

К. О. Кратц

ГЕОЛОГИЯ  
И ГЕОХРОНОЛОГИЯ  
ДОКЕМБРИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ,  
ГЕОХИМИИ И ГОРНЫХ НАУК

К. О. Кратц

# ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

*Избранные труды*

5201



ЛЕНИНГРАД  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1989



**Кратц К. О. Геология и геохронология докембрия: Избранные труды /** Институт геологии и геохронологии докембрия. Л.: Наука, 1989. 272 с.

В книгу включены наиболее важные работы К. О. Кратца, посвященные основным проблемам геологии, петрологии, геохронологии, стратиграфии и тектоники областей древнейших геологических образований Земли. Приведены результаты многолетних исследований, характеризующие взаимосвязи различных геологических процессов, магматизма и метаморфизма в докембрии. Рассматривается стратиграфия, тектоника и история геологического развития различных регионов докембрия СССР. Обращают на себя внимание отмеченные автором в еще ранних его работах различия в характере эволюции магматизма отдельных зон докембрийских образований (в том числе и зон карелид). Книга по существу содержит синтез разносторонних знаний об эволюции Земли в докембрии и может служить своеобразной точкой отсчета в ходе продолжающихся исследований докембрия в различных областях СССР.

Библиогр. 694 назв. Ил. 40. Табл. 9.

Ответственные редакторы:

А. Б. ВРЕВСКИЙ, Э. Н. ЕЛИСЕЕВ

Редактор издательства

Г. Л. Кирикова

К  $\frac{1804010000-645}{055(02)-89}$  292-89, кн. 2

ISBN 5-02-024395-7

© Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР, 1989 г.

## ОТ РЕДАКТОРОВ

Издание избранных трудов члена-корреспондента АН СССР Кауко Оттовича Кратца — это не только дань памяти выдающегося геолога-докембриста, но и подведение определенного этапа в изучении докембрия большим коллективом исследователей-единомышленников, идейным и творческим руководителем и вдохновителем которого был К. О. Кратц, принявший эстафету от академика А. А. Полканова. Это подтверждается хотя бы тем фактом, что из вошедших в данную книгу работ только некоторые написаны К. О. Кратцем без участия его единомышленников, учеников и последователей. В этом отражается главный научный принцип К. О. Кратца — «уча — учись», благодаря которому он создал современную научную школу геологов-докембристов, вместе с которой сумел превратить науку о геологии докембрия в синтез разносторонних знаний о ранней истории развития Земли.

Многогранность научной деятельности К. О. Кратца в какой-то мере отражена в пяти разделах этой книги. Следует заметить, что сюда не вошли специальным разделом работы К. О. Кратца, посвященные вопросам металлогении, главным образом по причине того, что практически любая из его работ в той или иной мере, с той или иной позиции, стратиграфической, петрологической или геохронологической, касалась этих вопросов. Более того, К. О. Кратц считал, что металлогенией докембрия должны заниматься все геологи докембристы, независимо от их специализации.

Не менее важным аспектом научной деятельности К. О. Кратца были и его работы по методологии науки, и геологии докембрия в частности. По его инициативе, при непосредственном его участии и редактировании опубликована серия из пяти книг по проблеме «Развитие сложных систем».<sup>1</sup>

Избранные труды К. О. Кратца объединены в 6 разделов: I — геология и геохронология Балтийского щита и Восточно-Европейской платформы; II — стратиграфия, геохронология и вопросы расчленения докембрия; III — тектоника, глубинное строение, магматизм и метаморфизм докембрия; IV — докембрийская земная кора материков, ее становление и эволюция; V — общегеологические проблемы докембрия.

<sup>1</sup> Методология развития сложных систем. Л., 1979; Закономерности развития сложных систем. Л., 1980; Елисеев Э. Н. Структура развития сложных систем. Л., 1983; Елисеев Э. Н. и др. Потоки идей и закономерности развития естествознания. Л., 1982. Великославинский Д. А., Елисеев Э. Н., Кратц К. О. Вариационный анализ эволюции магматических систем. Л., 1984.

Следует отметить, что за цикл работ по теме «Докембрийская земная кора материков, ее становление и эволюция» (наст. изд., разд. IV) Кауко Оттовичу Кратцу в 1982 г. была присуждена премия АН СССР им. А. П. Карпинского.

Внутри каждого из перечисленных выше разделов статьи Кауко Оттовича располагаются в хронологическом порядке — по времени их опубликования.

Большое значение имеют работы К. О. Кратца по методологии исследования геологических образований, но их сравнительно недавнее опубликование не позволило им войти в данную книгу, посвященную специфическим проблемам геологии и геохронологии докембрия.

Богатый научный опыт, широта общения со многими известными советскими и зарубежными геологами обусловили написание и частичную публикацию К. О. Кратцем нескольких работ об истории геологической науки, тенденциях ее развития в XX в.

В заключение от имени учеников, последователей и коллег К. О. Кратца редакторы выражают признательность Бюро отделения геологии, геохимии, геофизики и горных наук АН СССР за поддержку в создании этой книги, а коллективу Библиотеки АН СССР — за помощь при составлении библиографии печатных трудов К. О. Кратца.

**КАУКО ОТТОВИЧ КРАТЦ (1914—1983) —  
ГОДЫ ЖИЗНИ И НАУЧНОГО ТВОРЧЕСТВА**

Кауко Оттович Кратц — заслуженный деятель науки Карельской АССР, лауреат Государственной премии СССР, кавалер двух орденов Трудового Красного Знамени, член-корреспондент АН СССР, доктор геолого-минералогических наук — был крупным ученым, ведущим советским специалистом в области геологии, петрологии и геохронологии докембрия. Его геологические интересы в региональном отношении распространялись в основном на Карелию и Кольский полуостров, т. е. на советскую часть Балтийского щита — по современным критериям область страто- и тектонотипическую для раннего докембрия, которая и стала таковой во многом благодаря многолетним усилиям К. О. Кратца и геологов-докембристов его научной школы.

К. О. Кратц родился 16 июня 1914 г. в Канаде, в г. Садбери. Его родители — рабочие, финны по национальности, — эмигрировали туда в 1906 г. из Финляндии. В Канаде К. О. Кратц окончил горно-техническое училище, а в 1932 г. вместе с родителями переехал в СССР, где вскоре, в январе 1933 г., семья получила советское гражданство. Сначала К. О. Кратц работал преподавателем в строительном техникуме и техником-конструктором на авторемонтном заводе г. Петрозаводска, затем, в 1934 г., стал студентом геолого-почвенного факультета Ленинградского государственного университета, который окончил в 1939 г. по специальности «петрология».

В 1939—1941 гг. К. О. Кратц, уже геологом, начальником партии Ленинградского геологического управления, проводил геолого-съёмочные и поисковые работы в Кейвской структуре Кольского полуострова и одним из первых описал широкое проявление здесь процессов щелочного метасоматоза, связанного с комплексом раннепротерозойских щелочных гранитов. Рукописные отчеты тех лет, составленные К. О. Кратцем в соавторстве с одним из лучших знатоков кольской геологии Л. Я. Харитоновым, до сих пор цитируются в публикациях по этому комплексу пород.

Началась война, и К. О. Кратц в 1941 г. был призван на военную службу, но в 1942 г. демобилизован из госпиталя по состоянию здоровья, после чего возвращается к геологической работе — в Сибгеолнерудтресте г. Иркутска ведет геологическую съёмку слюдяных месторождений Бирюсинской и Мамской провинций.

Проработав один послевоенный год в Центральной научно-исследовательской лаборатории геологии НКПСМ в г. Москве и подготовив сводный отчет по проблеме абразивного граната, Кауко Оттович в 1946 г. переезжает в Петрозаводск, где начинается плодотворнейший период его геологической деятельности, способствовавшей его становлению и как профессионального специалиста, и как ученого, и как руководителя научных творческих коллективов.

В послевоенные годы в Карельском филиале АН СССР под руководством профессора П. А. Борисова и академика А. А. Полканова очень слаженно и самоотверженно трудился коллектив молодых геологов, и его полноправным

членом становится К. О. Кратц. В 1946 г. он поступает в заочную аспирантуру к академику А. А. Полканову на кафедру петрографии геологического факультета ЛГУ. Это тоже очень важный факт в научной его биографии: умом и стараниями К. О. Кратца не только приобретает право считаться лучшим учеником этого выдающегося геолога и петролога, но и вовлечен им в творческое содружество, став преемником его глубоких знаний и профессионального мастерства.

Летнее время этих лет Кауко Оттович проводит в полевых исследованиях на геологических объектах Карелии, составляет первичные геологические карты, а зимой у него — аспирантская учеба и серьезная петрологическая камеральная обработка минералов. Именно в 40—50-е годы им был сформулирован его основной принцип исследования: без петрологии не может быть ни стратиграфии, ни тектоники, ни металлогении раннего докембрия. Истоки этого принципа лежат еще в классической работе А. А. Полканова «Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова» в двух частях (1935, 1937), а претворен он во всех, в том числе и последних трудах К. О. Кратца и исследователей научной школы Полканова—Кратца — сотрудников Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР, Института геологии Карел. фил. АН СССР и Геологического института Кол. фил. АН СССР.

Весной 1950 г. К. О. Кратц защищает в ЛГУ кандидатскую диссертацию на тему «Иотнийские диабазовые интрузии Карелии и их железорудное оруденение». Во многих официальных отзывах специалистов тех лет отмечалось, что по глубине и детальности проработки фактического материала, по своему научному уровню эта петрологическая работа соответствует докторской диссертации. Показательно и то, что в 1955 г. в предисловии к своему капитальному труду об естественных рядах магм А. А. Полканов назвал двух своих бывших аспирантов — К. О. Кратца и Д. А. Великославинского — соавторами в разработке этого важного петрологического направления.

С 1948 г. К. О. Кратц с группой геологов из Петрозаводска приступает к систематическому исследованию стратиграфии и тектоники раннего докембрия Карелии. Первые результаты в машинописных отчетах геологических фондов появляются с 1949 г., а в 1955 г. в Трудах Лаборатории геологии докембрия уже дается обобщение по стратиграфии и тектонике протерозоя Балтийского щита, основанное на новых данных.

В то время в геологии господствовала геосинклиальная концепция развития складчатых областей и было практически важно использовать ее сильные положения применительно к глубоко метаморфизованному раннему докембрию. Так и действовали геологи группы К. О. Кратца в Карелии. Постановка этих исследований, проводившихся по запросу Северо-Западного геологического управления, была вызвана тем, что широко развернувшиеся в те годы на территории Карелии геолого-съёмочные и поисково-разведочные работы принесли все новые данные по геологии докембрия, которые не могли быть достаточно полно объяснены с позиций существовавших ранее представлений, сложившихся к середине 30-х годов в результате региональной геологической съёмки.

Новые исследования потребовали развития методики изучения метаморфизованных осадочных и вулканогенных толщ докембрия, которая нашла свое выражение в опыте применения структурно-фациального анализа докембрия, в специализированном изучении слоистости и цикличности, в использовании данных радиометрии (в то время в основном калий-аргоновой). Разработанные К. О. Кратцем и его коллективом методические приемы нашли широкое практическое применение в работах геологов производственных организаций. Схема стратиграфии докембрия, предложенная К. О. Кратцем, легла в основу государственных геологических карт территории Карелии разного масштаба, послужила канвой для составления Карельского полутома издания «Геология СССР», редактором и основным автором которого он является.

К 1960 г. К. О. Кратц становится одним из ведущих специалистов по геологии докембрия СССР. В 1962 г. он защищает в ЛГУ докторскую диссертацию на тему «Геология карелид Карелии». Эта работа, так же как вышедшая вскоре (1964 г.) в свет книга с таким же названием, оказала очень большое влияние на развитие учения о геологии докембрия в СССР. И примером тому — первая книга Саянской экспедиции Лаборатории геологии докембрия АН СССР «Докембрий Восточного Саяна» (1964), созданная в продолжение развития научных идей и разработок Кауко Оттовича. По его рекомендации молодые тогда сотрудники этой экспедиции проанализировали весь фактический материал по стратиграфии, тектонике, магматизму и метаморфизму докембрийских пород Восточного Саяна по структурно-фациальным зонам с выделением палеоструктур поднятия и прогибания для каждого этапа развития региона.

В эти годы К. О. Кратц становится членом международного коллектива исследователей под руководством А. А. Богданова, составившего тектоническую карту Европы (1962). Выделенные и на то время детально изученные им карелиды в этой работе стали страто- и тектонотипами раннедокембрийских структур континента, обладающими определенной спецификой геологического и металлогенического развития. Международное признание получили и его доклад (совместно с К. А. Шуркиным) под названием «Геология докембрия восточной части Балтийского щита» на XXI сессии МГК (1960), и его деятельность на посту заместителя председателя и редактора Комиссии по докембрию XXII сессии МГК.

В конце 50-х—начале 60-х годов К. О. Кратц был уже признанным руководителем больших научных геологических коллективов. До 1959 г. он работал заведующим отделом региональной геологии Карельского филиала АН СССР, в 1959—1962 гг. одновременно являлся руководителем как работ этого отдела, так и Карельской экспедиции Лаборатории геологии докембрия АН СССР, с 1962 по 1966 г. был директором Института геологии в г. Петрозаводске, где наряду с большой научной и административной работой занимался общественной деятельностью — был депутатом городского совета; в 1964 г. ему было присвоено почетное звание заслуженного деятеля науки Карельской АССР.

В 1966 г. К. О. Кратц назначается директором Лаборатории геологии докембрия АН СССР и переезжает в Ленинград. К этому времени основателем этой Лаборатории, общепризнанным руководителем советской геологической школы в области докембрия академиком А. А. Полкановым и крупнейшими знатоками геологии и петрологии докембрия членами-корреспондентами АН СССР С. В. Обручевым, В. А. Николаевым, Н. А. Елисеевым, профессорами Н. Г. Судовиковым, Э. К. Герлингом уже был создан ленинградский коллектив исследователей, способный возглавить фундаментальное изучение древнейших геологических образований в масштабе всей страны. К. О. Кратц с присущим ему умением довел до завершения стадию становления лаборатории и уже в 1967 г. она получила новый статус — Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР (ИГГД АН СССР), а Кауко Оттович стал его директором. Будучи избран в 1968 г. членом-корреспондентом АН СССР по специальности «минералогия и петрография», он сумел не только сохранить научную школу своего учителя академика А. А. Полканова и его сподвижников, но и усилить ее своими идеями и разработками. С этого времени К. О. Кратц — один из исследователей, чьи идеи во многом направляли разработки советской геологической науки в области докембрия. И это определялось не только и не столько тем, что он многие годы возглавлял Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР и Научный совет по геологии докембрия при ОГГГГ АН СССР, но и его талантом исследователя и личными качествами. Отзывчивость Кауко Оттовича, его внимание к людям, их работе, идеям, мыслям привлекали к нему

многих ученых страны, и опытных, и молодых. Он умел слушать собеседника, понимать его чаяния и стремления, деликатно направлять ход научной мысли целых научных групп и каждого исследователя в отдельности.

К. О. Кратц был инициатором, руководителем и непосредственным исполнителем большинства коллективных исследований ИГГД АН СССР, в том числе и межведомственного характера. В середине 60-х—начале 70-х годов важнейшей задачей было составление специализированных карт докембрия для всей территории СССР и ее крупнейших регионов. Эти карты должны были подвести итог первому 20—25-летнему этапу целенаправленного изучения докембрия в СССР. В итоге были составлены Геохронологическая карта восточной части Балтийского щита (1966), Геохронологическая карта Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (1968), Геологическая карта фундамента европейской части СССР (1967), Палеотектонические карты раннего и среднего протерозоя СССР (1968), Тектоническая карта фундамента территории СССР (1974), Карта метаморфических поясов СССР (1974) и др.

Все эти большие научные работы, так же как и продолжавшиеся К. О. Кратцем личные региональные геолого-геохронологические и петрологические исследования в Карелии, за которые он с коллективом других карельских геологов уже посмертно, в 1985 г., был награжден Государственной премией СССР, а также зарубежные научные командировки в Канаду, Швецию, Финляндию, ГДР, Болгарию, позволили ему и возглавляемым им научным коллективам глубже разобраться в сущности докембрийской геологии, геохронологии и металлогении. Появляются целые серии работ, посвященные глубинному строению СССР, принципам стратиграфии и геолого-геохронологического расчленения и корреляции нижнего и верхнего докембрия, задачам и методам радиологического анализа докембрийских образований и процессов, специфическим особенностям раннедокембрийских процессов тектогенеза, магматизма, метаморфизма, рудогенеза, методологическим аспектам древнейшей геологии. Впервые было показано, что структурно-вещественные комплексы докембрия, от раннеархейских до позднерифейских, слагают фундамент более чем 0.7 территории всей нашей страны, захватывая и краевые моря. Выявлены пределы применимости различных изотопных методов для датирования докембрийских образований и процессов и установлена связь изотопных датировок с глубинным строением и историей развития крупных блоков земной коры. Предложены принципиально разные подходы к созданию стратиграфических шкал верхнего докембрия — фанерозоя и нижнего докембрия. Высказано предположение, что ведущими пороодообразующими и металлогеническими факторами в раннем докембрии были термодинамические режимы глубинного петрогенезиса.

Один только этот неполный перечень проблем показывает всеобъемлющий характер творческого наследия К. О. Кратца. Особое место в нем в последние годы его жизни занимали работы геолого-геохронологического и тектонического направления.

В 1977 г. в Уфе под руководством Б. М. Келлера, К. О. Кратца и Б. С. Соколова большим межведомственным коллективом исследователей была разработана новая Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР, которая в 1978 г. решением МСК СССР была утверждена в качестве основы для проведения всех государственных геологических картосоставительских работ на территории СССР.

