Михайлова Н.С. 1976. Микрофитофоссилии докембрия, кембрия и ордовика. Л., "Наука".
- Тимофеев В.И., Маршинцев В.К. 1970. О составе и возрасте фундамента Вилуйской синеклизы. - В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., "Наука".
- Трахтман В.П., Золоев М.Т., Кисляков Ю.П., Николаев И.П. 1966. Геологическое строение и особенности петрографического состава фундамента по данным Туймазинской опорной скважины № 2000. - ДАН СССР, 171, № 2.

- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Горлов Н.В. 1970. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций. – Геохимия, № 5.
- Угрюмов А.Н., Угрюмов Ар.Н., Энгин А.Р. 1971. Новые данные о структуре архея Алдано-Тимптонского междуречья (центральная часть Алданского шита). ДАН СССР, 201, № 5.
- Угрюмов Ар.Н. 1968. Некоторые особенности строения архейского фундамента Алданского шита в свете данных по ксенопитам в мезозойских интрузиях. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 18. Геология докембрия Алданского шита. Якутск, Якут. кн. изд-во.
- Угрюмов Ар.Н. 1970. О составе глубинных зон земной коры Алданского шита. – В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., "Наука".
- Файзуллин Р.М. 1964. Петрохимическая и геохимическая характеристика среднепротерозойских эффузивов Западного Прибайкалья и Северо-Байкальского нагорья. – В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., "Недра".
- Федоровский В.С. 1972. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удакан. – Труды ГИН АН СССР, вып. 236.
- Федоровский В.С. 1978. Соотношения деформаций и метаморфизма в метаморфическом комплексе Патомского нагорья. – В кн.: Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л., "Наука".
- Федоровский В.С., Лейтес А.М. 1968. О геосинклинальных трюгах в раннем протерозое Олёкмо-Витимской горной страны. – Геотектоника, № 4.
- Флаасс А.С. 1971. Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии. – Геотектоника, № 6.
- Флаасс А.С. 1975. Особенности геологического строения и структурная эволюция Мамской кристаллической полосы. Автореф. канд. дис. Пермь, изд. Пермск. ун-та.
- Флоренская Т.В., Никишин В.И. 1970. Кристаллический фундамент и ранние этапы тектогенеза Марковского поднятия. – В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., "Наука".
- Флоренский В.П., Лапинская Т.А., Князев В.С. 1959. Докембрийские породы габбро-норитового состава некоторых районов восточной части Русской платформы. – Труды МИНХ и ПП, вып. 25.
- Фотиади Э.Э. 1961. Основные черты тектонического строения Сибири и Даль-
- него Востока в свете данных региональных геологических и геофизических исследований. – Геол. и геофиз., № 10.
- Фотиади Э.Э. 1967. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных. – Труды СНИИТГИМС, вып. 57.
- Фотиади Э.Э. 1971. Основные принципы, направления и некоторые результаты геологического столкновения данных региональных геофизических исследований. – В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, "Наука".
- Фотиади Э.Э., Гришин М.П., Неелов А.Н. 1974. Реннедокембрийские складчатые системы фундамента Сибирской платформы. – В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., "Наука".
- Фролова Н.В. 1950. О наиболее древних осадочных породах Земли (к проблеме происхождения гранитов). – Природа, № 9.
- Фролова Н.В. 1951. Об условиях осадконакопления в архейской эре. – Труды Иркут. ун-та. Сер. геол., 5, вып. 2.
- Фролова Н.В. 1962. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. – В кн.: Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы. М., Изд-во АН СССР.
- Фрумкин И.М. 1970. Направленность геологического развития земной коры Алданского шита в архейское время. – В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., "Наука".
- Фрумкин И.М. 1971. Стратиграфия и тектоника архея восточной части Алданского шита. Автореф. канд. дис. М.
- Фрумкин И.М., Нужнов С.В. 1968. Основные проблемы геологии архея Алданского шита. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 18. Геология докембрия Алданского шита. Якутск, Якут. кн. изд-во.
- Харитонов Л.Я. 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского шита. М., "Недра".
- Хольтедаль У. 1957. Геология Норвегии. Ч. 1. М., ИЛ.
- Цирюльникова М.Я., Сокол Р.С. 1968. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского шита по геофизическим данным. – В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского шита. Л., "Наука".
- Цирюльникова М.Я., Чельц Э.К., Шустова Л.Е., Сокол Р.С. 1968. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского шита. – В кн.: Геология и глубинное строение

- восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".
- Чамо-С.С., Мурашев Н.В., Вожжова И.И. Зиньковский В.Е. 1972. О слоистости кристаллического фундамента Русской плиты по сейсмическим данным. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 47, вып. 5.
- Черкасов Р.Ф. 1973а. Вулканогенное происхождение алданского архея. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., "Наука".
- Черкасов Р.Ф. 1973б. Пликативная тектоника архея Алдана и методика ее изучения. Автореф. канд. дис. Хабаровск.
- Чернов В.М. 1964. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Шатский Н.С. 1947. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5.
- Шишов В.В. 1976. Новые данные по геологическому строению песчанико-сланцевой толщи воронцовской серии. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. II. М., "Недра".
- Штрейс Н.А. 1964. О происхождении Гондваны. - В кн.: Гондвана. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М., "Наука".
- Штрейс Н.А. 1967а. Значение исследований Н.П.Хараскова в развитии учения о геологических формациях. - В кн.: Харасков Н.П. Тектоника и формации (Избр. труды). М., "Наука".
- Штрейс Н.А. 1967б. Проблема связи магматизма и складчатости. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука".
- Штрейс Н.А. 1968. Проблемы связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. - В кн.: Вулканизм и тектогенез. (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., "Наука".
- Штрейс Н.А., Макарычев Г.И. 1968. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука".
- Шутин Н.М., Савинский К.А., Бережкова О.Ф., Лобачевский И.В. 1970. Некоторые результаты изучения глубинного строения севера Иркутского амфитеатра со станциями "Земля". - Геол. и геофиз. № 10.
- Шульдинер В.И. 1973. Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Новосибирск, "Наука".
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. 1968. Магматизм в истории развития нижнего докембрия. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука".
- Шустова Л.Е. 1966. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. - Сов. геология, № 5.
- Энтин А.Р. 1971. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в центральной части Алданского щита. Автореф. канд. дис. Новосибирск.
- Эскола П. 1967. Докембрий Финляндии. - В кн.: Докембрий Скандинавии. М., "Мир".
- Яковлева В.В. 1971. Основные закономерности развития и металлогения магматических формаций свекофенид и карелид. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., "Наука".
- Andresen A., Heier K.S., Jorde K., Naterstad J. 1974. A preliminary Rb/Sr geochronological study of the Hardanger-vidd - Ryfylke nappe system in the Roldal area, South Norway. - Norsk geol. tidsskr., 54, N 1.
- Barth T.W., Reitan P.H. 1963. The Precambrian of Norway. - In: Precambrian, v. 1. N.Y. - London - Sydney, Intersci. Publ.
- Bathey M.H., McRitchie W.D. 1975. The petrology of the piroxenegranulite facies rocks of Jotunheim, Norway. - Norsk geol. tidsskr., 55, N 1.
- Brueckner H.K. 1972. Interpretation of Rb-Sr ages from the Precambrian and Paleozoic rocks of Southern Norway. - Amer. J. Sci., 272.
- Brueckner H.K. 1973. Reconnaissance Rb-Sr investigation of salic, mafic and ultramafic rocks in the Øksfjord area Seiland province, Northern Norway. - Norsk geol. tidsskr., 53, N 1.
- Bryhni J., Bollingberg H.J., Graff P.R. 1969. Eclogites in quartzo-feldspathic gneisses of Nordfjord, West Norway. - Norsk geol. tidsskr., 49, N 3.
- Carswell D.A. 1973. The age and status of the basal gneiss complex of northwest Southern Norway. - Norsk geol. tidsskr., 53, N 1.
- Dons I.A. 1960. The stratigraphy of supracrustal rocks, granitization and tectonics in the Precambrian Telemark area Southern Norway. - Intern. Geol. Congr. XXI Sess., Guide h (A 10). Oslo.
- Dons I.A. 1972. The Telemark area, a brief presentation. - Sci. terre, 17.
- Elders W.A. 1960. Banded gneisses at Rognstrand. - Intern. Geol. Congr. XXI Sess., Guide f (AS). Oslo.
- Eskola P. 1927. Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finland. Fortschr. Mineral., Krist. und Petrogr., 11, 57.