В этой Шкале рубеж  $2600 \pm 100$  млн лет был определен границей архея и протерозоя, а рубежи  $3000 \pm 100$  и более 3500 млн лет намечали внутренние подразделения архея. Это следует подчеркнуть особо, поскольку на XXVII сессии МГК в августе 1984 г. в Москве развернулась широкая международная дискуссия по вопросу целесообразности выделения в докембрии таких подразделений, как «архей» и «протерозой», и определения возрастных границ между ними. К. О. Кратц, как председатель комиссии по нижнему докембрию МСК

СССР, по предложению которого эти границы и рубежи были определены в СССР таким образом, отчетливо понимал, что по границам возрастных подразделений докембрия отнюдь не везде происходила однотипная и полная смена геологических обстановок. Пики на гистограммах, обычно принимаемые за главные геохронологические рубежи, включают разные эндогенные процессы, и не все из них могут соответствовать геологическим рубежам. Анализ данных по геологическому содержанию геохронологических датировок докембрия позволил заключить, что периоды эндогенных процессов в одних регионах могут играть роль стратиграфических границ, а в других не связаны с завершением или началом образования того или иного супракrustального комплекса. На примере Карельских супракrustальных поясов лопия он сам неоднократно подчеркивал латеральную неоднородность геологических обстановок и асинхронность развития структур. Тем не менее после того, как было определено, что такие пояса завершили свое развитие к эпохе  $2600 \pm 100$  млн лет, он не колеблясь признал их архейскими, хотя именно благодаря его работам в 50—60-е годы они всеми считались протерозойскими. Творчеству Кауко Оттовича ни в малейшей степени не был свойствен консерватизм.

В 1982 г. Президиум АН СССР присудил К. О. Кратцу премию имени А. П. Карпинского за серию работ по теме «Докембрийская земная кора материков, ее становление и эволюция». Основываясь на всей совокупности данных по геологии древнейших образований, К. О. Кратц предложил концепцию латеральной дифференцированности земной коры уже на ранних этапах геологического развития Земли. В рамках этой концепции преобладающая сиалическая кора тоналитового состава в протоконтинентальных сегментах считалась первичной, а элементы мафической коры (зеленокаменные пояса) — вторичными. Было показано, что преобразование наиболее ранней, слабо дифференцированной коры тоналитового состава в зрелую континентальную кору современного типа в пределах большей части материков произошло в эпоху 3000—2600 млн лет назад в результате грандиозного вещественного и энергетического обмена между корой и мантией. С этой эпохой связывался крупный перелом в развитии материковой коры, смена супракrustальных зеленокаменных поясов, типичных для ранней примитивной коры, дифференцированными мобильными поясами разного типа, разделяющими стабильные структуры. Предполагалось, что на этом рубеже происходила смена главных тенденций в тектоническом развитии докембрийской коры континентов, которая до 2600 млн лет отразилась в формировании мобильных поясов с геосинклинальной, а позже — без геосинклинальной подготовки. Структурно-тектонический анализ докембрийских регионов и особенности других эндогенных процессов показали, что в докембрийском корообразовании действовали механизмы разных движений, не подчиняющиеся преобладающему их направлению — горизонтальному или вертикальному.

В этих работах речь шла только о строении и эволюции земной коры и не упоминалась еще литосфера — важнейшая составная часть единой системы «литосфера—астеносфера», взаимодействие которых обуславливает механизм тектоники литосферных плит, который очень многими исследователями принимается сейчас за ведущий в тектогенезе, объясняющий главные черты строения и эволюции лика Земли на всех этапах ее развития. К. О. Кратц действительно с осторожностью воспринимал идеи тектоники крупных и мощных (!) литосферных плит применительно к раннему докембрию. Такая осторожность свойственна многим специалистам в области геологии раннего докембрия, особенно архея. Она проистекает из ясных всем специфических особенностей древнейших геологических образований и процессов, их коренных отличий от геологии позднего докембрия, палеозоя и тем более мезозоя и кайнозоя. Многим этим особенностям — огромной длительности и унаследованности режимов развития главнейших раннедокембрийских структур, специфике

термодинамической истории Земли в архее, наличие внутрикорового протяженного расплавленного слоя («архейской коровой астеносферы») и др. — посвящены специальные работы К. О. Кратца и его учеников.

До последних минут своей жизни, которая оборвалась 23 января 1983 г., Кауко Оттович сохранял оптимизм, работоспособность, жизнелюбие и трудолюбие. У него были большие творческие планы. Вместе с академиком Б. С. Соколовым он задумал программу будущих комплексных исследований по проблеме «Докембрийская литосфера: ресурсы, состав, структура, процессы, время, жизнь». Вместе со своими учениками и сотрудниками он мечтал написать книгу «Докембрийская геология СССР». Все, казалось, было еще впереди. . .

Теперь же в наследство нам остались лишь его труды и память о нем.

## БИБЛИОГРАФИЯ ОПУБЛИКОВАННЫХ НАУЧНЫХ ТРУДОВ К. О. КРАТЦА

1954

О титаномагнетитовом оруденении в иотнийских основных породах Южной Карелии и генезис магматических титаномагнетитовых месторождений // *Материалы Лаб. геологии докембрия АН СССР*. Вып. 2. С. 50—71.

1955

Выступление на I-м Всесоюзном петрографическом совещании // *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Тр. 1-го Всесоюз. петрогр. совещ.* М. С. 196—197.

Нижний протерозой Карелии в цифрах абсолютного возраста // *Тр. 3-й сес. Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций*. М. С. 78—82.

О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита // *Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР*. Вып. 5. С. 175—188.

О соотношениях колчеданной и железорудной формаций Центральной Карелии // *Материалы научной сессии Карельского филиала АН СССР*. М.; Л. С. 18—34.

1957

Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР*. № 1. С. 19—34. (Совместно с В. Н. Нумеровой).

Направление и итоги исследований отдела геологии Карельского филиала АН СССР // *Изв. Карел. и Кол. фил. АН СССР*. № 1. С. 35—42. (Совместно с П. А. Борисовым).

О генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений // *Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР*. Вып. 7. С. 5—21.

1958

Восточная часть Балтийского щита // *Геологическое строение СССР*. Т. 3. Тектоника. М. С. 28—32.

Карелия и Кольский полуостров // *Геологическое строение СССР*. Т. 1. Стратиграфия. М. С. 60—68.

К расчленению и терминологии протерозоя Карелии // *Изв. Карел. и Кол. фил. АН СССР*. № 2. С. 9—15.

О ритмичной слоистости ладожской сланцевой толщи в юго-западной Карелии // *Изв. Карел. и Кол. фил. АН СССР*. № 5. С. 3—9. (Совместно с Н. Ф. Демидовым).

Профессор Петр Алексеевич Борисов // *Изв. Карел. и Кол. фил. АН СССР*. № 2. С. 3—8. (Совместно с В. А. Соколовым и Г. С. Бискэ).

1959

Иотнийские основные породы Южной Карелии и их титаномагнетитовое оруденение // *Материалы по геологии Карелии*. Петрозаводск. С. 233—240. (Тр. Карел. фил. АН СССР; Вып. 11).

1960

Архей // *Геология СССР*. М. Т. 37, ч. 1. С. 647—649.

Введение // Там же. С. 553—556.

Восточно-Финляндская синклинорная зона // Там же. С. 216—235. (Совместно с Н. Ф. Демидовым).

Геология докембрия восточной части Балтийского щита // *Стратиграфия и корреляция докембрия: Международ. геол. конгр. 21-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 9. М.*; Л. С. 7—20. (Совместно с К. А. Шуркиным).

Главные черты дочетвертичной геологии восточной части Балтийского щита // *Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири*. М.; Л. С. 68—74. (Тр. Лаб. геологии докембрия; Вып. 9).

Карельский район // *Геология СССР*. М. Т. 37, ч. 1. С. 570—630.

К обсуждению вопроса об абсолютном возрасте карелид Карелии // *Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири*. М.; Л. С. 42—47. (Тр. Лаб. геологии докембрия; Вып. 9).

Конгломераты хут. Партанен и юго-запада Ладожского района // *Геология СССР*. М. Т. 37, ч. 1. С. 246—249. (Совместно с Н. Ф. Демидовым).

Метаморфизм // Там же. С. 518—525.

Некоторые вопросы палингенеза и гранитообразования в докембрии и связанной с ними эндогенной минерализации // *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Тр. 2-го Всесоюз. петрогр. совещ.* М. С. 116—119.

Нижний и средний протерозой: Западно-Ка-

рельская синклиальная зона // Геология СССР. М. Т. 37, ч. 1. С. 83—124.

Основные черты геологического строения // Там же. С. 39—51. (Совместно с В. Н. Нумеровой).

Протерозой // Там же. С. 649—662.

Район оз. Малого Янис-Ярви // Там же. С. 235—245. (Совместно с Н. Ф. Демидовым и В. А. Соколовым).

Северо-Карельская синклиальная зона // Там же. С. 186—216.

Южная Карелия // Там же. С. 508—515.

Über einige Fragen der Geologie des Proterozoikum und des Baues des Baltischen Schildes // Zeitschrift für Bergbau, Hüttenwesen und verwandte Wissenschaften. Sonder. N. 8. S. 434—439.

## 1961

Геологические экскурсии в окрестностях Петрозаводска. Петрозаводск. 87 с. (Совместно с Г. С. Бискэ).

Опыт анализа взаимосвязи между тектоникой, рельефом и урочищами Карельской АССР // Учен. зап. Лав. Гос. ун-та. Геогр. науки. Т. 37, вып. 4. С. 407—413. (Совместно с Г. С. Бискэ, О. Н. Казаковой).

Основные черты тектонических структур ятулия Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск. С. 43—57. (Совместно с Ю. И. Лазаревым).

Очерк геологии и полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск. 6 с. (Совместно с Г. С. Бискэ и В. И. Робонен).

Свекофенниды и карелиды // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск. С. 5—9.

## 1962

Геология карелид Карелии: Автореф. дис. . . д-ра геол.-мин. наук. Л. 20 с.

Тектоническая карта Евразийской Арктики масштаба 1 : 5 000 000 и принципы ее составления // Тез докл. совещ. по проблемам тектоники. М. С. 13—15. (Совместно с И. П. Атласовым, В. А. Вакаром, В. Д. Дибнер, Б. Х. Егизаровым, А. В. Зимкиным, Б. С. Романович).

## 1963

Александр Алексеевич Полканов (1888—1963): Некролог // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Ч. 92, вып. 3. С. 381—383. (Совместно с Н. А. Елисеевым, В. А. Масленниковым, К. А. Шуркиным, С. П. Соловьевым).

Геология карелид Карелии. М.; Л. 210 с. (Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР; Вып. 16).

К геологии карелид Северного Приладожья // Тр. Карел. фил. АН СССР. Вып. 2. Материалы по геологии протерозоя Карелии. Б. м. С. 3—18. (Совместно с Н. Ф. Демидовым, К. А. Ининой).

К геологии протерозоя железорудных районов Западной Карелии // Там же. С. 36—49. (Совместно с В. М. Черновым).

К геологии среднепротерозойских отложений

западной части Центральной Карелии: Участки Лубосадма, Янгозеро, Сельги // Там же. С. 63—68. (Совместно с В. Я. Мейльбаум).

Кислый магматизм в развитии протерозойской (карельской) геосинклинали Карелии (юго-восточная часть Балтийского щита) // 3-е Всесоюз. петрогр. совещ.: Тез. докл. по пробл. «Магматич. формации и связь с ними полезных ископаемых». Новосибирск. С. 220.

Литологические методы в изучении геологии докембрия Карелии // Тез. докл. 1-го рабочего совещ. по литологии докембр. метаморф. толщ. Петрозаводск. С. 38. (Совместно с В. И. Робонен, В. А. Миколовым, В. М. Черновым).

Протерозой северо-западного Прионежья: Юго-Западная Карелия // Тр. Карел. фил. АН СССР. Вып. 2. Материалы по геологии протерозоя Карелии. Б. м. С. 18—35. (Совместно с О. А. Рийконен).

Стратиграфия и тектоника Кукаозерско-Тикшозерской зоны карелид Северной Карелии // Там же. С. 51—62. (Совместно с Н. Ф. Демидовым).

Стратиграфия и тектоника района Хедозеро—Большезеро—Челмозеро в Западной Карелии // Там же. С. 63—75. (Совместно с М. М. Стенарем).

## 1964

Балтийский щит // Тектоника Европы: Объясн. записка к Междунар. тектон. карте Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. М. С. 27—45. (Совместно с Н. Магнуссоном, А. Симоненем и О. Хольтедалем).

Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова // Геология и геохронология докембрия. М.; Л. С. 24—45. (Тр. Лаб. геологии докембрия; Вып. 19). (Совместно с А. А. Полкановым, К. А. Шуркиным).

Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. Листы 3 и 7. Балтийский щит. М.

Тектоническая карта Евразийской Арктики и принципы ее составления // Складчатые области Евразии: Материалы совещ. по пробл. тектоники в Москве. М. С. 9—22. (Совместно с И. П. Атласовым, В. А. Вакаром, В. Д. Дибнером и др.).

Тектоническая карта Европы: Балтийский щит: Объясн. записка. М. (Совместно с А. Симоненем, Н. Магнуссоном, О. Хольтедалем).

## 1966

Геохронология Балтийского щита // Тр. Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. Вып. 7. С. 18—25. (Совместно с Э. К. Герлингом, С. Б. Лобач-Жученко).

Граниты Карелии // Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы: Тез. докл. 1-го регион. петрогр. совещ. по европейской части СССР. Киев. С. 64—67. (Совместно с Г. О. Глебовой-Кульбах, С. Б. Лобач-Жученко).

Литологические методы в изучении геологии докембрия Карелии // Проблемы осадочной геологии докембрия. М. Вып. 1. С. 5—6. (Сов-

местно с В. И. Робонен, В. А. Соколовым, В. М. Черновым).

Николай Георгиевич Судовиков // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва. Ч. 95, вып. 6. С. 767—768. (Совместно с Б. П. Бархатовым, М. И. Бураковым, Д. А. Великославинским и др.).

Памяти Николая Георгиевича Судовикова // Ультратетраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.; Л. С. 1—3. (Совместно с М. Д. Крыловой, Д. А. Великославинским, В. А. Глебовицким и др.).

Памяти Сергея Владимировича Обручева // Геотектоника. № 1. С. 99—101. (Совместно с Д. А. Великославинским, Н. А. Елисеевым, И. П. Бузиковым и др.).

## 1967

Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л. 124 с. (Совместно с В. Н. Зандер, Ю. И. Томашунас, А. Н. Берковским и др.).

The isotopic geology of the Precambrian of the Baltic Shield // Geochronology of Precambrian stratified rocks: Abstracts of paper read at a conf. held in the Dep. of Geology, Univ. of Alberta, Edmonton, Canada, in June 1967. S. 1. P. 57—58. (With E. K. Gerling, S. B. Lobach-Zhuchenko).

## 1968

Геология и петрология гранитоидных глубинных сечений карелид // Сов. геология. № 9. С. 64—72. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаевым, Н. И. Яскевичем).

Геохронология докембрия Балтийского щита // Геология докембрия: Междунар. геол. конгр., 23-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. Л. С. 128—135. (Совместно с Э. К. Герлингом, С. Б. Лобач-Жученко).

О некоторых общих аспектах основного и ультраосновного магматизма Балтийского щита по геофизическим данным // Регион. петрогр. совещ. по магматизму Балтийского щита: Тез. докл. Апатиты. С. 32—33. (Совместно с А. Н. Берковским, В. А. Дедеевым).

О принципах составления геохронологической шкалы докембрия // Тр. юбил. сес. Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. С. 9—28. (Совместно с В. А. Дедеевым, А. Н. Нееловым).

Палеотектоника докембрия СССР // Геология докембрия: Междунар. геол. конгр., 23-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. Л. С. 16—28. (Совместно с Б. М. Келлером, А. Н. Нееловым).

Палеотектоническая карта СССР: Протерозойская эра. Ранний протерозой. Масштаб 1 : 7 500 000 // Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М. Л. 35—36. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, В. М. Черновым, Л. А. Варданянцем и др.).

Палеотектоническая карта СССР: Протерозойская эра. Средний протерозой. Масштаб 1 : 7 500 000 // Там же. Л. 37—38. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, В. А. Соколовым, Л. А. Варданянцем и др.).

Служба геологического времени: Проблемы и горизонты науки // Ленингр. правда. 21 янв. С. 3.

Тайны докембрия: Беседа с корреспондентом В. Кошванцем // Вечер. Ленинград. 29 апр. С. 2. Palaeotectonics of the Precambrian of the USSR // Intern. Geol. Congr.: Rep. 23 ses. Prague. P. 113—114. (With B. M. Keller, A. N. Neyelov).

Precambrian geochronology of the Baltic Shield // Ibid. P. 265—273. (With E. K. Gerling, S. B. Lobach-Zhuchenko).

The isotope geology of the Precambrian of the Baltic Shield // Canad. J. Earth Sci. Vol. 5, N 3, pt. 2. P. 657—660. (With E. K. Gerling, S. B. Lobach-Zhuchenko).

The Precambrian geochronology of the Baltic Shield // Intern. Geol. Congr.: Rep. 23 ses. Prague. P. 117. (With S. B. Lobach-Zhuchenko, E. K. Gerling, I. M. Gorokhov).

## 1969

Геология и петрология гранитоидной области Юго-Западной Карелии. Л. 226 с. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаевым, Н. И. Яскевичем, К. Д. Борисовой, Р. С. Сокол).

Гранитообразование во времени и пространстве в раннем докембрии: (на примере Балтийского щита) // Материалы 4-го Всесоюз. петрогр. совещ. Баку. С. 91—93. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаевым).

Некоторые общие выводы о развитии земной коры юго-восточной части Фенно-Карельского поднятия в древнем докембрии // Геология и петрология гранитоидной области Юго-Западной Карелии. Л. С. 216—217.

Предположения о составе и возрасте слоистости земной коры // Там же. С. 214—216. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко).

Распространение, стратиграфия пород и магматизм верхнего структурного яруса // Там же. С. 11—15. (Совместно с Н. И. Яскевичем).

Сравнительная тектоника Мезенской и Печорской синеклиз. Л. 78 с. (Совместно с В. А. Дедеевым, А. К. Запольновым, А. Д. Лукашовым, П. Н. Сафроновым).

Структуры среднего протерозоя // Геология и петрология гранитоидной области Юго-Западной Карелии. Л. С. 202—205. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко).

Тектоническое положение гранитоидной области Юго-Западной Карелии в геосинклиальной системе карелид // Там же. С. 5—7. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко).

Характеристика гравитационного и магнитного полей // Там же. С. 207—214. (Совместно с Р. С. Сокол, С. Б. Лобач-Жученко, Н. И. Яскевичем).

## 1970

Вопросы по докладу Э. К. Герлинга, К. О. Кратца, С. Б. Лобач-Жученко // Геохронология докембрия. М. С. 68—69. (Совместно с Э. К. Герлингом, С. Б. Лобач-Жученко).

Выступление // Там же. С. 67—68.

Геохронология докембрия Балтийского

щита // Там же. С. 53—67. (Совместно с Э. К. Герлингом, С. Б. Лобач-Жученко).

Гранитоиды Южной Карелии // Петрография докембрия Русской платформы: Тр. 1-го регион. петрогр. совещ. по европейской части СССР. Киев. С. 101—110. (Совместно с Г. О. Глебовой-Кульбах, С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаевым; Н. И. Яскевичем).

Гранитообразование в раннем докембрии Балтийского щита: Геохимический аспект // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. С. 3—11. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаевым).

Изотопная геохронология и глубинное строение земной коры // Геотектоника. № 2. С. 74—79. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко).

Ранний протерозой — крупнейший рубеж в развитии земной коры // Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л. С. 222—225. (Совместно с В. М. Черновым).

Тектоническое строение островов Советской Арктики: Геологическое описание // Геология СССР. М. Т. 26. С. 432—447. (Совместно с И. П. Атласовым, В. А. Вакаром, В. Д. Дибнер и др.).

Тектоническая карта фундамента СССР // Вестн. АН СССР. № 7. С. 26—29. (Совместно с В. А. Дедеевым).

## 1971

Геологические формации и некоторые особенности палеотектоники раннего протерозоя Балтийского щита: Осадочные формации, палеотектоника и палеогеография // Проблемы литологии докембрия. Л. С. 5—21. (Совместно с В. М. Черновым).

Геохимия процессов нормальной направленной кристаллизационной дифференциации: Магматические процессы // Междунар. геохим. конгр: Тез. докл. М. Т. 1. С. 56—57. (Совместно с Э. Н. Елисеевым).

Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита // Новые данные по геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении, датирование тектономагматических циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр: Тез. докл. 17-й сес. Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. С. 122. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, И. М. Гороховым, Т. В. Кольцовой).

Изотопная геохронология и проблема земной коры и верхней мантии // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л. С. 5—7.

Международная конференция по тектонике докембрия восточной части Балтийского щита // Вестн. АН СССР. № 11. С. 101—102.

Металлогенетические циклы в развитии метаморфических поясов докембрия СССР: Историко-эволюционные аспекты прогнозирования месторождений (общие вопросы теории и методики прогнозирования) // Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых: Материалы к совещ. С. 63—64. (Совместно с Ю. М. Соколовым, В. А. Глебовицким, В. А. Дедеевым и др.).

О некоторых общих аспектах основного и ультраосновного магматизма восточной части Балтийского щита, по геофизическим данным // Проблемы магматизма Балтийского щита: Материалы регион. петрогр. совещ. Л. С. 136—139. (Совместно с А. Н. Берковским, В. А. Дедеевым).

Основные закономерности в эволюции метаморфических поясов: (по материалам к карте метаморфических поясов СССР) // Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии: Тез. докл. симпозиум. Новосибирск. С. 6—7. (Совместно с В. А. Глебовицким, Г. М. Друговой, Н. И. Московченко, Л. А. Прияткиной, А. Н. Нееловым, Л. П. Бондаренко).

Предисловие // Проблемы литологии докембрия. Л. С. 3—5.

Основные этапы формирования складчатой структуры фундамента древних платформ и их отличительные особенности // Тектоника фундамента древних платформ: Тез. докл. М. С. 28—31. (Совместно с В. А. Дедеевым, Ф. П. Митрофановым, К. А. Шуркиным и др.).

Портрет земных глубин // Правда. 1 июня. С. 4.

Радиологические идеи В. И. Вернадского в практике изучения геохронологии докембрия // Наука и техника: вопросы истории и теории: Материалы к годич. конф. Ленингр. отд. Сов. нац. объедин. истории и философии естествознания и техники. Л. Вып. 6. С. 127—128. (Совместно с В. А. Масленниковым, Н. Н. Бархатовой).

Региональная схема стратиграфии докембрийских образований: Проблема провинциальной стратиграфической шкалы докембрия Карело-Кольского региона // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л. С. 120—129. (Совместно с К. А. Шуркиным, С. Б. Лобач-Жученко, В. А. Масленниковым).

Усилить геологические работы (в Карелии) // Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Карелии: Материалы 3-й науч.-произв. геол. конф. Петрозаводск. С. 216—217.

Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ // Тектоника фундамента древних платформ: Тез. докл. М. С. 1—3. (Совместно с В. А. Глебовицким).

## 1972

Вещественный состав и генезис гранитов Балтийского щита как отражение историко-геологических особенностей гранитообразования // Геология, формационный анализ, петрология и металлогенетическая специализация образований Русской платформы: Тез. докл. на 2-м петрогр. совещ. по европ. части СССР. Воронеж. С. 84—85. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаевым).

Геохимическое направление в петрологии // Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докемб-

рия. Апатиты. С. 205—210. (Совместно с Э. Н. Елисеевым).

Геохимия процессов кристаллизационной дифференциации // 1-й Междунар. геохим. конгр.: Докл. М. Т. 1. С. 354—365. (Совместно с Э. Н. Елисеевым).

Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л. 193 с. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, Э. К. Герлингом, И. М. Гороховым и др.).

Главные историко-геологические особенности гранитообразования в докембрии: На примере Балтийского щита // Крат. тез. к симпозию «Специфика докембрийского магматизма». Л. С. 28—30. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаевым).

Главные черты геологической эволюции территории Балтийского щита в докембрии // Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л. С. 168—173. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко).

Гранитообразование во времени и пространстве в раннем докембрии Балтийского щита: геохимический аспект // Магматизм формаций кристаллических пород и глубины Земли: Тр. 4-го Всесоюз. петрогр. совещ. М. Ч. I. С. 214. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаевым).

Метаморфические пояса СССР // Геология докембрия: Междунар. геол. конгр. 24 сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 1. Л. С. 41—51. (Совместно с В. А. Глебовицким).

Основные закономерности в эволюции метаморфических поясов: (по материалу к Карте метаморфических поясов СССР) // Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма: Тр. Всесоюз. симпозию. Новосибирск. Т. I. С. 21—33. (Совместно с В. А. Глебовицким, Г. М. Друговой, Н. И. Московченко, Л. А. Прияткиной, А. Н. Нееловым, Л. П. Бондаренко).

Проблемы динамики магматических систем // Внутренняя геодинамика: Крат. тез. докл. к Всесоюз. совещ. по внутр. геодинамике. Л. Вып. 2. С. 71—73. (Совместно с Э. Н. Киселевым).

Русская школа геохронологических исследований докембрия // Геология докембрия: Междунар. геол. конгр. 24 сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 1. Л. С. 104—109. (Совместно с В. А. Масленниковым, Н. Н. Бархатовой).

Эпохи регенерации или вторичной региональной активизации // Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л. С. 162—168. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко).

Metamorphic belts of the USSR // Intern. geol. congr. 24 ses. Sect. I: Abstracts. Montreal. P. 348—353. (With V. A. Glebovitsky).

Metamorphic belts of the USSR // Ibid. P. 14. (With V. A. Glebovitsky).

Russian school in geochronological studies of the Precambrian // Ibid. P. 529. (With V. A. Maslennikov, N. N. Barkhatova).

## 1973

Главные стратиграфические подразделения докембрия Балтийского щита и их изотопный возраст // Определение абсолютного возраста

рудных месторождений и молодых магматических процессов: Тез. докл. 18-й сес. Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М., 1973. С. 4—5. (Совместно с Э. К. Герлингом, С. Б. Лобач-Жученко, И. М. Гороховым, Т. В. Кольцовой).

Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л. 68 с. (Совместно с Л. Е. Шустовой, В. А. Дедеевым).

Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковито-редкометалльных пегматитов в метаморфических поясах // Геология и генезис мусковитовых пегматитов: Крат. тез. докл. Всесоюз. теорет. конф. Б. м. С. 5—8. (Совместно с Ю. М. Соколовым, В. А. Глебовицким).

Изучение докембрия СССР // Наука и техника: вопросы истории и теории: Сб. науч. тр. Ленингр. отд. Сов. нац. объедин. истории и философии, естествознания и техники. Л. Вып. 8, ч. 2. С. 93—103. (Совместно с В. А. Масленниковым, А. Н. Нееловым, Н. Н. Бархатовой).

Основные этапы формирования складчатой структуры земной коры в докембрии // Тектоника фундамента древних платформ: Тр. совещ. М. С. 104—109. (Совместно с В. А. Дедеевым, Ф. П. Митрофановым, В. А. Глебовицким и др.).

Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР // Геология руд. месторождений. Т. 15, № 6. С. 3—16. (Совместно с Ю. М. Соколовым, В. А. Глебовицким, В. Б. Дагелайским и др.).

Предварительные итоги сотрудничества ученых Чехословакии и Советского Союза по проблеме корреляции докембрийских образований и этапам развития подвижных поясов в сочленении с платформой: (на примере Чешского массива и Зап. Карпат Чехословакии, Сев. Кавказа и Беломорья СССР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 11. С. 3—14. (Совместно с Г. Д. Афанасьевым, К. Бенешем, А. К. Бойко, А. М. Борсуком, В. Зубеком, Л. Каменским, М. Полищевой, Н. П. Семенченко, Б. Цамбелом, К. А. Шуркиным).

Специфика докембрийского магматизма // Вестн. АН СССР. № 4. С. 100—103. (Совместно с К. А. Шуркиным, Ф. П. Митрофановым).

Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ // Тектоника фундамента древних платформ: Тр. совещ. М. С. 3—20. (Совместно с В. А. Глебовицким).

## 1974

Вопросы геологии докембрия // Вестн. АН СССР. № 7. С. 62—66. (Совместно с И. В. Бельковым, В. И. Смирновым, В. А. Соколовым).

Восточно-Европейская геосинклинальная область // Палеогеография СССР: Объясн. записка к Атласу литол.-палеогеогр. карт СССР. М. Т. 1. С. 53—59.

Восточно-Европейская складчатая область и Сарматская платформа // Там же. С. 60—62.

Геохронологическая карта восточной части Балтийского щита // Там же. С. 70—73. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко).

Геохронологическая карта докембрия Сибир-

ской платформы и ее складчатого обрамления // Там же. С. 75—78. (Совместно с М. М. Мануйловой, А. Н. Нееловым, Л. П. Никитиной).

Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита // Новые данные абсолютной геохронологии. М. С. 125—130. (Совместно с И. Н. Крыловым, С. Б. Лобач-Жученко).

Европейская часть СССР. Ранний и средний протерозой // Палеогеография СССР: Объясн. записка к Атласу литол.-палеогеогр. карт СССР. М. Т. 1. С. 37—42.

Изучение докембрия СССР: Успехи и проблемы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 5. С. 116—122.

Основные закономерности развития структур земной коры в раннем докембрии // Структура фундамента платформенных областей СССР: Объясн. записка к Тектон. карте фундамента территории СССР. Масштаб 1:5 000 000. Л. С. 366—370. (Совместно с В. А. Глебовицким, В. А. Дедеевым, А. К. Запольновым, Ф. П. Митрофановым).

Палеотектоника СССР в раннем и среднем протерозое // Палеогеография СССР: Объясн. записка к Атласу литол.-палеогеогр. карт СССР. М. Т. 1. С. 35—37. (Совместно с А. Н. Нееловым).

Принципы составления и легенда Тектонической карты фундамента территории СССР // Структура фундамента платформенных областей СССР: Объясн. записка к Тектон. карте фундамента территории СССР. Масштаб 1:5 000 000. Л. С. 35—48. (Совместно с В. А. Дедеевым, А. К. Запольновым).

Развитие территории СССР в раннем докембрии // Палеогеография СССР: Объясн. записка к Атласу литол.-палеогеогр. карт СССР. М. Т. 1. С. 65—70. (Совместно с А. Н. Нееловым).

Складчатые системы и массивы Балтийского щита // Структура фундамента платформенных областей СССР: Объясн. записка к Тектон. карте фундамента территории СССР. Масштаб 1:5 000 000. Л. С. 49—53.

Стратиграфия и тектоника Кукаозерско-Тикшеозерской зоны карелид Северной Карелии // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск. С. 95—116. (Тр. Карел. фил. АН СССР; Вып. 20). (Совместно с Н. Ф. Демидовым).

Тектоническая карта фундамента как основа прогнозного районирования глубинных недр СССР на различные виды полезных ископаемых // Структура фундамента платформенных областей СССР: Объясн. записка к Тектон. карте фундамента территории СССР. Масштаб 1:5 000 000. Л. С. 393—395. (Совместно с В. Д. Наливкиным).

Тектоническая карта фундамента — новая тектоническая карта СССР // Там же. С. 5—12. (Совместно с В. А. Дедеевым, А. К. Запольновым).

Термодинамический режим метаморфизма // Вестн. АН СССР. № 10. С. 99—101. (Совместно с В. А. Глебовицким, Ф. П. Митрофановым).

Урало-Сибирская геосинклинальная область // Палеогеография СССР: Объясн. записка к Атласу литол.-палеогеогр. карт СССР. М. Т. 1. С. 55—56.

Урало-Сибирская геосинклинальная область: (Палеотектоника СССР в раннем и среднем протерозое) // Там же. С. 62.

Geological and geochronological boundaries in the Baltic Shield // Precambrien des zones mobiles de l'Europe: Conf. Liblice, Praha, 29 mai—5 juin 1972. Brno. P. 271—281. (With S. B. Lobach-Zhuchenko).

Quelques aspects de la corrélation générale des événements géologiques du Précambrien en USSR // Ibid. P. 283—287. (With F. P. Mitrofanov, A. P. Platonova, K. A. Chukine).

## 1975

Возрастные границы ятулийской формации // Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы: Тез. докл. на 19-й сес. Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. С. 22—23. (Совместно с И. М. Горюховым, Э. П. Кутявиным, Э. С. Варшавской и др.).

Геологические типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита // Восточная часть Балтийского щита: Геология и глубинное строение. Л. С. 6—23. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко).

Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов в метаморфических поясах: Общ. проблемы пегматитообразования // Мусковитовые пегматиты СССР. Л. С. 5—15. (Совместно с Ю. М. Соколовым, В. А. Глебовицким).

Металлогенические провинции и их положение в тектонике континентов // Металлогения докембрия: Тез. докл. 1-го Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия. Л. С. 9—11. (Совместно с Т. В. Билибиной, В. Т. Свириденко, В. М. Терентьевым и др.).

Металлогения докембрия // Вестн. АН СССР. № 8. С. 103—105. (Совместно с Ю. М. Соколовым, Ф. П. Митрофановым).

Металлогения докембрия и металлогенические эпохи // Металлогения докембрия: Тез. докл. 1-го Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия. Л. С. 5—8. (Совместно с Т. В. Билибиной, В. К. Титовым, Ю. М. Соколовым и др.).

Металлогения метаморфических поясов восточной части Балтийского щита // Там же. С. 59—61. (Совместно с В. А. Глебовицким, В. А. Дагелайским, М. Е. Салье и др.).

Метаморфические пояса СССР: Объясн. записка к Карте метаморф. поясов СССР. Масштаб 1:5 000 000. Л. 56 с. (Совместно с В. А. Глебовицким, Л. П. Бондаренко, Г. М. Друговой, Н. И. Московченко, А. Н. Нееловым, Л. А. Прияткиной).

Об униформитаризме и основном принципе в геологии // Проблемы осадочной геологии докембрия. М. Вып. 4, кн. 1. С. 20—24. Предисловие // Мусковитовые пегматиты СССР. Л. С. 3—4.

Рудоносные формации и структуры докембрия // Корреляция докембрия: Междунар. программа геол. корреляции: Тез. докл. М. С. 125—127.

Die Entwicklung der metamorphogenen Erzbildung im Präkambrium der UdSSR // Z. angew. Geologie. 1975. Bd. 21, H 7. S. 321—314. (With Y. M. Sokolov, W. A. Glebovitzkij, W. B. Dagelajskij et al.).

1976

Возрастные границы ятулийского комплекса Карелии // ДАН СССР. 1976. Т. 231, № 5. С. 1191—1194. (Совместно с О. А. Левченковым, Г. К. Овчинниковой, И. К. Шулешко и др.).

Геолого-геофизическое районирование и эволюция регионального метаморфизма раннедокембрийских образований фундамента Русской плиты // Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма: Тез. докл. 3-го Всесоюз. симпозиума по метаморфизму. Свердловск. Вып. 1. С. 38—39. (Совместно с Л. П. Бондаренко, В. Б. Дагелайским, А. Н. Берковским).