- Gaal G. 1964. Jatul und karelische Molasse, im S-Koligebiet in Nordkarelrien und ihre Beziehungen zum Gebirgsbau des präkambrischen Orogenes. – Bull. Commiss. géol. Finlande, N 213.
- Galle J., Roberts D. 1974. Trace element geochemistry of Norwegian Lower Paleozoic basic volcanics and its tectonic implications. – Earth and Planet. Sci., 22, N 4.
- Gorbatshev R. 1971. Berggrundskarten Örebro NO. – Sver. geol. undersökn., ser. Af, N 103.
- Gorbatshev R. 1972. Description of the petrological map Örebro NO. – Sver. geol. undersökn. Årsbok, ser. Af, N 103.
- Gorbatshev R. 1975. Fundamental subdivision of Precambrian granitoids in the Amal mega-unit and evolution of the south-western Baltic shield, Sweden. – Geol. fören. i Stockholm förhandl., 97, pt 2, N 561.
- Gorbatshev R., Welin E. 1975. The Rb–Sr age of the Ursand granite on the boundary between the Amal and "Pregothian" mega-units of south-western Sweden. – Geol. fören. i Stockholm förhandl., 97, pt 4, N 563.
- Griffin W. 1971. Mineral reaction at a peridotite-gneiss contact, Yotunheimen, Norway. – Mineral. Mag., 38, N 296.
- Griffin W., Råheim A. 1973. Convergent metamorphism of eclogites and dolerites Kristiansund area, Norway. – Lithos, 6, N 1.
- Heier K., Compston W. 1969. Interpretation of Rb–Sr age patterns in high-grade metamorphic rocks, North Norway. – Norsk geol. tidsskr., 49, N 3.
- Heier K., Naterstad I., Bryni I. 1972. A Rb–Sr whole rocks isochron date from the Stavanger area, South Norway. – Norsk geol. tidsskr., 52, N 4.
- Hietanen A. 1947. Archean geology of the Turku district in South-western Finland. – Bull. Geol. Soc. America, 58, N 1019.
- Holtedahl, O. 1944. On the caledonides of Norway with some scattered local observation. – Sr. Norske vidensk-akad. Oslo, I kl., N 4.
- Hubbard F.H. 1975. The Precambrian crystalline complex of South-west Sweden. The geology and petrogenetic development of the Varberg region. – Geol. fören. i Stockholm förhandl., 97, pt 3, N 562.
- Karta over Sveriges berggrund, 1958. – Sver. geol. undersökn. Årsbok, ser. Ba, N 16.
- Kolderup C.F. 1923. Kvamshestens devonfelt. – Bergens Museum Arb. 1920–1921. Naturvidensk, R. 4.
- Kolderup C.F., Kolderup N.H. 1940. Geology of the Bergent arc system. – Bergens Museum skr., N 20.
- Kornfält K.A. 1969. X-ray optical observation on the K-feldspars from the Ragunda area Central Sweden. – Sver. geol. undersökn. Årsbok, ser. C. N 636.