Геолого-геохронологические рубежи в докембрии Восточной Сибири // Актуальные вопросы современной геохронологии. М. С. 34—39. (Совместно с М. М. Мануйловой, А. Н. Нееловым, В. Я. Хильтовой, Е. К. Юргиной).

Геохронология и принципы расчленения докембрия европейской части СССР // Там же. С. 6—9. (Совместно с Н. П. Семененко, Н. П. Шербаком, Н. А. Штрейсом и др.).

О книге М. А. Ахмеджанова, Р. Н. Абдуллаева и др. «Докембрий Среднего и Южного Тянь-Шаня» (Ташкент, 1975) // Узб. геол. журн. № 6. С. 72—75. (Совместно с Ф. П. Митрофановым).

Рудные формации и рудоносные структуры раннего докембрия // Геология руд месторождений. Т. 18, № 4. С. 3—10. (Совместно с Т. В. Билибиной, В. И. Казанским).

Совещание по методам расчленения докембрия // Сов. геология. № 2. С. 149—151. (Совместно с Б. М. Келлером, Ф. П. Митрофановым, М. А. Семихатовым).

1977

Всесоюзное совещание по общим вопросам расчленения докембрия СССР // Сов. геология. № 12. С. 145—149. (Совместно с Б. М. Келлером, Ф. П. Митрофановым, М. А. Семихатовым и др.).

Геолого-геофизическое районирование и эволюция регионального метаморфизма раннедокембрийских образований фундамента Русской плиты // Геология метаморфических комплексов: Межвуз. науч. темат. сб. Свердловск. Вып. 6. С. 34—39. (Совместно с Л. П. Бондаренко, В. Б. Дагелайским, А. Н. Берковским).

Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 11. С. 16—21. (Совместно с Б. М. Келлером, Ф. П. Митрофановым, М. А. Семихатовым и др.).

Металлогения докембрия // Корреляция докембрия. М. Т. 2. С. 256—273. (Совместно с Т. В. Билибиной, В. И. Казанским).

О находке древних конгломератов на территории Центральной Карелии и их значение для стратиграфии раннего докембрия // ДАН

СССР. Т. 234, № 1. С. 142—144. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, И. К. Шулешко, В. С. Байковой).

1978

Блоковое строение Балтийского щита // Земная кора восточной части Балтийского щита. Л. С. 40—53. (Совместно с Р. В. Былинским).

Введение // Там же. С. 3—8.

Восточная часть Балтийского щита: В пределах СССР // Тектоника Европы и смежных областей: Древние платформы, байкалиды, каледониды: Объясн. записка к Международ. карт. Европе и смеж. обл. Масштаб 1:2 500 000. М. С. 49—63. (Совместно с Ю. И. Лазаревым).

Геологическое строение // Земная кора восточной части Балтийского щита. Л. С. 54—74. (Совместно с А. П. Платуновой).

Металлогения докембрия и металлогенетические эпохи // Проблемы металлогении докембрия. Л. С. 3—29. (Совместно с Т. В. Билибиной, Н. П. Лаверовым, В. Н. Полуэктовым и др.).

Слюдоносные пегматиты Северной Карелии: Геология, минералогия, геохимия и генезис // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Ч. 107, вып. 1. С. 121—123. (Совместно с К. А. Шуркиным, М. Е. Салье, Ю. М. Соколовым, В. Л. Дуком).

Некоторые общие итоги изучения строения земной коры восточной части Балтийского щита // Земная кора восточной части Балтийского щита. Л. С. 203—210. (Совместно с В. А. Глебовицким, А. П. Платуновой).

Основные понятия о структурах земной коры // Там же. С. 25—28. (Совместно с Р. В. Былинским, В. А. Глебовицким, В. Л. Дуком и др.).

Основные черты геологического строения // Там же. С. 37—40.

Строение и вопросы эволюции земной коры // Там же. С. 182—203. (Совместно с В. А. Глебовицким, И. В. Литвиненко, В. Л. Дуком и др.).

Предисловие // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л. С. 3—4. (Совместно с А. Н. Казаковым).

1979

Актуальные задачи усовершенствования общей стратиграфической шкалы докембрия СССР // Общие вопросы расчленения докембрия СССР: Тр. 5-го Всесоюз. науч. совета по геологии докембрия. Л. С. 5—7. (Совместно с Б. С. Соколовым).

Введение // Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л. С. 3—6.

Геохронологические исследования метаморфических процессов: На примере Печенгского комплекса // Метаморфизм раннего докембрия: Тез. докл. 4-го Всесоюз. симпозиума по метаморфизму. Апатиты. С. 81—82. (Совместно с Э. К. Герлингом, Г. Г. Дук, Т. В. Кольцовой, А. В. Масленниковым).

Докембрийские гранулиты, их литология, геохронология и пространственное распределе-

- ние на континентах // Там же. С. 15—16. (Совместно с В. Я. Хильтовой, А. П. Платуновой, А. Б. Вревским).
- Древнейшие породы Земли // Изотопная геохронология докембрия. Уфа. С. 18—19. (Совместно с Е. В. Бибиковой, С. Б. Лобач-Жученко, Н. П. Щербак).  
 Заключение // Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л. С. 109—110. (Совместно с А. К. Запольновым).
- Корреляция раннедокембрийских эндогенных процессов в фундаменте Восточно-Европейской платформы // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы: Тез. докл. 3-го регион. петрогр. совещ. С. 194—197. (Совместно с А. Н. Берковским, Л. П. Бондаренко, В. А. Глебовицким и др.).
- Метаморфические комплексы Русской плиты и их геологические соотношения // Там же. С. 117—119. (Совместно с В. Б. Дагелайским, Л. П. Бондаренко, А. Н. Берковским, А. К. Запольновым).
- Методология исследования развития сложных систем: Естеств.-науч. подход. Л. 315 с. (Совместно с Э. Н. Елисеевым, Н. В. Беловым, Г. Б. Боким и др.).
- Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР и пути ее совершенствования // Общие вопросы расчленения докембрия СССР: Тр. 5-й сес. Науч. совета по геологии докембрия. Л. С. 127—146. (Совместно с Б. М. Келлером).
- О возрастных соотношениях пород Центральной Карелии // Изотопная геохронология докембрия. Уфа. С. 23—24. (Совместно с Э. К. Герлингом, С. Б. Лобач-Жученко, А. Ф. Лобиковым).
- Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л. 120 с. (Совместно с А. Н. Берковским, Л. П. Бондаренко, В. Б. Дагелайским и др.).
- От составителей // Методология исследования развития сложных систем: Естеств.-науч. подход. Л. С. 3—8. (Совместно с Э. Н. Елисеевым).
- Принцип системного соответствия // Там же. С. 235—241. (Совместно с Э. Н. Елисеевым, И. А. Ковальчуком).
- Принципы и методы расчленения и корреляции докембрия // Общие вопросы расчленения докембрия СССР: Тр. 5-й сес. Науч. совета по геологии докембрия. Л. С. 8—16. (Совместно с Б. М. Келлером, А. И. Тугариновым).
- Радиометрические методы при анализе эндогенных процессов и их корреляции // Процессы глубинного петрогенезиса и минерации в докембрии СССР. Л. С. 4—25. (Совместно с М. М. Мануйловой, В. Я. Хильтовой, Е. К. Юргиной).
- Расчленение и корреляция нижнедокембрийских комплексов фундамента // Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л. С. 24—50. (Совместно с Л. П. Бондаренко и др.).
- Тектоническое районирование фундамента // Там же. С. 66—82. (Совместно с А. К. Запольновым).
- Эволюция метаморфизма раннедокембрийских образований фундамента // Там же. С. 56—65. (Совместно с Л. П. Бондаренко и др.).
- The Russian school of geochronological research on the Precambrian // History of concepts in Precambrian geology. Toronto. P. 113—118. (With V. A. Maslennikov, N. N. Barkhatova).

1980

Геохронологические исследования метаморфических процессов: На примере Печенгского комплекса // Вопросы метаморфизма докембрия. Апатиты. С. 7—14. (Совместно с Э. К. Герлингом, Г. Г. Дук, Т. В. Кольцовой, В. А. Маслениковым).

Дифференциация и эволюция магматических систем // Закономерности развития сложных систем. Л. С. 267—272.

Докембрийские гранулиты: Некоторые геол. аспекты // Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты. С. 70—76. (Совместно с В. Я. Хильтовой, А. П. Платуновой, А. Б. Вревским).

Закономерности развития сложных систем: Эволюция и надмолекулярные неравновесные явления. Л. 343 с. (Совместно с Э. Н. Елисеевым, В. В. Бакакиным, Н. В. Беловым и др.).

К современной практике докембрийской стратиграфии // Докембрий: Междунар. геол. конгр., 26-я сес. Докл. сов. геологов. М. С. 122—125.

О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л. С. 147—169. (Совместно с Ф. П. Митрофановым).

О некоторых типах кратогенов в докембрии // Там же. С. 45—56. (Совместно с А. Б. Вревским, А. П. Платуновой).

От составителей // Закономерности развития сложных систем. Л. С. 3—5. (Совместно с Э. Н. Елисеевым).

Периодизация тектонических событий докембрия // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л. С. 5—14. (Совместно с В. Я. Хильтовой, А. Б. Вревским, А. К. Запольновым и др.).

Предисловие // Бархатова Н. Н., Лысенко Т. И. Документальное наследие академика А. А. Полканова в архиве АН СССР: Науч. описание. Л. С. 3—5.

Предисловие // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л. С. 3—4. (Совместно с А. К. Запольновым).

Предисловие редактора перевода // Ранняя история Земли. М. С. 5.

Расчленение и корреляция докембрия СССР // Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л. С. 22—31. (Совместно с Ф. П. Митрофановым).

Черты сходства и различия составов современных и раннеархейских вулканитов: возможная геологическая интерпретация // 1-й симпозиум «Мезокайнозойский вулканизм и связанные с ним ископаемые»: Тез. докл. Тбилиси. С. 16—17. (Совместно с И. Н. Крыловым, С. Б. Лобач-Жученко).

Main type reference sequences of the Early Precambrian in the USSR // Earth Sci. Rev. 1980. Vol. 16. P. 295—301. (With F. P. Mitrofanov).

Вопросы эволюции литосферы в раннем докембрии // Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. 6-го Всесоюз. петрогр. совещ. С. 6—8. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, Л. К. Левским, В. Л. Дуком, И. Н. Крыловым).

Геология и геохронология восточной части Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые докембрийских платформ: 4-й Индо-Сов. симпоз. по наукам о Земле: Тез. докл. М. С. 4—5. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, И. М. Гороховым, О. А. Левченковым).

Итоги и проблемы металлогении Карелии // Металлогения докембрия: Тез. докл. 2-го Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия. Иркутск. С. 284—285. (Совместно с А. И. Богачевым, В. П. Гриб, В. В. Проскуряковым и др.).

Низкоградийные режимы метаморфизма в докембрии, их место и время в геоструктурах и петрологические особенности // Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. 6-го Всесоюз. петрогр. совещ. С. 34—35. (Совместно с Н. И. Московченко, В. Я. Хильтовой).

Петрологические аспекты геолого-геофизического районирования фундамента Восточно-Европейской платформы // Там же. С. 36—37. (Совместно с Л. П. Бондаренко, В. Б. Дагелайским, А. Н. Берковским, А. К. Запольновым).

Что такое «серые гнейсы»? Догадки и проблемы // Древнейшие гранитоиды СССР: Комплексы серых гнейсов. Л. С. 5—13. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко).

Эндегенные импульсы минерагенической активности земной коры в докембрии // Металлогения докембрия: Тез. докл. 2-го Всесоюз. совещ. по металогении докембрия. С. 6—8. (Совместно с Ю. М. Соколовым).

Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов. Л. 163 с. (Совместно с В. Я. Хильтовой, А. Б. Вревским, А. К. Запольновым и др.).

Introduction // Papers issued to the 10th gen. meet. of the Finn.-Sov. joint geol. work. group, held in Rovaniemi. Helsinki. P. 7. (With L. K. Kaupanne).

## 1982

Главные черты эволюции эндогенных процессов раннего докембрия Русской платформы // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР: Тр. 3-го регион. петрогр. совещ. Л. С. 173—186. (Совместно с К. А. Шуркиным, В. А. Глебовицим, Р. З. Левковским и др.).

Докембрий и фанерозойские складчатые пояса // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л. С. 45—52. (Совместно с Ф. П. Митрофановым, В. Я. Хильтовой, А. К. Запольновым, А. П. Платуновой).

Метаморфические комплексы Русской плиты и их геологические соотношения // Геология, петрология и корреляция кристаллического комплекса европейской части СССР: Тр. 3-го регион. петрогр. совещ. Л. С. 110—117. (Совместно с В. Б. Дагелайским, Л. П. Бондаренко, А. Н. Берковским, А. К. Запольновым).

Принципы и методы расчленения кристал-

лических образований в фанерозойских складчатых областях // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л. С. 6—19. (Совместно с Ф. П. Митрофановым, Н. И. Московченко, И. К. Козаковым).

Предисловие // Там же. С. 3—5. (Совместно с А. К. Запольновым).

Проблемы датирования и корреляции эпох вулканизма и осадконакопления восточной части Балтийского щита // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования: Тез. Всесоюз. совещ. Киев. С. 19—20. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, И. М. Гороховым, О. А. Левченковым, И. Н. Крыловым).

Серые гнейсы Алданского массива и его обрамления: Геологическое положение, природные ассоциации, петрогенезис // Тез. докл. к семинару «Природные ассоциации серых гнейсов и их геологическая и генетическая интерпретация». М. С. 37—38. (Совместно с Н. Н. Красниковым, Н. И. Московченко, В. А. Дуком и др.).

Серые гнейсы и древнейшие супракратальные породы древних кратонов: Литология и метаморфизм // Там же. С. 38—40. (Совместно с В. Я. Хильтовой, А. К. Бойко).

## 1983

Особенности глубинного строения верхней мантии Земли юга Восточной Сибири и Дальнего Востока по гравиметрическим данным // ДАН СССР. Т. 273, № 3. С. 675—678. (Совместно с Л. Е. Шустовой).

Предисловие редактора перевода // Конд и К. Архейские зеленокаменные пояса. М. С. 5.

Рои даек в структуре земной коры // ДАН СССР. Т. 273, № 4. С. 935—938. (Совместно с А. П. Платуновой).

Стратиграфия и корреляция раннего докембрия Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита: Тез. докл. 1-го регион. стратигр. совещ. Киев. С. 9—13. (Совместно с Н. П. Щербаком, К. А. Шуркиным).

## 1984

Вариационно-геохимическое направление в петрологии // Великославинский Д. А., Елисеев Э. Н., Кратц К. О. Вариационный анализ эволюции магматических систем. Л. С. 60—67. (Совместно с Э. Н. Елисеевым).

Введение // Там же. С. 12—21. (Совместно с Э. Н. Елисеевым).

Геология и геохронология восточной части Балтийского щита // Геол. и полез. ископаемые древ. платформ: Материалы Индо-Сов. симпоз. по наукам о Земле. М. С. 5—12. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, И. М. Гороховым, О. А. Левченковым).

Геохимия процессов кристаллизационной дифференциации // Великославинский Д. А., Елисеев Э. Н., Кратц К. О. Вариационный анализ эволюции магматических систем. Л. С. 115—119. (Совместно с Э. Н. Елисеевым).

Древнейшие гранитоиды: состав, метаморфизм, условия образования // Природные ассоциации серых гнейсов архея: геология и петрология. Л. С. 62—72. (Совместно с В. Я. Хильтовой, А. К. Буйко).

Итоги и проблемы изучения металлогении Карелии // Металлогения раннего докембрия СССР. Л. С. 131—141. (Совместно с А. И. Логачевым, В. П. Грибом, В. В. Проскуряковым и др.).

Металлогенические импульсы эндогенной активности земной коры в докембрии // Там же. С. 4—14. (Совместно с Ю. М. Соколовым).

Методика вариационного физико-химического анализа эволюции магматических систем // Великославинский Д. А., Елисеев Э. Н., Кратц К. О. Вариационный анализ эволюции магматических систем. Л. С. 98—109. (Совместно с Э. Н. Елисеевым и И. А. Ковальчуком).

Новое в изучении стратиграфии докембрия советской части Балтийского щита // Сов. геология. 1984. № 7. С. 105—118. (Совместно с В. З. Негруца, В. А. Соколовым, Ю. Б. Богдановым и др.).

Серые гнейсы Алданского массива и его обрамления // Природные ассоциации серых гнейсов архея: геология и петрология. Л. С. 62—72. (Совместно с Н. И. Московченко, В. М. Шемякиным, Л. А. Прияткиной, А. П. Семеновым).

Специфические особенности методологии исследования эволюции неорганических систем // Великославинский Д. А., Елисеев Э. Н., Кратц К. О. Вариационный анализ эволюции магматических систем. Л. С. 34—49. (Совместно с Э. Н. Елисеевым и Д. А. Великославинским).

Типовой разрез нижнего докембрия Балтийского щита // 27-й Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. М. Т. 2. С. 332—334. (Совместно с Ю. Б. Богдановым, В. Г. Загородным, В. З. Негруца).

Этапы развития неорганического вещества в природе // Великославинский Д. А., Елисеев Э. Н., Кратц К. О. Вариационный анализ эволюции магматических систем. Л. С. 49—56. (Совместно с Э. Н. Елисеевым и Д. А. Великославинским).

## 1985

Проблема датирования и корреляции эпох вулканизма и осадконакопления восточной части Балтийского щита // Изотопные датировки процессов вулканизма и осадкообразования. М. С. 109—116. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, И. М. Гороховым, О. А. Левченковым, И. Н. Крыловым).

Системный подход в исследованиях эволюции магматических пород // Систематические исследования и разработки в геологии: Докл. раб. совещ. М. С. 106—111. (Совместно с Э. Н. Елисеевым).

## 1986

Варианты общей корреляции докембрийских супракратальных образований запада Восточно-Европейской платформы и фанерозойских структур ее западного обрамления // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л. С. 6—8. (Совместно с В. Вергиловым, М. М. Ефимовым, В. Зоубеком и др.).

## ЛИТЕРАТУРА О К. О. КРАТЦЕ

Юбилей ученых // Вестн. АН СССР. 1974. № 10. С. 112—113.

Премия имени А. П. Карпинского К. О. Кратца // Вестн. АН СССР. 1982. № 9. С. 140—141.

Памяти Кауко Оттовича Кратца // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 102, вып. 3. С. 381—382.

Памяти К. О. Кратца / Г. М. Саранчина, В. И. Лебедев, Н. Ф. Шинкарев // Вестн. ЛГУ. 1983. № 24. С. 108—109.

Kauko O. Kratz // Geologi. 1983. Vol. 35, N 2. P. 30.

## ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

### КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА<sup>1</sup>

#### Введение

Под восточной частью Балтийского кристаллического щита подразумевается территория распространения докембрийских образований, охватывающая Мурманскую область, Карельскую АССР, Архангельскую (Ветренный пояс) и Ленинградскую (северная часть Карельского перешейка) области. Эта территория почти полностью закартирована в масштабе 1:200 000. Отдельные районы, представляющие интерес в отношении полезных ископаемых и общих геологических вопросов, исследованы в масштабе 1:50 000. В настоящее время подготавливается к повторному изданию для всей территории геологическая карта масштаба 1:1 000 000 в рамках листов международной разграфки. Одновременно с этим положено начало работе по составлению геологической карты масштаба 1:200 000 также в рамках международной разграфки.

Геологическая характеристика указанной территории дается в соответствии со стратиграфической схемой, принятой к геологической карте масштаба 1:1 000 000, подготавливаемой к изданию. Эта схема представляет собой итог работы большого коллектива геологов, главным образом Северо-Западного геологического управления (В. А. Перевозчикова, А. А. Миндлина, Р. И. Солодская и др.), а также Карельского и Кольского филиалов АН СССР и некоторых других организаций.

Критериями для принятого стратиграфического подразделения послужили структурные несогласия, стратиграфические перерывы, последовательность напластования различных образований, соотношения с интрузивными породами, степень метаморфизма и гранитизации, а также сравнительная характеристика отдельных осадочно-вулканогенных толщ и интрузий, развитых в различных разобщенных районах (или зонах).

Несмотря на многочисленные новые данные, полученные за последние годы, положение некоторых выделенных комплексов, серий, интрузий остается еще спорным. Это касается ладожской, печенгской, гиперборейской серий, позднеархейских (позднекарельских) интрузий. Много дискуссий вызывает также и положение границы между археем и протерозоем. И хотя многие кардинальные вопросы геологии этой территории еще окончательно не выяснены, совершенно очевидно, что геологическое изучение Карело-Кольского региона за последние 20 лет (со времени XVII сессии Международного геологического конгресса) привело к принципиально новым представлениям о его геологическом прошлом.

Огромными усилиями большого коллектива советских геологов за этот период в значительной степени уточнена геологическая карта Карелии и Коль-

<sup>1</sup> Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР. 1957. № 1. С. 19—34. (Совместно с В. Н. Нумеровой).

ского полуострова. Выявлены новые массивы основных пород в южной, восточной и северной Карелии; ультраосновных и щелочных пород на Кольском полуострове; совершенно новые толщи метаморфических пород (например, гимольская серия); открыты многие новые месторождения полезных ископаемых (железо, серный колчедан и др.) и новые проявления редкометалльной минерализации. При помощи широкого детального геологического картирования, поисков, разведки и геофизических исследований уточнены контуры распространения пород, детально изучены литолого-стратиграфические разрезы многих толщ, соотношение метаморфических и магматических комплексов.

Все эти новые фактические данные, накопленные в основном после Великой Отечественной войны, кратко изложены в предлагаемом очерке.

### **Стратиграфия, магматические образования и полезные ископаемые**

Территория восточной части Балтийского щита сложена в основном докембрием, представленным архейскими и протерозойскими образованиями, и только на отдельных небольших участках Мурманской области развиты более молодые — палеозойские породы.

#### **Ар х е й**

Архейская группа включает беломорскую и кольскую серию, сложенные различными гнейсами и амфиболитами. Соотношения этих серий пока не установлены. Беломорская серия представлена тремя толщами. В нижней (керетьской) преобладающее развитие имеют биотитовые гнейсы и гранитогнейсы, подчиненное — амфиболовые гнейсы и амфиболиты. Средняя (хетоламбинская) толща состоит в основном из гранатовых и полевошпатовых амфиболитов, амфиболовых и гранатоамфиболовых гнейсов и в меньшей степени из биотитовых и гранатобiotитовых гнейсов. Верхняя (лоухская) толща сложена гранатобiotитовыми, кианито-гранатобiotитовыми (отчасти с графитом), двуслюдяными и другими гнейсами, частью сланцами. Некоторые разности гнейсов верхней толщи обогащены кианитом и гранатом, что обуславливает приуроченность к ним месторождений граната, расположенных в районе с. Шуерецкая Беломорского района, а также мелких месторождений кианита в Карелии и Мурманской области (район г. Беломорска, д. Лягкомина и др.). Породы, слагающие три указанные толщи, мигматизированы и гранитизированы, особенно в нижней и средней толщах.

Строение кольской серии менее изучено. В ее составе выделяются две толщи — биотитовых и биотитогранатовых гнейсов. Они различаются между собой тем, что в последней кроме характерных для нее гранатовых гнейсов содержатся также двуслюдяные, ставролитовые, силлиманитовые и другие гнейсы. Стратиграфические соотношения этих толщ достоверно не установлены. Некоторые исследователи высказывают предположение о более молодом возрасте толщи биотитогранатовых гнейсов в разрезе кольской серии, другие считают ее более древней.

Породы кольской серии подобно беломорской интенсивно мигматизированы и гранитизированы. Более резко это проявляется в толще биотитовых гнейсов. С гнейсами кольской серии связаны магнетитовые кварциты и сланцы, образующие месторождения железа в Мурманской области (Оленегорское, Кировогорское и др.).

В архее выделены две группы интрузий, соответствующие двум периодам проявления магматической деятельности. Ранее они рассматривались как нижнеархейские (или интрузии I группы) и верхнеархейские (или интрузии II группы). В последнее время некоторые исследователи склонны видеть в них

ранне- и позднеорогенные интрузии единого архейского тектономагматического цикла. Часть интрузий, ранее отнесенных к архею, согласно новым данным, по-видимому, следует считать нижнепротерозойскими.

Ранняя группа включает сильно измененные ультраосновные и основные породы, в большинстве случаев превращенные в различные амфиболиты и эклогиты, затем гиперстеновые гнейсодиориты и связанные с ними кварцево-гиперстеномагнетитовые породы и, наконец, олигоклазовые (частью плаггио-микроклиновые) гнейсограниты, гнейсогранодиориты и кварцевые диориты.

Поздняя группа включает ультраосновные и основные породы, известные в литературе под названием друзитов, а также гиперстеновые габбро-нориты, габбро, гиперстеновые гнейсодиориты, гранатокварцевые и гранатокварцево-полевошпатовые породы, входящие в состав гранулитового комплекса. Однако генезис последнего является предметом острой дискуссии. В частности, гранатокварцевые и гранатокварцево-полевошпатовые породы некоторыми исследователями рассматриваются как глубоко измененные первично-осадочные породы. В основных породах гранулитового комплекса отмечается спорадическая вкрапленность магнетита, ильменита и рутила, не представляющая практического интереса.

К поздней группе относятся также граниты, среди которых основная роль принадлежит микроклиносодержащим разновидностям. С этими гранитами связано образование мощных зон мигматитов и большое количество пегматитовых жил, многие из которых имеют серьезное промышленное значение, так как к ним приурочены месторождения слюды и керамического сырья. Площади распространения слюдяных и керамических пегматитов располагаются главным образом в пределах беломорской серии. Устанавливается преимущественная приуроченность слюдяных пегматитов к верхней, а керамических — к нижней и средней толщам этой серии. Многие пегматиты содержат признаки редкометалльной минерализации.

## Протерозой

В протерозойской группе выделяются три подгруппы — нижняя, средняя и верхняя. Такое новое подразделение протерозоя обосновывается имеющимися данными по геологическому строению территории, а также анализом истории геологического ее развития. Все образования, выделенные в составе нижнего и среднего протерозоя, за исключением содержащей магнетитовые кварциты гимольской серии, которая на территории Карельской АССР впервые была обнаружена в 1945 г., ранее включалась в состав карельской формации.

### *Нижний протерозой*

В подгруппе нижнего протерозоя выделен ряд серий. Наиболее древние из них — гимольская, парандовская, тундровая, тикшозерская и кейвская — характеризуются различными литолого-стратиграфическими разрезами, установленными в разных структурно-фациальных зонах. Парандовская, являющаяся преимущественно вулканогенной (спилито-кератофиристо-сланцевой), несколько отличается от гимольской и тундровой серий, в которых большую роль играют первично-осадочные породы. Кейвская серия представляет собой существенно терригенный комплекс с подчиненным участием вулканогенных пород.

Более молодые супракристалльные образования нижнего протерозоя, сложенные существенно вулканическими породами, представлены тунгудско-надвоицкой и намечающейся пока имандровской сериями. Возраст флишоидного типа гнейсосланцевой ладожской серии хотя и считается таким же, но остается спорным.

Отмеченные более древние и более молодые серии местами разделены между собой перерывами и структурными несогласиями.

В целом в подгруппе нижнего протерозоя объединены мощные интенсивно складчатые и сравнительно глубоко метаморфизованные типичные геосинклинальные осадки, образование которых сопровождалось неоднократно проявляющейся магматической деятельностью.

Гимольская серия сложена средними и кислыми лептитами, перемежающимися туфами и туфобрекчиями, амфиболитами и различными сланцами (филлитовыми, слюдяными, талько-хлоритовыми, карбонатными и др.), магнетитовыми кварцитами, которые образуют месторождения железных руд в пределах Карельской АССР (Костомукшское, Межозерское и др.).

Парандовская серия сложена измененными осадочными и экструзивными образованиями, представленными гранато-серицито-кварцевыми, хлорито-серицито-кварцевыми, серицитовыми, амфиболовыми и другими сланцами, а также амфиболитами, основными (спилитовыми) эффузивами, кварцевыми порфирами и плагиопорфирами. К ней приурочены месторождения серного колчедана, которые генетически связываются с более молодыми гранитами.

Резко отличный разрез имеет кейвская серия. Нижняя часть ее сложена различными гнейсами. Выше залегают кианитовые, ставролитовые, гранатовые и слюдяные сланцы, на которых местами лежат песчанистые известняки. Подчиненное развитие в ней имеют сланцеватые амфиболит-мандельштейны и другие интенсивно метаморфизованные основные породы. Со сланцами кейвской серии генетически связаны крупные промышленные месторождения кианита и граната (Тяпыш-Манюк, Червурт и др.).

Тикшозерская и в особенности тундровая серии отличаются от кейвской большим участием в их составе измененных основных эффузивов, главным образом в виде сланцеватых амфиболитов. Характерны также редко встречающиеся в них магнетитовые кварциты.

Тунгудско-надвоицкая и имандровская (?) серии, проявляющиеся в верхах нижнего протерозоя, сложены основными эффузивами, частью превращенными в зеленые сланцы. Подчиненное значение в них имеют конгломераты, аркозы, кварциты, кварцево-серицитовые, филлитовидные, часто углистые сланцы и карбонатные породы.

Выделявшаяся ранее так называемая ладожская формация делится в настоящее время на две серии: нижнюю — осадочно-вулканогенную, условно параллелизуемую с парандовской серией, и верхнюю — гнейсосланцевую, названную собственно ладожской. Относительно возраста и строения ладожской серии, однако, нет единой точки зрения. В отличие от представленного здесь мнения часть исследователей относит ее к верхнему архею (Судовиков, 1954), другие включают в состав среднего протерозоя, рассматривая как более молодую, чем онежская, серию (Потрубович, 1957).

С ранними ультраосновными и основными породами нижнего протерозоя в Карельской АССР связаны месторождения талькохлоритового камня (в районе Сегозера и др.), рудопроявления никеля и меди (район деревень Хаутовара и Хюрсюля).

К кислым интрузиям этого времени отнесены гранитоиды, которые прорывают и мигматизируют породы гимольской и парандовской серий. Они представлены гранодиоритами, плагиоклазовыми, плагиомикроклиновыми и микроклиновыми гранитами.

Поздние интрузии магматической деятельности нижнепротерозойского времени выделены на небольших участках в Карельской АССР. Эти интрузивные породы представлены всеми разновидностями от ультраосновного до кислого состава. Из них с основными породами здесь связывают рудопроявления никеля, меди и кобальта (Кивач и район р. Оланги). К этой же группе относится ряд крупных массивов в Мурманской области с преобладающим развитием в них

основных пород, к которым приурочены месторождения никеля, меди и кобальта (Мончегорское, Ловнозерское и др.).

К поздним нижнепротерозойским гранитоидам в Мурманской области кроме микроклиновых гранитов некоторые исследователи (Миндлина, 1975) относят щелочные граниты, развитые в восточной части Кольского полуострова.

С нижнепротерозойскими гранитами в Мурманской области связаны редкометалльные пегматиты, содержащие поллуцит, колумбит, танталит и др., а также кварцевые жилы с молибденитом (в западной части области).

Для пегматитов щелочных гранитов характерно присутствие амазонита и некоторых редкоземельных минералов (гадолинит, фергюсонит и др.).

### *Средний протерозой*

В отличие от вышеописанной нижнепротерозойской среднепротерозойская группа характеризуется иным типом образований, представляющих последующий, переходный период осадкообразования от геосинклинали к платформе. Характерными признаками среднего протерозоя являются пологоскладчатые структуры и относительно низкий метаморфизм.

Нижняя часть разреза среднего протерозоя представлена тремя сериями — сегозерской, онежской в Карелии и варзугской на Кольском полуострове, которые, различаясь по своему составу, некоторыми исследователями (Перевозчикова, 1957) рассматриваются как синхронные, но образовавшиеся в различных тектонофациальных условиях. Образования среднего протерозоя наиболее изучены в Юго-Восточной Карелии, где они имеют широкое площадное распространение.

В восточной части Мурманской области данные образования совместно с нижнепротерозойскими ранее описывались под названием «свиты имандра—варзуга». В настоящее время сделана попытка (пока только на отдельных небольших участках) расчленить эту «свиту».

Сегозерская серия является существенно кварцевой, а в онежской кварциты имеют подчиненное значение при ведущей роли карбонатных пород и разнообразных сланцев, включающих шунгитовые образования. Осадочные породы перемежаются силлами основных пород. Эффузивные образования в данных сериях имеют подчиненное значение. Обе серии залегают несогласно на породах нижнего протерозоя или архея, что документируется базальными толщами.

Онежская серия перекрывается суйсарской вулканогенной серией, которая ранее описывалась под названием «суйсарского вулканогенного комплекса». Сходными с суйсарской серией являются вулканогенные образования Ветреного пояса, выделенные в «серию Ветреного пояса».

С осадочными породами среднего протерозоя связаны некоторые рудные и нерудные полезные ископаемые. К первым относятся непромышленные месторождения и рудопроявления гематита в Карельской АССР (Туломозерское, Суоярвское и др.). Нерудные полезные ископаемые представлены разнообразными месторождениями карбонатных пород (Олений остров, Белая гора и др.), глинистых декоративных сланцев (Лайваостровское, Нигозерское и др.), кварцитов, барита (Южный Олений остров и др.).

Условно к среднему протерозою отнесена печенгская серия. Возраст ее вызывает дискуссии в связи с находкой органических остатков плохой сохранности, которые некоторыми палеонтологами предположительно определяются как палеозойская фауна. До окончательного выяснения этого вопроса печенгская серия рассматривается как протерозойская. Многими исследователями печенгская серия сопоставляется с образованиями, развитыми в районе Имандра—Варзуга, возраст которых определяется как протерозойский. Необхо-

димо также указать, что в базальных конгломератах гиперборейской серии п-ова Среднего встречаются гальки диабазов и филлитов печенгского типа. В составе печенгской серии выделяются несколько толщ осадочных и эффузивных образований. Первые из них представлены конгломератами, кварцитами, филлитами, иногда углистыми и карбонатными породами, вторые — основными эффузивными породами, образующими несколько покровов.

Интрузии среднего протерозоя представлены ультраосновными, основными и кислыми породами. Из них серпентиниты, перидотиты и пироксениты развиты в пределах печенгской и суйсарской серий, а также серии Ветреного пояса, и с ними связаны месторождения никеля, меди и кобальта в Мурманской области (Печенгская группа месторождений), рудопроявления этих элементов в Юго-Восточной Карелии и на территории Ветреного пояса. С основными породами, прорывающими сегозерскую и онежскую серии среднего протерозоя, а также более древние образования, связаны промышленные месторождения ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд (Пудожгорское, Койкарское и др.), а также мелкие месторождения и многочисленные рудопроявления меди жильного и вкрапленного типа (Воронов Бор, Орел, Надежда и др.).

К кислым породам этого возраста отнесены граниты Ара, развитые в северо-западной части Мурманской области, которые прорывают породы, предположительно относимые к низам печенгской серии. Необходимо подчеркнуть большую условность в отнесении этих гранитов к среднепротерозойским интрузиям. Причиной этому является недостаточная изученность печенгской структуры, а также неопределенность стратиграфического положения печенгской серии.