- Kouvo O. 1958. Radioactive age of some Finnish Pre-Cambrian minerals. – Bull. Commiss. géol. Finlande, N 182.
- Kvale A. 1960. The nappe area of the Caledonides in Western Norway. – Intern. Geol. Congr. XXI Sess., Guide h (A7, C4). Oslo.
- Kvale A. 1975. Caledonides in Scandinavia compared with East Greenland. – Bull. Geol. Soc. Danmark, 24, pt 3–4.
- Lappin M.A. 1966. The field relationship of basic and ultrabasic masses in the Basal gneiss complex of Stadtlandet and Almklovdalen, South-west Norway. – Norsk geol. tidsskr., 46, h. 4.
- Loeschke I., Nickelsen R.P. 1968. On the age and tectonic position of the Valdres sparagmite in Slidre (South Norway). – Neues Jahrb. Geol. und Paleontol., 131, H. 3.
- Lundegardh P.H. 1953. Petrology of the Mölndal – Styrö – Valida region in the vicinity of Götheburg. – Sver. geol. undersökn. Årsbok, ser. C, N 531.
- Lundegardh P.H. 1958. Göteborgstraktens berggrund – Sver. geol. undersökn. Årsbok, ser. C. N 553.
- Lundegardh P.H. 1974. Description of the petrological map Eskilstuna NV. – Sver. geol. undersökn. Årsbok, ser. Af, N 111.
- Magnusson N.H. 1929. Gillbergaskalens biggnad. – Sver. geol. undersökn. Årsbok, ser. C, N 360.
- Magnusson N.H. 1960. Age determination of Swedish Precambrian rocks. – Geol. fören. i Stockholm förhandl., 82, h. 4.
- Magnusson N.H. 1965. The Precambrian history of Sweden. – Quart. J. Geol. Soc. London, 121, pt 1, N 481.
- Magnusson N.H., Thorslund P., Brotzen F. e.a. 1960. Description to accompany the map of the Pre-Quaternary rocks of Sweden. – Sver. geol. undersökn. Årsbok, ser. Ba, N 16.
- Michot J. 1961. Le massif complex anorthosito-leuconoritique de Haarland-Heeleren et la palingenese basique. – Mem. Acad. Roy. Belgique. Cl. Sci., ser. 22, 15, fasc. 1.
- Michot P. 1960. La geologie de la catazone. – Intern. Geol. Congr., XXI Sess., Guide g (A9), Oslo.
- Michot P. 1965. Le magma plagioclasique. – Geol. Rundschau, 54, H. 2.
- Michot P. 1967. Le segment orogenique fondamental de Rogaland meridional (Norvege). – In: Etages tectoniques. Suisse, Neuchatel.
- Michot P. 1969. Geological environments of the anortosites of South Rogoland, Norway. – N.Y., State Museum Sci. Series, mem. 18.
- O'Nions B.K., Baadsgaard H. 1971. A radiometric study of polymetamorphism