### *Верхний протерозой*

Третья верхняя подгруппа протерозоя, представленная образованиями иотнийской серии, включает петрозаводскую, терскую и условно выделенную хогландскую свиты. К последней отнесены кварцевые порфиры, основные эффузивы и конгломераты, развитые на о-ве Суйсари в Финском заливе.

Петрозаводская свита (южная Карелия) залегает на суйсарской серии, отделенной от нее толщей конгломератов. В состав ее входят кварциты, кварцитопесчаники и глинистые сланцы. С ними связаны месторождения каменно-строительных материалов (Каменный Бор, Шокшинское и др.).

Терская свита, распространенная на южном берегу Кольского полуострова, сложена красноцветными аркозами, конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и залегает несогласно на размывтой поверхности архейских и протерозойских образований, прорываясь гидротермальными жилами.

Среди интрузий верхнего протерозоя выделены ранние и поздние. Первые из них представлены гранитами-рапакиви, которые образуют несколько массивов у южной окраины Балтийского щита (Карельский перешеек и Юго-Западная Карелия). С этими гранитами генетически связаны олово-железо-полиметаллические месторождения района Питкяранта и цинковое месторождение Коват-Ярви.

Более поздние магматические образования верхнего протерозоя, представленные дайками основных пород, также приурочены главным образом к южной окраине щита. Они прорывают петрозаводскую свиту, а также более древние образования. С ними связаны месторождения каменно-строительных материалов (Голодай-гора, Подшелейское, Ропручейское и др.).

Условно к верхнему протерозою отнесена гиперборейская серия, включающая свиты п-овов Среднего и Рыбачьего и о-ва Кильдин. По вопросу о возрасте указанных образований имеются большие разногласия. Рядом исследователей (Полканов, 1956) гиперборейская серия считается аналогом спарагмитов, развитых в Норвегии, и вместе с ними относится к эокембрию. Другие (Шатский,

1952) рассматривают ее как рифейские отложения верхнего протерозоя, а третьи — сопоставляют с иотийскими кварцитами.

Свиты п-ва Среднего и о-ва Кильдин, залегающие на эродированной поверхности архейских гранитов, сложены песчаниками и глинистыми сланцами. Похожий разрез имеет свита п-ва Рыбачьего.

### *Палеозой*

К более молодым, чем все вышеописанные, образованиям отнесены сложные платформенные интрузии центрального типа, которые представляют собой кольцевые, конические и частью дайкообразные тела и имеют самостоятельную, независимую от вмещающих пород, внутреннюю прототектонику. Возраст некоторых из них точно не определен, как, например, массивов Гремяха-Вырмес и Елетьозеро. Такие интрузии выделены в отдельную группу неопределенного возраста (протерозой—палеозой). Сложные ультраосновными, основными и щелочными породами, массивы Гремяха-Вырмес и Елетьозеро содержат концентрации ильменито-титано-магнетитовых руд.

Более молодые палеозойские (каледонские) интрузии (массивы Ено-Ковдорский, Vuoriryrvинский, Африкандовский, Лесная Варака и др.) сложены ультраосновными щелочными и карбонатными породами и к ним приурочены: 1) титаномагнетито-перовскитовое оруденение, генетически связанное с ультраосновными породами первых интрузивных фаз (Африкандовский и др. массивы); 2) магнетитовое оруденение, генетически связанное с последними фазами интрузивной деятельности (Ено-Ковдорский и др.).

В них отмечается также редкометалльная минерализация (ниобий, цирконий, редкие земли). Руды Ено-Ковдорского железорудного месторождения в значительном количестве содержат фосфор.

Осадочно-вулканогенные образования девонского возраста представлены ловозерской свитой, включающей песчаники, кварциты, глинистые сланцы, доломиты, роговики и основные эффузивы. Впервые эти породы были установлены на контакте с Ловозерским массивом, в кровле которого обнаружены роговики, содержащие остатки верхнедевонской растительности. В других районах ловозерская свита выделена по аналогии с образованиями, развитыми в районе Ловозерского массива (район Кантозера).

Более молодыми интрузиями центрального типа в пределах восточной части Балтийского щита являются Хибинский и Ловозерский массивы, образование которых связывают с герцинским орогенезом. Эти массивы также являются многофазными и сложены щелочными породами. Последнее определило комплекс полезных ископаемых, развитых в их пределах. В Хибинском массиве большую практическую ценность имеют апатитовые и нефелиновые месторождения. Для этого массива характерно также присутствие титана, ниобия, циркония, редких земель. Кроме того, имеются рудопроявления молибдена и серного колчедана.

Ловозерский массив геохимически близок Хибинскому, но отличается от него несколько повышенными концентрациями ряда элементов (титан, ниобий, редкие земли).

С герцинской эпохой диастрофизма связаны также дайки щелочных и субщелочных пород, развитых в южной части Мурманской области.

К палеозойскому же времени относится серия диабазовых даек, развитых в северной части Кольского полуострова (Кольский фиорд и др.).

К самым молодым из дочетвертичных образований относят гидротермальные маломощные полиметаллические жилы, известные в периферических — прибрежных районах Кольского полуострова. Из рудных минералов они содержат сфалерит, галенит, халькопирит и др. Генетическая связь этих жил с какими-либо изверженными породами не установлена. . .

## Основные элементы тектоники и истории геологического развития

Из приведенной характеристики геологических образований рассматриваемого региона видно, что основные черты геологического строения его определялись в докембрийское время. В результате архейской и протерозойской складчатостей возникли главные тектонические структуры.

На рассматриваемой территории выделяются три наиболее крупных структурных элемента, или области, двух возрастов. В средней части региона располагается так называемый беломорский блок, вытянутый в общем северо-западном направлении и представляющий собой архейскую складчатую область, которая закончила свое формирование как геосинклиналиная область в основном в архейское время. Она характеризуется развитием весьма сложных складчатых сооружений беломорид (археид). К беломорскому блоку с северо-востока (Кольский полуостров) и юго-запада (Карелия) примыкают области протерозойской (карельской) складчатости (карелиды).

Архейская история области беломорского блока пока недостаточно выяснена. Можно лишь предполагать, что накопившиеся здесь осадочно-вулканогенные и затем существенно терригенные толщи по крайней мере дважды подвергались интенсивной складчатости в архейское время, в связи с чем проявились соответственно ранние и поздние интрузии архея. В результате этих тектонических движений были созданы складчатые сооружения общего северо-западного простирания, опрокинутые на юго-запад. Они усложнены поперечными складчатыми структурами, которые в целом на севере опрокинуты на юго-восток, на юге — на северо-запад.

В пределах протерозойской (карельской) складчатой области, охватывающей почти всю территорию Карельской АССР, Ветреного пояса и Карельского перешейка и уходящей на запад в Финляндию, выделяется ряд крупных синклинорных зон (восточно-финляндская, западно-карельская, восточно-карельская и северо-карельская), сложенных нижнепротерозойскими сериями и разделенных не менее крупными антиклинорными поднятиями (антиклинориями), в которых в настоящее время выступают главным образом архейские и нижнепротерозойские магматические породы. Эти складчатые структурные зоны, также имеющие общее северо-западное простирание, возникли в результате по меньшей мере двух крупных фаз (или периодов) нижнепротерозойской, или, иначе, раннекарельской (ранние карелиды) складчатости.

Аналогичные структуры ранних карелид устанавливаются в карельской складчатой области Кольского полуострова в виде печенгско-варзугской и кейвской синклинорных зон развития нижнепротерозойских покровных пород. Они разделены тремя антиклинорными зонами, в которых преимущественно распространены архейские и протерозойские интрузивные породы. Все зоны имеют общее западно-северо-западное простирание.

Для ранних карелид характерны крутые сжатые, нередко опрокинутые складчатые структуры, интенсивные проявления основного и кислого магматизма и регионального метаморфизма. Раннекарельской складчатостью закончилось собственно геосинклиналиное развитие на территории Карелии.

На фоне структур ранних карелид развиты складчатые структуры позднекарельской складчатости (поздние карелиды), документируемые в настоящее время в отложениях среднего протерозоя. Образование преимущественно пологих складчатых структур поздних карелид относится к заключительному этапу карельской складчатости, после чего на рассматриваемой территории наступили условия собственно платформенного развития в верхнепротерозойское время. Колебательные движения небольшой амплитуды в верхнем докембрии привели к образованию пологих впадин (синеклиз), в которых сохранились почти ненарушенные отложения иотнийской серии. Дизъюнктивные нарушения имели

место в течение всего протерозоя. Они были наиболее интенсивны в нижнем протерозое и постепенно затухали к верхнему.

Возможно, одновременно с платформенным развитием большей части территории данного региона на северной окраине существовал (или вновь закладывался) прогиб, где формировались отложения гиперборейской серии.

Вместе с тем пологое залегание, нарушенное продольными сбросами, этих большой мощности существенно терригенных отложений не исключает того факта, что этот прогиб является краевым прогибом геосинклинальной зоны, располагавшейся севернее.

На юге и востоке докембрийские складчатые структуры Балтийского щита уходят под горизонтально залегающий палеозойский осадочный чехол Русской платформы.

Так в самом общем виде в настоящее время представляются основные черты стратиграфии, тектоники и истории геологического развития докембрия Балтийского щита.

## ЛИТЕРАТУРА

Герлинг Э. К. Аргоновый метод определения возраста и его применение для расчленения докембрийских образований Балтийского и Украинского щитов // Изв. АН СССР. 1956. № 5.

Миндлина А. А. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист К-35, 36, 37 (Мурманск). М., 1957.

Миндлина А. А., Селиванова В. А. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист К-37 (Архангельск). М., 1957.

Перевозчикова В. А. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 000 000. Лист Р-35, 36 (Петрозаводск). М., 1957.

Полканов А. А. Геология хогландия—иотния Балтийского щита // Тр. Лаб. докембрия АН СССР. 1956. Вып. 6.

Смирнова В. С. Геологическое строение и пегматитоносность беломорской серии. М. 1957.

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации // Тр. лаб. докембрия АН СССР. 1957. Вып. 4.

Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1.

## ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА<sup>1</sup>

Первое обстоятельное описание тектоники восточной части Балтийского щита принадлежит А. А. Полканову (1937), который рассматривал эту территорию как часть общей зоны карелид, разделенную на три подзоны (восточно-финляндскую, карельскую и кольско-норвежскую), ограниченные соответственно четырьмя архейскими жесткими блоками (Свекофенским, Фенно-Карельским, Норвежско-Беломорским и Мурманским), частью рассматривавшимися как срединные массивы. Эти главные структурные элементы сохраняются во всех последующих схемах, и меняется лишь их трактовка в свете новых геологических данных (Шатский, 1946; Кратц, 1955; Харитонов, 1955).

По характеру и возрасту древних складчатых структур часть Балтийского щита, находящаяся в пределах СССР, делится на три крупных района: юго-западный — Карельский, центральный — Беломорский, северо-восточный — Кольский. Карельский и Кольский районы являются областями, где главные складчатые структуры сформировались в протерозойское время (область карельских складчатых структур). Складчатые структуры Беломорского района были созданы еще в архейское время (область архейских складчатых структур).

В пределах Беломорского района, охватывающего карельское побережье Белого моря и южную часть Мурманской области, можно наметить пока лишь

<sup>1</sup> Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М., 1958. С. 28—32.

некоторые основные черты архейд. Здесь мощные архейские геосинклинальные отложения смяты в складчатые структуры главного, северо-западного простирания с преобладающим, но изменчивым падением на северо-восток. На фоне этой общей структуры имеются складчатые структуры северо-восточного простирания с опрокидыванием осевых плоскостей складок в северной части на юго-восток, в южной — на северо-восток. По облику складки большей частью сжатые, изоклинальные, нередко с пологим (окрокинутым) залеганием осевых плоскостей. Архейские образования Беломорского района слагают часть обширного синклинория, закончившего свое развитие в допротерозойское время и в последующую карельскую складчатость являвшегося крупным жестким срединным массивом (Беломорский блок).

В Карельском и Кольском районах выделяются главные структурные элементы трех возрастов: нижнепротерозойские, зафиксированные в отложениях нижнекарельского комплекса и более древних породах (ранние карелиды); среднепротерозойские, захватывающие и верхнекарельские образования (поздние карелиды), и самые молодые, документируемые отложениями верхнего протерозоя.

В Карельском районе крупными структурами ранних карелид являются Восточно-Финляндская, Центрально-Карельская, Восточно-Карельская и Северо-Карельская синклинальные зоны, сложенные главным образом мощными сильно складчатыми нижнекарельскими геосинклинальными отложениями, и разделяющие их антиклинальные поднятия, в которых в современном эрозионном срезе обнажаются архейские граниты и реликты гранитизированных древних гнейсов, а также интрузивные магматические породы нижнего протерозоя. Эти зоны имеют общее северо-западное простирание с местными отклонениями от широтного до меридионального.

Аналогичное строение имеет Кольский район, который разделяется в общем западно-северо-западном направлении на две крупные синклинальные зоны (Печенго-Варзугскую и Кейвскую) с преобладающим развитием нижнекарельских осадочно-вулканогенных образований и ограничивающие их антиклинории, сложенные преимущественно архейскими гнейсами и сланцами кольской серии и интрузивными магматическими породами (главным образом гранитами) архея и протерозоя.

Нижнекарельские отложения синклинальных зон большей частью сжаты в крутые складки, местами опрокинутые на северо-восток и север (Карельский район и Печенго-Варзугская зона) или на юго-запад (Кейвская зона). Древнее (архейское) кристаллическое основание (нижний структурный ярус) в антиклинориях, а также в пределах синклинальных зон отличается проявлением глыбовой тектоники, создавшей характерные для этих складчатых областей горстово-антиклинальные структуры, нередко «обволакиваемые» складчато-синклинальными зонами и создающие иногда весьма прихотливые отклонения раннекарельских складчатых структур от общего простирания ранних карелид. Сопряженность структур в древних породах антиклинальных поднятий со структурами смежных синклинальных зон ранних карелид объясняется частичным вовлечением архейских образований в раннекарельскую складчатость с переработкой их структур в связи с их интенсивной гранитизацией.

Вдоль раннекарельских синклинальных прогибов проходит краевые и частью осевые разломы, которые в настоящее время документируются внедрившимися в них основными и ультраосновными интрузиями нижнего протерозоя (Северо-Кейвские, Северо-Варзугские, Кукаозерско-Тикшезерские и др.).

Позднекарельские складчатые структуры (поздние карелиды) выделяются более достоверно в Карельском районе и частью в Печенго-Варзугской зоне Кольского района на площадях распространения верхнекарельских (среднепротерозойских) отложений.

В Карельском районе позднекарельские складчатые структуры резко отли-

чаются от ранних карелид. Здесь они развиты преимущественно в виде пологих синклинальных складок северо-западного простирания с падением крыльев под углами 15—30°, по-видимому, представляющих собой структуры частью типа «наложенных мульд» (например, суоярвская синклиналь), частью «унаследованных мульд» (сегозерская, онежская и другие синклинальные структуры), а также пологие линейные складки. Более крутые углы падения, местами вплоть до опрокинутого залегания, наблюдаются вдоль позднекарельских краевых, реже осевых разломов, нарушивших первично пологие складчатые структуры (Кумсинская, Сегозерско-Елмозерская, Вотулмская, Панозерская (?) и другие зоны).

Более интенсивная складчатость среднего протерозоя наблюдается в Печенго-Варзугской зоне, где отмечаются более крутые углы падения и местами асимметричные (опрокинутые) складчатые структуры, что отчасти, возможно, также связано с более поздними краевыми разломами (например, Печенгский синклиниорий).

Верхнепротерозойские складчатые структуры в Карельском районе и в южной части Кольского района устанавливаются в виде пологих впадин (синеклиз) на южной окраине Балтийского щита, на западном побережье Онежского озера и, вероятно (по косвенным данным), в северной части Ладожского озера, а также на Терском берегу Белого моря.

В Онежской синеклизе несколько вытянутое в северо-западном направлении залегание пород меняется от 10—25° в крыльях до горизонтального в центральной части. Такое же пологое падение устанавливается в Терской зоне и, по-видимому, для Ладожской впадины (?).

Более поздние в основном небольшой амплитуды вертикальные сбросы северо-западного и северо-восточного простираний разбивают эти синклинальные структуры на отдельные блоки (мелкие горсты и грабены), как, например, в северной части Ладожского озера и в западном Прионежье.

Вероятно, отличной от вышеописанных является структура верхнего протерозоя на северной окраине Кольского п-ова (п-ова Рыбачий, Средний и о-в Кильдин), где при западно-северо-западном простирании и пологом падении на север (10—20°) мощные терригенные отложения гиперборейской серии свидетельствуют скорее всего о начале нового геосинклинального этапа осадконакопления. Они нарушены продольными сбросами, разделившими п-ва Рыбачий и Средний.

В верхнем протерозое, по-видимому, произошел региональный флексурный изгиб на южной окраине Балтийского щита, которым наметилось начало разделения единой Иотнийской платформы на Русскую платформу с горизонтально залегающим палеозойским чехлом и расположенный севернее докембрийский щит.

Более поздние палеозойские (каледонские и герцинские) расколы отмечаются интрузиями основных, ультраосновных и щелочных массивов (Ена—Ковдора, Вуориярви, Африканда, Хибины, Ловозеро и др.).

Молодыми тектоническими движениями, по всей вероятности, определялись современные горсты и грабены (Панозеро, Кукаозеро, Кандалакшская губа, Ладожское и Онежское озера и др.).

Многие стороны докембрийской истории геологического развития восточной части Балтийского щита остаются далеко не ясными. По современному состоянию наших знаний основные черты ее представляются в следующем виде.

Архейское время отмечалось мощным накоплением геосинклинальных толщ (беломорская и кольская серии), начавшимся отложениями песчаных, песчано-глинистых, частью карбонатных осадков и вулканогенных пород (вулканогенно-терригенная формация), затем сменившимся отложением высокоглиноземистых существенно глинистых и песчано-глинистых осадков (терригенная формация). В эту эпоху, вероятно, были два периода тектонических движений,

с которыми связаны соответственно ранние и поздние интрузии основных, ультраосновных и гранитных пород архея. . .

Осадконакопление в нижнепротерозойское время началось формированием мощных спилито-кератофировых и вулканогенно-кремнистых формаций (парандовская и гимольская серии), которое наиболее интенсивно проявилось в Центрально-Карельской, Восточно-Карельской, Северо-Карельской зонах и в центральной и восточной частях Печенго-Варзугской зоны и ограничено — в Восточно-Финляндской зоне. Одновременно в Кейвской зоне и в отдельных подзонах Печенго-Варзугской и Северо-Карельской (?) зон происходило накопление мощных вулканогенных-терригенных формаций (кейвская, тундровская и тикшеозерская серии), в которых все же местами (в ограниченном масштабе) происходило отложение своеобразных железисто-кремнистых пород, характерных для отмеченных выше ранних вулканогенно-кремнистой и частью спилито-кератофировой формаций.

Последовавшие затем ранние фазы раннекарельской складчатости привели к резким изменениям условий осадконакопления на большей части карельской геосинклинальной области и местами к заметным перерывам в образовании супракрустальных толщ, отмечаемых угловым несогласием. С этими тектоническими движениями связаны проявления раннего нижнепротерозойского магматизма (интрузии основных, ультраосновных и кислых пород).

В следующий, поздний период нижнего протерозоя в Восточно-Карельской, Северо-Карельской и частично Центрально-Карельской зонах происходило мощное излияние основной и кислой магм, образовавших продолжение сходной с ними спилитокератофировой формации ранних этапов и лишь местами отделявшихся от нее перерывом и несогласием (Тунгудский р-н). Существенно спилито-диабазовые проявления этого же периода в Центрально-Карельской зоне, наоборот, с заметным несогласием залегают на толщах вулканогенно-кремнистой формации, что, вероятно, свидетельствует о более интенсивном проявлении ранних фаз раннекарельской складчатости в этой зоне и о начале образования центрального антиклинального поднятия в пределах Карельского района.

По-видимому, в эти же этапы развития карельской геосинклинали Восточно-Финляндская и Кейвская зоны, где происходило накопление мощных песчано-глинистых и граувакковых толщ (ладожская серия и верхняя, сланцевая толща кейвской серии), приобретают характер терригенного флиша. Эти флишевые зоны занимают как бы окраинные, внешние прогибы относительно зон с мощным развитием спилито-кератофировой и вулканогенно-кремнистой формаций, окружающих беломорский массив архея (срединный массив?). Возможно, к этому же периоду времени относятся некоторые сходные по строению ритмично-слоистые сланцево-карбонатно-параамфиболитовые толщи Северо-Карельской зоны, непосредственно примыкающей к Беломорскому блоку.

Последовавшие в конце нижнего протерозоя мощные тектонические движения поздних фаз раннекарельской складчатости и сопровождавший их интрузивный магматизм (поздние нижнепротерозойские основные и гранитные интрузии), интенсивно дислоцировавшие и глубоко метаморфизовавшие нижнекарельские образования, привели к закрытию большей части существовавших до сих пор геосинклинальных прогибов. После этого наступил заключительный этап развития карельской геосинклинали, относящийся к среднему протерозою. Только в Кольском районе в пределах Печенго-Варзугской зоны, по-видимому, в это время сохраняется геосинклинальный прогиб (печенгская серия), что, однако, требует дальнейших исследований. Карельский район в результате последних фаз складчатых и орогенических движений к началу среднего протерозоя представлял собой горную страну, в которой местами сохранялись отдельные межгорные впадины. Разрушение горных сооружений и быстрое накопление грубообломочных континентальных отложений в межгорных долинах и частью бассейнах привели к образованию своеобразных несортированных

конгломератов, аркозов и граувакковых песчаников (нижняя толща сегозерской и частью онежской серий), имеющих характер межгорных, или внутренних моласс. Местами в это же время происходит вулканическая деятельность с отложением вулканических брекчий и туфов. При дальнейшем выравнивании рельефа в условиях теплого влажного климата начались интенсивные процессы химического выветривания и образования коры выветривания, способствовавшие накоплению песчаников с глинистым цементом и кварцевых галечников (серицитовые кварцитопесчаники и кварцевые конгломераты) и частично чистых кварцевых песков. С отложением этих континентальных терригенных толщ во внутренних впадинах происходило накопление карбонатных пород существенно лагунного характера и кремнисто-глинистых и шунгитовых сланцев.

Относительная тектоническая активность в этот заключительный период создала пологие складчатые структуры в отложениях среднего протерозоя, вызвала расколы и поднятие по ним основной магмы с образованием многочисленных пластовых тел в толщах сегозерской и онежской серий. К концу среднего протерозоя эти тектонические движения завершились локальным проявлением эффузивного магматизма (суйсарская серия Северо-Западного Прионежья и Ветреного пояса).

В следующий период длительной денудации и пенеппенизации всей страны в верхнем протерозое наступили платформенные условия развития данной территории. Вследствие колебательных движений небольшой амплитуды возникли пологие впадины, заполнявшиеся красноцветными и пестроцветными песчаниками — отложениями верхнего протерозоя (иотнийская серия), представляющими собой, по-видимому, поздние молассы карелид. В это время, вероятно, в связи с образованием региональной флексуры на южной окраине Балтийского щита происходит внедрение мощных типично платформенных интрузий кислой и основной магм (граниты рапакиви и габбро-диабазы).

В этот же период (или несколько позднее?) на северной окраине Кольского п-ова, по-видимому, закладывается новый геосинклинальный прогиб с отложением мощных терригенных толщ (гиперборейская серия), находившийся в пределах Баренцева моря (?) и, возможно, унаследованный более поздней каледонской (грампианской) геосинклиналью.

Таким образом, области карельских складчатых структур восточной части Балтийского щита характеризуются сложным, многоярусным строением. Нижний структурный ярус слагается сильно мигматизированными и гранитизированными архейскими образованиями с характерной для этого яруса глыбовой тектоникой. Следующий ярус выделяется мощными сильноскладчатыми глубокометаморфизованными нижнепротерозойскими образованиями и сопровождаемыми их широко проявившимися основными и кислыми интрузиями. Третий ярус характеризуется относительно маломощным слабоскладчатым и слабометаморфизованным верхнекарельским комплексом среднего протерозоя с сопряженными с ним основными гипабиссальными интрузиями.

Верхний, четвертый ярус образован слабо нарушенными платформенными отложениями верхнего протерозоя.

## ЛИТЕРАТУРА

Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита // Тр. Лаб. геологии докембрия. 1955. Вып. 5.

Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии, или наиболее восточной части Фенно-Скандинавского кристаллического щита // Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр. в СССР. М., 1939. Т. 2.

Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита // Тр. 3-й сес. Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М., 1955.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 1.

## Карелия и Кольский полуостров

В пределах рассматриваемой территории, расположенной в восточной части Балтийского щита, докембрийские образования пользуются исключительно широким распространением. Среди них выделяются образования архейской и протерозойской групп.

К архейской группе относятся беломорская и кольская серии гнейсов.

Беломорская серия слагает все Карельское побережье Белого моря и юго-западную часть Мурманской области. По общепринятому мнению, она представляет собой самые древние образования архея Карелии. Ее составляют слюдяные, слюдяно-гранатовые, слюдяно-гранат-кианитовые и амфиболовые гнейсы, гранатовые и полевошпатовые амфиболиты и в незначительном количестве кристаллические известняки. Местами породы сильно мигматизированы и гранитизированы. Беломорская серия прорывается ранними и поздними (основными, ультраосновными и гранитными) интрузиями архея. Основание серии неизвестно.

Большинством исследователей беломорская серия подразделяется на три толщи. Наиболее полно они изучены в Чупино-Лоухском районе Беломорья. . .

Породы беломорской серии первоначально, по-видимому, представляли собой существенно песчаные и песчано-глинистые (высокоглиноземистые слюдяные гнейсы), частью карбонатные и мергелистые отложения и, вероятно, основные эффузивы. По характеру пород и их значительной мощности беломорская серия представляет собой глубокометаморфизованные геосинклинальные образования, среди которых несколько условно можно выделить нижнюю, терригенно-вулканогенную (нижняя и средняя толщи), и верхнюю, терригенную (верхняя толща), формации.

Кольская серия, имея широкое распространение в северо-западной и южной частях Кольского п-ова, отличается большой пестротой состава. Ее слагают биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы, местами с силлиманитом, ставролитом и кордиеритом, амфиболовые гнейсы и сланцы, амфиболиты, реже пироксеновые гнейсы и известково-пироксен-лабрадоровые породы, магнетитовые сланцы и кварциты.

Образования, подстилающие эту серию, также до сих пор неизвестны. Во всяком случае она древнее прорывающих ее ранних архейских олигоклазовых гнейсогранитов, а потому относится к архею. . .

Кольские гнейсы, характеризующиеся большим количеством граната, силлиманита, кианита, ставролита и кордиерита, представляют собой главным образом глубокометаморфизованные высокоглиноземистые песчано-глинистые отложения. Часть слюдяных сланцев, возможно, возникла за счет кислых эффузивов и их туфов. Амфиболовые гнейсы и сланцы, амфиболиты, пироксеновые гнейсы и известково-силикатные породы могли, вероятно, образоваться за счет известковых и мергелистых осадков и основных эффузивов, частью же — из габброидных пород и гиперстеновых диоритов.

По вещественному составу кольская серия сходна с беломорской, отличаясь от нее наличием в своем составе магнетитовых сланцев и кварцитов, образующих железорудные месторождения Кольского п-ова. Вопрос о корреляции этих двух серий пока не находит однозначного решения. По многим геологическим данным кольские гнейсы могут в основном соответствовать средней толще беломорского архея. С другой стороны, высокоглиноземистый характер большей части гнейсов кольской серии позволяет сравнивать их с такими же гнейсами верхней толщи беломорской серии. . .

<sup>1</sup> Геологическое строение СССР. Т. I. Стратиграфия. М., 1958. С. 60—68.

Не вполне выяснено пока положение гнейсов и кислых гранулитов гранулитового комплекса, а также гнейсов и сланцев тундры Корва в юго-западной части Мурманской области и некоторых сильно мигматизированных гнейсов Западной и Юго-Западной Карелии, возраст которых определяется то как архейский, то как протерозойский.<sup>2</sup>

Протерозой Карелии и Кольского п-ва подразделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подгруппы. Супракрустальные образования нижнего и среднего протерозоя, большая часть которых объединялась в так называемую карельскую формацию, соответственно выделяются в нижнекарельский и верхнекарельский комплексы. К верхнепротерозойской подгруппе относится иотнийская и гиперборейская (?) серии.

К нижнему протерозою (нижнекарельский комплекс) относятся разнообразные метаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные толщи, имеющие широкое распространение в Карелии (за исключением Беломорской полосы архея) и в центральной части Кольского п-ова. Они приурочены главным образом к крупным сложным синклинорным зонам общего северо-западного простирания в Карелии (Восточно-Финляндская, Центрально-Карельская, Восточно-Карельская и Северо-Карельская) и западно-северо-западного простирания на Кольском п-ове (Печенго-Варзугская и Кейвская).

Более древними в нижнем протерозое являются гимольская и парандовская серии в Карелии, тундровая и кейвская серии на Кольском п-ве. Они трансгрессивно залегают на гранитах или гнейсах архея, а сами несогласно перекрываются более молодыми нижнекарельскими образованиями и отложениями среднего протерозоя.

Гимольская серия, выявленная за последние годы, в наиболее типичном виде развита в Центрально-Карельской синклинорной зоне, где она представлена конгломератами, слюдяными, тальк-хлоритовыми, известковыми, графитистыми филлитовидными сланцами, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми сланцами и кварцитами (с магнетитом), кварцевыми порфиритами, плагиопорфирами, андезитовыми порфирами и порфирионами, метамандельштейнами и др. Мощность серии 700—900 м.

В базальных конгломератах серии содержатся гальки архейских гнейсогранитов и слюдяных пегматитов. Гимольская серия частью прорывается, частью несогласно перекрывается более молодыми нижнекарельскими зеленокаменными породами. К ней приурочены крупнейшие в Карелии месторождения магнетитовых кварцитов.

Парандовская серия широко распространена в Восточно-Карельской зоне, а также в западной и южной подзонах Центрально-Карельской зоны, располагаясь, как и гимольская серия, в низах нижнего протерозоя. Во многом сходная с гимольской, парандовская серия относится к спилито-кератофировой формации. В ее составе преобладают серицитовые, графит-серицитовые, хлорит-серицитовые, графитистые филлитовидные сланцы, измененные альбитофиры и диабазы, порфириоды, хлорит-актинолитовые, эпидот-цоизитовые, цоизит-актинолитовые и другие сланцы, а также порфириобластические амфиболиты.

В подчиненном количестве в ее состав входят карбонатные породы и скарны, кварциты и кварцитовидные сланцы. Типичные для гимольской серии амфиболовые и магнетитовые кварциты встречаются только спорадически и в небольшом количестве, как правило, в нижней части серии (Хаутовара и др.). Характерно наличие среди сланцев пирит-пирротиновых зон и линз. В основании серии отмечаются конгломераты, содержащие гальку более древних архейских гранитов, амфиболитов и редко гнейсов (Пебозеро и др.). Мощность серии большей

<sup>2</sup> Спорным остается и генезис гранулитовых пород, которые одними считаются первичноосадочными, другими — магматическими.

частью не установлена; в районе оз. Пибозера она составляет не менее 2000 м.

Парандовская серия отделяется от вышележащих нижекарельских пород локальным перерывом, устанавливаемым в плане и в разрезе (села Тунгуда, Заансилье), и прорывается гипабиссальными интрузиями габбро-диабазов и кварцевых порфиров. Во многих других местах это несогласие достоверно не устанавливается (села Хаутавара, Куолаярви и др.). Парандовская серия содержит крупные серноколчеданные месторождения.

По своим литолого-петрографическим особенностям породы гимольской и парандовской серий представляют собой глубоко измененные кислые, средние и основные эффузивы, их туфы и подчиненные им терригенные и карбонатные отложения.

В отличие от них в Северной Карелии и на Кольском п-ве среди древних нижнепротерозойских образований широко развиты преимущественно первично-осадочные гнейсосланцевые толщи (тикшеозерская, кейвская и отчасти тундровая серии).

Тикшеозерская серия распространена в Северо-Карельской синклинальной зоне, слагая ее крайнюю восточную подзону Тикшеозеро—Хизовара. Она несогласно залегает на биотитовых и амфиболовых гнейсах и гнейсогранитах архея и представлена биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми, мусковитовыми, слюдяно-ставролитовыми, слюдяно-кианитовыми и слюдяно-гранатовыми гнейсами и сланцами, слюдяно-лабрадорowymi сланцами, амфиболитами, частью кварцитами и аркозами. Мощность серии достигает 1350—1500 м (в районе горы Иринья Варака).

Тундровая серия Печенго-Варзугской (подзоны тундр Талья—Кучин—Кеулик) и Кейвской синклинорных зон (подзоны Воронье—Полмос—Поросозеро) во многом сходна с тикшеозерской серией Северо-Карельской зоны...

В подзоне Воронье—Полмос—Поросозеро гнейсы, имея мощность 600—1000 м (гора Полмос), значительно преобладают над сланцами; в подзоне Талья—Кучин—Кеулик большое развитие в разрезе серии имеют сланцеватые амфиболиты и частью связанные с ними сланцы, мощность которых ориентировочно определяется в 900 м. Тундровая серия первоначально была сложена существенно терригенными отложениями, перемежающимися основными эффузивами и туфогенными породами.

В юго-восточной части Печенго-Варзугской зоны (подзона Имандра—Варзуга) в составе этой серии появляются метаморфизованные кислые эффузивы (альбитовые гнейсы, альбитофиры) и близкие к ним имандриты, измененные карбонатные (диопсидовые и карбонатные сланцы) и другие породы с одновременным сокращением участия парагнейсов, что сближает ее в данном случае с парандовской серией.

Кейвская серия распространена исключительно в Кейвской зоне восточной части Кольского п-ова. В ней выделяются две толщи: нижняя (более 1500 м) сложена слоистыми биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами (реже сланцами) и сланцеватыми амфиболитами (диабазовые покровы); верхняя (до 1500 м) состоит из кианитовых и кианит-ставролитовых сланцев, мусковитовых, мусковит-гранатовых, графитовых и филлитовых сланцев, кварцитов, кварцитопесчаников, скарнированных доломитовых известняков, карбонатно-серицитовых сланцев и метаморфизованных эффузивных диабазов (амфиболиты, амфиболит-мандельштейны и др.).

Кейвская серия имеет близкими аналогами тундровую и тикшеозерскую серии. Вместе с тем по геологическому положению и своеобразию строения верхнюю — сланцевую — толщу кейвской серии можно сопоставить с ладожской серией Юго-Западной Карелии.

Тикшеозерская и особенно кейвская (сланцевая толща) серии отличаются наличием в своем составе месторождений кианита.

Тунгудская серия — существенно вулканогенная и более молодая, чем описанные выше гимольская и парандовская, — выделяется в нижнем протерозое Центрально- и Восточно-Карельской синклиналильных зон, хотя не везде одинаково четко и достоверно. В Центрально-Карельской зоне она с ясно выраженным несогласием залегает на гимольской, а в Восточно-Карельской зоне — с локальным несогласием на парандовской серии (Тунгудский район). В целом же ряде случаев она не может быть отделена от парандовской серии и должна рассматриваться вместе с последней в составе нерасчлененного нижнекарельского комплекса (села Хаутавара, Надвоицы, Куолаярви и др.), что заставляет некоторых исследователей усомниться в целесообразности ее выделения.