- in the Bamble region, Norway. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 34, N 1.
- O'Nions R.K., Heier K. 1972. A reconnaissance Rb-Sr geochronological study of the Kongsberg area, South Norway. — *Norsk geol. tidsskr.*, 52, N 2.
- Oosterom M.G. 1963. The ultramafites and layered gabbro sequences in the granulite facies rocks on Stjerny (Finmark, Norway). — *Leidse geol. meded.*, 28.
- Osborn E.F. 1959. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magmas. — *Amer. J. Sci.*, 257, N 9.
- Parras K. 1958. On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in South-western Finland. — *Bull. Commiss. géol. Finlande*, 181.
- Pasteels P., Michot J., Lavrean J. 1970. Le complexe eruptif du Rogland meridional (Norvege). Signification petrogénétique de la farsundite et de la mangerite, quartzitique des unites orientales; arguments géochronologiques et isotopiques. — *Ann. Soc. géol. Belgique*, 93, N 3.
- Pasteels P., Michot J. 1975. Geochronologic investigation of the metamorphic terrain of Southeastern Norway. — *Norsk geol. tidsskr.*, 55, N 2.
- Pedersen S. 1973. Age determination from the Ireland Evje area, Aust-Agder. — *Norsk geol. undersokn.*, N 300, bull. 20.
- Pre-Quaternary rocks of Finland, 1971. — *Suomen Maantieteellinen Seura*.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I., Hebeda E.H. et al. 1973a. A note on the geochronology of the Hestbrepiggan granite in West Iotunheimen. — *Norsk geol. undersokn.*, N 289, bull. 15.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I., Hebeda E.H. et al. 1973b. Rb-Sr investigation on Precambrian granites, granitic gneisses and acidic metavolcanics in Central Telemark; metamorphic resetting of Rb-Sr whole-rock systems. — *Norsk geol. undersokn.*, N 289, bull. 15.
- Pringle I.R., Kvale A., Aronsen L.B. 1975. The age of the Hemes granite, Lower Bergsdalen Nappe, Western Norway. — *Norsk geol. tidsskr.*, 55, N 2.
- Reusch H.H. 1881. Konglomerat-sandsenfelterne i Nordfjord, Sndfjord og Sogn. — *Nytt mag. Naturvitensk.* N 26.
- Sellevoll M.A. 1973. Mohorovicic discontinuity beneath Fenoscandia and adjacent parts of the Norwegian sea and the North sea. — *Tectonophysics*, 20, N 1-4.
- Sellevoll M.A., Warrick R.E. 1971. A refraction study of the crustal structure in Southern Norway. — *Bull. Seismol. Soc. America*, 61, N 2.
- Simonen A. 1953. Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, Early Archean supracrustal rocks in Southwestern Finland. — *Bull. Commiss. géol. Finlande*, N 160.
- Simonen A. 1960a. Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland. — *Bull. Commiss. géol. Finlande*, N 189.
- Simonen A. 1960b. Precambrian stratigraphy of Finland. — *Intern. Geol. Congr.*, XXI Sess., Norden, Pt 9.
- Skiöld T. 1976. The interpretation of the Rb-Sr and K-Ar ages of Late Precambrian rocks in South-western Sweden. — *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, 98, pt 3, N 564.
- Smithson S., Ramberg I.B. 1970. Geophysical profile bearing on the origin of the Jotun nappe in the Norwegian caledonides. — *Bull. Geol. Soc. America*, 81, N 5.
- Smithson S.B., Ramberg I.B., Gronlie G. 1974. Gravity interpretation of the Jotun nappe of the Norwegian caledonides. — *Tectonophysics*, 22, N 3-4.
- Stalhos G. 1968. Map of solid rocks of the Stockholm region. — *Sver. geol. undersokn. Årsbok*, ser. Ba, N 24.
- Stalhos G. 1974a. Berggrundkartan Enköping SO. — *Sver. geol. undersokn. Årsbok*, ser. Af, N 110.
- Stalhos G. 1974b. Description to the map of solid rocks Enköping SO. — *Sver. geol. undersokn. Årsbok*, ser. Af, N 110.
- Strand T. 1960. The region with basal gneiss in the north-west part of Southern Norway. — *Norsk geol. undersokn.*, N 208.
- Strand T., Kulling O. 1972. Scandinavian caledonides. London, Wiley Intersci.
- Sturt B.A., Scarpenes O., Ohannian A.T., Pringle I.R. 1975. Reconnaissance Rb-Sr isochron studying the Bergen arc system and regional implications. — *Nature*, 253, N 5493.
- Talwani M., Eldholm O. 1974. Margins of the Norwegian-Greenland sea. — In: *The geology of continental margins*.
- Versteve A.I. 1975. Isotope geochronology in the high-grade metamorphic Precambrian of South-western Norway. — *Norsk geol. undersokn.*, N 318, bull. 31.
- Welin E. 1966. The absolute time scale and the classification of Precambrian rocks in Sweden. — *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, 88, pt 1, N 524.
- Welin E., Blomqvist G. 1966. Further age measurements on radioactive minerals from Sweden. — *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, 88, pt 1, N 524.
- Welin E., Blomqvist G., Parwel A. 1966. Rb-Sr whole rocks age data on some Swedish Precambrian rocks. — *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, 88, pt 1, N 524.
- Welin E., Christiansson K., Nilsson O. 1971. Rb-Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks on Northern Sweden. — *Sver. geol. undersokn. Årsbok ser. C*, N 666.
- Welin E., Gorbatshev R. 1976a. Rb-Sr age granulitoid gneisses in the "Pregothian" area, of South-western Sweden. — *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, 98, pt 4, N 567.

- Welin E., Gorbatschev R. 1976b. The Rb-Sr age of the Haste fjorden granite and its bearing on the Precambrian evolution of South-western Sweden. - *Precambrian Res.*, 3, N 2.
- Welin E., Gorbatschev R. 1976c. A Rb-Sr geochronological study of the older granitoids in the Amäl tectonic megaunit, south-western Baltic shield, Sweden. - *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, 98, pt 4, N 567.
- Wolff F.Cr. 1967. Geology of the Meråker area as a key to the eastern part of the Trondheim region. - *Norsk geol. undersokn.*, N 245.
- Wolff F.Cr. 1974. A comment history of structural concepts of the Trondheim region. - *Norsk geol. tidsskr.*, 54, N 2.
- Zeck H.P., Malling S. 1974. The Gylberga sinform Precambrian basement of SW Wärrland, Sweden; Literature synopsis and preliminary notes on its re-interpretation. - *Bull. Geol. Soc. Danmark*, 23, pt 3-4.
- Zeck H.P., Malling S. 1976. A major global suture in the Precambrian basement on SW Sweden. - *Tectonophysics*, 31, N 1-2.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> (Н.А. Штрейс)	3
Часть первая	
<b>СТРУКТУРА И ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ШИТА И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ</b> . . . . .	9
<u>О покровной структуре Балтийского шита</u> (Н.А. Штрейс, А.С. Новикова, А.А. Савельев, Г.Л. Горощенко, В.П. Маржикова)	
Введение . . . . .	-
Свекокарельский сегмент . . . . .	12
Водлозерско-Восточно-Карельская пластина . . . . .	13
Гимольско-Калевальская пластина . . . . .	14
Кухмо-Исаиминская пластина . . . . .	15
Свекофенская пластина . . . . .	18
Пластина Похьянмаа . . . . .	24
Вестерботтенская (Западно-Ботническая) пластина . . . . .	25
Деструктивные формы Свекокарельского аллохтона . . . . .	30
Заключение . . . . .	30
<u>Структура и история формирования континентальной коры Свеконорвежской провинции Балтийского шита</u> (А.С. Новикова, С.А. Сидоренко)	
Введение . . . . .	30
Свеконорвежский сегмент . . . . .	33
"Преготские" гнейсы юго-западной Швеции, Варбергская серия . . . . .	-
Комплексы гнейсов района Конгсберг-Бамбле южной Норвегии . . . . .	36
Гнейсы серии Буа и оморь-кропфейольские гранитоиды . . . . .	38
Дальсландий . . . . .	40
Формация Телемарк . . . . .	42
Элементы тектоники Свеконорвежского сегмента . . . . .	46
Свекокарельский сегмент района центральной и юго-восточной Швеции . . . . .	50
Заключение . . . . .	54
<u>История формирования земной коры Скандинавии в рифее по данным изотопной геохронологии</u> (К.А. Климин)	
Введение . . . . .	55
Свеконорвежский сегмент . . . . .	56
Телемаркский массив . . . . .	59
Преготский массив . . . . .	63
Гнейсовый массив Мер-Фомсдаль . . . . .	65
Заключение . . . . .	68
<u>Состав и строение фундамента восточной части Русской плиты и некоторые особенности становления континентальной коры в раннем докембрии</u> (С.В. Богданова, Р.А. Гафаров)	
Введение . . . . .	71
Стратиграфия и формационный разрез главных структурных элементов фундамента востока Русской плиты . . . . .	73
Комплексы и этапы становления континентальной земной коры в раннем докембрии . . . . .	99
Глубинные разломы и структурные соотношения комплексов фундамента востока Русской плиты . . . . .	105
Заключение . . . . .	107

Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии (А.М. Лейтес, В.С. Федоровский)

Введение . . . . .	-
Комплексы и структуры раннего этапа . . . . .	114
Меланократовый фундамент . . . . .	114
Меланократовый фундамент (первичная земная кора) и аналоги образований океанической стадии нерасчлененные . . . . .	121
Комплексы глубоко метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки первичной земной коры . . . . .	124
Комплексы и структуры позднего этапа . . . . .	130
Комплексы океанической стадии . . . . .	131
Комплексы начальной стадии раскрытия океанических структур . . . . .	132
Комплексы переходной стадии . . . . .	143
Вулкано-плутонические комплексы и поздние молассы . . . . .	152
Некоторые аспекты тектоники Алданского щита . . . . .	155
Заключение . . . . .	163
<u>Строение фундамента Сибирской платформы и некоторые особенности становления его континентальной коры (Р.А. Гафаров, Ю.И. Прозоров)</u> . . . . .	170
Введение . . . . .	-
Региональная геофизическая характеристика складчатых комплексов докембрия выступов фундамента Сибирской платформы (Алданский щит, Анабарский массив) . . . . .	171
Комплексы раннего этапа . . . . .	172
Комплексы позднего этапа . . . . .	-
Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы . . . . .	176
Чарско-Алданская область . . . . .	179
Виллойская зона . . . . .	180
Оленекская область . . . . .	181
Анабаро-Байкальская область . . . . .	182
Тунгусская область . . . . .	185
Глубинные разломы и структурные соотношения комплексов фундамента Сибирской платформы . . . . .	188
Заключение . . . . .	192
<u>Литература</u> . . . . .	193

## CONTENTS

INTRODUCTION ( <i>N.A.Shtreis</i> ) . . . . .	3
---	---

### Part one

STRUCTURE AND PROBLEM OF THE CONTINENTAL CRUST FORMATION OF THE BALTIC SHIELD AND THE EASTERN PART OF THE RUSSIAN PLATE . . . . .	9
--	---

<u>On the nappe structure of the Baltic shield (<i>N.A.Shtreis, A.S.Novikova, A.A.Saveliev, G.L.Goroshenko, V.P.Martynova</i>) . . . . .</u>	-
--	---

Introduction . . . . .	-
Svecokarelian segment . . . . .	12
Woldosersko-East-Karelian plate . . . . .	13
Gimol-Kalevalian plate . . . . .	14
Kuhmo-Isalmian plate . . . . .	15
Svekofenian plate . . . . .	18
Pohjanmaa plate . . . . .	24
Westerbotten (Western-Bothnia) plate . . . . .	-
Destructive forms of the Svecokarelian allochthone . . . . .	25
Conclusion . . . . .	30

<u>Structure and history of formation of the continental crust of the Sveconorwegian province of the Baltic shield (<i>A.S.Novikova, Sv.A.Sidorenko</i>) . . . . .</u>	30
--	----

Introduction . . . . .	-
Sveconorwegian segment . . . . .	33
Pregothian gneisses of the south-western Sweden. Varberg series . . . . .	-
Gneis complexes of the Kongsberg-Bamble region of southern Norway . . . . .	36
Gneisses of the Bua series and Amål-Kroppefjäll granitoids . . . . .	38
Dalslandian . . . . .	40
Telemark formation . . . . .	42
Elements of tectonics of the Sveconorwegian segment . . . . .	46
Svecokarelian segment of the region of central and south-eastern Sweden . . . . .	50
Conclusion . . . . .	54

<u>History of formation of the Scandinavian Earth's crust in the Riphean time according to the isotopic geochronological data (<i>K.A.Klitin</i>) . . . . .</u>	55
---	----

Introduction . . . . .	-
Sveconorwegian segment . . . . .	56
Telemark massif . . . . .	59
Pregothian massif . . . . .	63
Møre-Romsdal gneissmassif . . . . .	65
Conclusion . . . . .	68

<u>Composition and structure of the basement of the eastern part of the Russian plate and some peculiarities of formation of its continental crust in the Early Precambrian (<i>S.V.Bogdanova, R.A.Gafarov</i>) . . . . .</u>	71
---	----

Introduction . . . . .	-
Stratigraphy and a formational section of the major structural elements of the basement of the eastern part of the Russian plate . . . . .	73
Complexes and stages of formation of the continental Earth crust in the Early Precambrian . . . . .	99
Deep faults and structural relationships between complexes of the basement of the eastern part of the Russian plate . . . . .	105
Conclusion . . . . .	117

**TECTONICS AND HISTORY OF FORMATION OF THE CONTINENTAL CRUST OF THE SIBERIAN PLATFORM . . . . . 109**

**Tectonics and the principal stages of formation of the continental crust of the southern part of the Siberian platform in the Early Precambrian (A.M.Leites, V.S.Fedorovsky) . . . . . 109**

Introduction . . . . .	-
Complexes and structures of the early stage . . . . .	117
Melanocratic basement . . . . .	-
Melanocratic basement (primary Earth's crust) and analogues of formations of the oceanic stage, not differentiated . . . . .	114
Complexes of highly metamorphosed sedimentary-volcanogenic mantle of the primary Earth's crust . . . . .	121
Complexes and structures of the later stage . . . . .	124
Complexes of the oceanic stage . . . . .	130
Complexes of the initial stage of opening the oceanic structures . . . . .	132
Complexes of the transitional stage . . . . .	134
Volcano-plutonic complexes and late molasses . . . . .	152
Some aspects of tectonics of the Aldanian shield . . . . .	155
Conclusion . . . . .	168

**Structure of basement of the Siberian platform and some peculiarities of formation of its continental crust (R.A.Gafarov, Yu.I.Prozorov) . . . . . 170**

Introduction . . . . .	-
Regional geophysical characteristic of the Precambrian folded complexes of elevations of the Siberian platform basement (Aldanian shield, Anabar massif) . . . . .	171
Complexes of the early stage . . . . .	172
Complexes of the late stage . . . . .	176
Tectonic subdivision of the basement of the Siberian platform . . . . .	179
Charsko-Aldanian area . . . . .	180
Vilyui zone . . . . .	181
Olenek area . . . . .	182
Anabar-Baikalian area . . . . .	185
Tunguska area . . . . .	188
Deep faults and structural relationships between complexes of the Siberian platform basement . . . . .	192
Conclusion . . . . .	
<u>Bibliography . . . . .</u>	193

**ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА  
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ  
И СИБИРСКОЙ  
ПЛАТФОРМ**

**Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом АН СССР**

**Редактор издательства И.М. Ерофеева  
Обложка художника В.С. Артемьева  
Художественный редактор А.Н. Жданов  
Технический редактор Г.П. Каренина**

**ИБ № 7057**

**Подписано к печати 14.12.77 г. Т – 18670  
Усл.печ.л. 18,6 + 1,4 вкл. Уч.-изд.л. 22,3  
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1  
Тираж 850 экз. Тип. зак. 864  
Цена 3р.40к.**

**Книга издана офсетным способом**

**Издательство "Наука",  
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94<sup>а</sup>**

**1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12**



#### ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
120	8 св.	генезисавнет	генезиса нет
123	25–26 св.	перекрытыми	перекрыт ими

Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ

3 p. 40 ж.