В составе тунгудской серии преобладают основные эффузивы (спилитовые метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны), их туфы, кварцевые порфиры и кератофиры, альбит-актинолитовые, альбит-эпидотовые, альбит-хлоритовые, биотит-хлоритовые и другие зеленые и филлитовидные сланцы. Встречаются также кварциты, кварцитопесчаники, частью карбонатные породы и конгломераты. Соотношение пород внутри серии, как и ее мощность, пока не установлены. Тунгудская серия повсюду несогласно перекрывается отложениями среднего протерозоя, за исключением Печенго-Варзугской зоны, где эти образования пока еще не расчленены.

Ладожская серия, известная только в юго-западной части Карелии, где она залегает в пределах Восточно-Финляндской синклиналирной зоны, состоит из биотитовых сланцев и гнейсов, гранат-ставролитовых, андалузитовых и кордиеритовых слюдяных сланцев, слюдяных кварцитов и кварцитовидных сланцев, реже кварцитов, аркозов и конгломератов. Характерной чертой этой серии является ритмично-слоистое строение, напоминающее ритмичную слоистость во флишевых толщах.

Серия подразделяется на две толщи. Нижняя мощностью 900—1300 м представлена кварцитами и слюдяными кварцитами (частью аркозами), нередко с включением известково-кремнистых конкреций, ритмично переслаивающимися с биотитовыми или двуслюдяными сланцами. В основании локально присутствуют конгломераты (оз. Янисъярви, о-в Хепо-Сари на Ладожском озере). Верхняя толща мощностью 700—900 м представлена кварцитами, слюдяными кварцитами и слюдяными кварцитовидными сланцами, ритмично перемежающимися с андалузит-биотитовыми, андалузит-ставролит-биотитовыми, гранат-ставролит-биотитовыми и кордиерит-биотитовыми сланцами.

В западной и юго-западной частях района развития ладожской серии слюдяные сланцы сменяются слюдяными гнейсами вследствие отчасти первичной фациальной изменчивости, отчасти более интенсивного метаморфизма, обусловленного широким проявлением гранитных интрузий. Исходными осадками ладожской серии были мощные отложения граувакк.

Возраст ладожской серии спорен: одни исследователи относят ее к среднему, другие — к нижнему протерозою, третьи — к верхнему архею. В настоящее время ладожскую серию нельзя оторвать от тех образований, которые здесь рассматриваются в составе протерозоя. Совокупность же имеющихся данных не позволяет пока однозначно решить вопрос о принадлежности ее к среднему или нижнему протерозою. Ладожская серия согласно подстилается амфиболовыми сланцами и переслаивающимися с ними в подчиненном количестве карбонатными породами и скарнами, а также графитистыми слюдяными сланцами, напоминающими породы парандовской серии. Соответственно она отнесена к более молодым образованиям нижнего протерозоя. . .

В среднем протерозое (верхнекарельский комплекс) широкое распространение имеют кварциты и кварцитопесчаники, конгломераты (полимиктовые, гранитные и кварцевые), известняки и доломиты, серицитовые, карбонатные и кремнисто-глинистые сланцы, основные (спилитовые) эффузивы и туфы и

связанные с ними гипабиссальные интрузии. На территории Карелии они объединены в сегозерскую и онежскую, а также более молодую суйсарскую серии, слагающие в основном пологие синклиналильные структуры общего северо-западного простирания.

Сегозерская серия, в типичном виде представленная в Центральной Карелии, подразделяется на две крупные толщи, в целом залегающие согласно, но разъединенные значительным стратиграфическим перерывом.

Нижняя толща состоит внизу из полимиктовых и мономиктовых (гранитных) конгломератов, местами с элювиальной брекчией подстилающих пород в основании. Среди конгломератов в ряде случаев отмечаются диабазовые вулканические брекчии. Мощность конгломератов от 0 до 90—100 м. Вверху толщи развиты крупно- и среднезернистые аркозы (сёла Тунгуда, Чебино и др.), местами переслаивающиеся с мелкозернистыми граувакковыми песчаниками (Селецкое оз.) или полностью замещающиеся ими (Свят-наволок). Мощность аркозов достигает 300—400 м. Нередко в разрезе сегозерской серии нижняя толща присутствует неполностью или даже совсем отсутствует.

Верхняя толща состоит из средне-, мелко-, частью крупнозернистых аркозов, кварцитов и кварцитопесчаников, серицитовых сланцев с мелкими прослоями глинистых сланцев и карбонатных пород; последние залегают то в низах толщи (Сегозеро, с. Тунгуда), то в верхней ее части (Елмозеро, Сегозеро, р. Чирка-Кемь, Янгозеро). В низах толщи среди аркозов и слюдястых кварцитопесчаников встречаются многочисленные прослой кварцевых конгломератов, а в основании ее иногда сохраняются базальные сланцы (кора выветривания), залегающие то на породах нижней толщи (с. Чебино, Селецкое оз.), то на более древних нижнепротерозойских и архейских гранитах. Мощность толщи меняется от 350 до 700—900 м.

Среди пород сегозерской серии залегают пластовые интрузии, реже — эффузивные пласты спилитовых диабазов. Для нее характерно также наличие многочисленных стратиграфических перерывов в разрезе, отмечаемых прослоями конгломератов, поверхностями размыва, трещинами усыхания и т. д.

Сегозерская серия с угловым несогласием залегает на нижекарельских толщах (тунгудской, парандовской и гимольской сериях) и сложена главным образом континентальными и частью мелководными эпиконтинентальными отложениями.

Онежская серия фациально сменяет сегозерскую серию к югу (в Южной Карелии), где она слагает обособленные участки, представляющие собой большей частью пологие синклиналильные структуры. В ее разрезе также различаются две толщи. Нижняя соответствует нижней толще сегозерской серии, встречается фрагментарно, в неполном объеме (озера Сундозеро, Туломозеро, Янисярви, ПГТ Костомукша) и сложена маломощными гранитовыми конгломератами, редко — граувакками.

Верхняя толща, наиболее типично представленная в Северо-Западном Прионежье, в нижней части сложена аркозами и кварцитопесчаниками с прослоями кварцевых конгломератов и глинистых сланцев. В основании толщи отмечаются кварцевые конгломераты и базальные сланцы с корой выветривания. Выше преобладают доломиты, доломитизированные известняки и известняки, переслаивающиеся с подчиненными им глинистыми, песчано-глинистыми, карбонатно-глинистыми сланцами и реже кварцито-песчаниками. В сланцах обнаружены отпечатки простейших ракообразных, напоминающих *Carnarvonina venosa* Walcott; из доломитовых известняков известны рифообразующие строматолитовые водоросли. В верхней части толщи залегают глинистые и кремнистые сланцы с прослоями доломитов и шунгитовых сланцев, подстилаемые пестроцветными сланцами, перемежающимися доломитами. Мощность всей верхней толщи достигает 350—450 м, из которых на долю аркозов и кварцитопесчаников приходится 50—80 м.

Онежская серия, чьи отложения интродуцированы силами диабазов и габбро-диабазов, несогласно залегают на нижнепротерозойских сланцах, эффузивах и гранитах, частью более древних, архейских. Породы ее являются преимущественно отложениями ограниченных полужамкнутых водоемов лагунного характера. С этой серией связаны месторождения мраморов, гематита и шунгита.

С уй с а р с к а я с е р и я, известная только на северо-западном берегу Онежского озера и на кряже Ветренный пояс, состоит почти исключительно из перемежающихся покровов пикритовых метапорфиров, плагиопироксеновых порфиритов, диабазов, мандельштейнов, шаровых лав, туфов и туффитов, которые подстилаются переслаивающимися между собой глинисто-кремнистыми и углисто-глинисто-кремнистыми сланцами. В Прионежье суйсарская серия непосредственно залегают на породах онежской серии. Некоторые исследователи допускают наличие несогласия между этими в общем согласно залегающими сериями, но фактическими данными оно пока достоверно не подтверждено.

Среднепротерозойские супракрустальные образования на Кольском п-ове распространены в Печенго-Варзугской зоне. К ним следует отнести толщу полимиктовых и кварцевых конгломератов, аркозов и кварцитов, перемежающихся метадиабазами и метамандельштейнами в бассейне р. Пурнач, а также агломераты, туфы и туффиты, филлиты, мергелистые известняки и доломиты с остатками рифообразующих водорослей из группы *Stromatolites* и водорослей *Osagia polare Volog.* и *Collenia cotangia Masl.* в устье р. Кичесара и верховьях р. Варзуги. Возможно, одновозрастными с ними являются конгломераты, туфобрекчии, кварциты и кварцитопесчаники, хлоритовые и серицит-хлоритовые филлиты, карбонаты и карбонатные сланцы на Монче-полуострове оз. Имандра. В целом же осадочно-вулканогенные комплексы центральной и восточной частей Печенго-Варзугской зоны не расчленены и выделяются там как образования нижнего и среднего протерозоя.

П е ч е н г с к а я с е р и я, представленная осадочными и вулканогенными породами, относится к среднему протерозою и подразделяется на три толщи. Нижняя толща — диабазы, мандельштейны, порфириты, агломераты, туфы, кератофиры, частью зеленые сланцы, разделенные горизонтом кварцитов, аркозов, филлитов, доломитов, известняков и углистых сланцев. В основании — базальные полимиктовые конгломераты. Средняя толща — метадиабазы, метапорфириты, агломератовые туфы и туфосланцы с филлитами в верхах и доломитами, серицит-хлоритовыми сланцами и аркозами в низах, подстилаемыми полимиктовыми конгломератами. Верхняя толща — авгитовые и кварцевые диабазы, метаандезиты, плагиопорфиры, вулканические брекчии, туффиты, туфосланцы и филлиты. В основании — полимиктовые конгломераты.

Мощность серии находится в интервале 10—12 тыс. м, причем из них на долю осадочных пород приходится всего около двух процентов.

Печенгская серия залегают на породах тундровой серии и на гранитах нижнего протерозоя, а в базальных конгломератах содержит гальку нижнепротерозойских и архейских пород. С другой стороны, породы печенгского типа встречаются в базальных конгломератах гиперборейской серии п-ова Среднего. Печенгская серия очень сходна с осадочно-вулканогенными толщами в районе верховьев р. Варзуги, находящимися в этой же зоне, а также со среднепротерозойскими образованиями Карелии.<sup>3</sup>

Верхний протерозой подразделен на иотнийскую и гиперборейскую серии.

И о т н и й с к а я с е р и я представлена основными и кислыми эффузивами о-ва Хогланд (Сурсаари) в Финском заливе, кварцитами и кварцитопесчани-

<sup>3</sup> «Органические остатки», найденные в доломитах обнажений оз. Куэтосъярви и р. Кувернеринйоки и определенные как мшанки и криноидеи (?) силурийского возраста, в силу плохой своей сохранности требуют дальнейшего изучения фауны печенгской серии, прежде чем окончательно может быть решен вопрос о палеозойском ее возрасте.

ками западного берега Онежского озера и конгломератами и кварцитопесчаниками Терского берега Кольского п-ова.

Основные и кислые эффузивы о-ва Хогланд отнесены к иотнийской серии условно, так как петрозаводские песчаники, которые вместе с этими эффузивами были выделены И. Седерхольмом в серию хогландия, более древнюю, чем иотний, как показали новые исследования, представляют собой нижнюю часть иотнийских песчаников Западного Прионежья.

Наиболее типично иотнийская серия представлена в обнажениях западного берега Онежского озера. Верхи серии сложены здесь розовыми и малиновыми кварцитами так называемого шокшинского типа, имеющими мощность около 80 м. В нижней части серии преобладают серые и темно-серые кварцитопесчаники петрозаводского типа с обломками кварца, кремнистых, основных эффузивных и других пород, частью пестрые желтовато-серые кварцитопесчаники и серицитовые сланцы с маломощными прослоями глинистых сланцев. Мощность петрозаводских песчаников достигает 350 м. К базальным образованиям этой серии относятся кварцевые конгломераты Укшозера и полимиктовые конгломераты Нурмозера, содержащие обломки эффузивов суйсарской серии.

На Терском берегу Белого моря иотнийская серия представлена конгломератами, красными кварцитопесчаниками, аркозами и глинистыми сланцами мощностью около 100 м. Аналогичные красные аркозовые песчаники в настоящее время известны во многих местах северо-восточного и южного берега Кольского п-ова.

В гиперборейской серии, известной на северном побережье Кольского п-ова, на п-овах Среднем и Рыбачьем и на о-ве Кильдин, выделяются две свиты (снизу вверх).

*Свита п-ова Среднего и о-ва Кильдин*

1. кварцево-глауконитовые и кварцевые песчаники с прослоями черных углистых сланцев . . . . .	160 м
2. Кварцевые песчаники и кварциты . . . . .	340 м
3. Полевошпатовые, кварцевые и полимиктовые песчаники с подчиненными им глинистыми и песчано-глинистыми сланцами . . . . .	1000 м
4. Черные, зеленые и красные глинистые сланцы с линзами доломитов . . . . .	50 м
5. Аркозовые песчаники с прослоями конгломератов . . . . .	40 м
6. Мелкозернистые полимиктовые песчаники с прослоями глинистых и песчано-глинистых сланцев . . . . .	250 м

Свита п-ова Среднего залегает на олигоклазовых гранитах архея.

*Свита п-ова Рыбачьего*

1. Полимиктовые конгломераты и осадочные брекчии . . . . .	250—300 м
2. Полевошпатово-кварцевые полимиктовые песчаники, конгломератовидные песчаники с прослоями конгломератов и глинистых сланцев . . . . .	3600 м
3. Полевошпатовые песчаники . . . . .	} 900 м
4. Глинистые и песчано-глинистые сланцы . . . . .	

Возраст иотнийских и гиперборейских отложений в последние годы является предметом оживленной дискуссии.

Гиперборейская серия обычно считалась моложе иотнийской и относилась то к раннему палеозою, то к верхнему протерозою. Разные мнения существовали и о возрасте иотнийской серии. Высказывались также суждения, что мощные гиперборейские отложения являются геосинклинальными образованиями иотния (верхнего протерозоя), одновременными с платформенного типа кварцитопесчаниками Терского берега и Южной Карелии. В последние годы некоторыми исследователями иотнийские песчаники Карелии сопоставляются с нижними спарагмитами и выделяются в эопалеозойскую группу. Если это сопоставление окажется правильным, то мнение о гиперборее как о геосинклинальном иотнии получит новое подтверждение.

**Введение**

Накопленные к настоящему времени геологические данные по исследованию протерозоя восточной части Балтийского щита требуют некоторого изменения и уточнения принятой для него общей стратиграфической шкалы. Обобщение этих данных с целью уточнения и дальнейшей разработки общей стратиграфической шкалы представляется совершенно необходимым, поскольку позволяет не только исключить существующий разнобой в терминологии и добиться общего понимания между исследователями, но и выяснить конкретные задачи по изучению протерозойской стратиграфии на сегодня. Такая попытка, предпринятая сотрудниками Карельского филиала<sup>2</sup> в основном на материалах исследований в Карелии, предлагается для обсуждения как первый шаг в этом направлении.

Возобновившиеся после Великой Отечественной войны исследования геологии карельского докембрия окончательно привели к необходимости расчленения так называемой карельской формации нижнего протерозоя, что наметилось еще в довоенные годы благодаря работам Ю. С. Неуструева (1938), В. Н. Нумеровой (1935) и Л. Я. Харитонова (1938). Основным итогом этих исследований явилось разделение карельских образований на две крупные разновозрастные группы: группу пологоскладчатых и слабометаморфизованных собственно ятулийских кварцитопесчаниковых и карбонатно-сланцевых толщ и группу более древних, в целом сильно складчатых и сильно метаморфизованных вулканогенно-сланцевых и гнейсосланцевых толщ.

Однако при общем признании правильности такого разделения карельских образований Карелии вопрос о возрасте этих двух групп решается пока неоднозначно. Так, М. А. Гилярова (1949 г.) считала верхнюю группу собственно карельской формацией (нижний протерозой), а вторую группу выделила в докарельскую формацию верхнеархейского возраста. Л. Я. Харитонов, ранее разделивший эти образования на Онежско-Сегозерском водоразделе на разновозрастные системы карельской формации протерозоя (Харитонов, 1938, 1949), позднее отнес молодую группу к верхнему протерозою, а древнюю — к нерасчлененному нижнему протерозою — верхнему архею (Харитонов, 1955). К. О. Кратц эти группы выделил соответственно под названиями верхнего и нижнего карелия нижнего протерозоя (Кратц, 1955).

В настоящее время представление о протерозойском возрасте обеих групп находит все большее число сторонников среди исследователей докембрия Карелии. И в самое последнее время предложено оставить древнюю группу пород в нижнем протерозое и выделить более молодые толщи в самостоятельную подгруппу среднего протерозоя, при этом иотнийские образования по-прежнему сохранить в верхнем протерозое Карелии (Перевозчикова, 1957).

Подобное трехчленное деление протерозоя многими карельскими геологами представляется вполне правомерным и целесообразным. Как нам кажется, решение этого основного вопроса в геологии протерозоя на рассматриваемой территории дало возможность более обоснованно подойти к дальнейшему стратиграфическому расчленению карельских образований и толкнуло геологов к новым, более детальным исследованиям в этом направлении.

В связи с результатами этих детальных исследований еще острее ощущается отсутствие общей стратиграфической шкалы докембрия и в особенности протерозоя, которая соответственно объединяла бы в общие стратиграфические

<sup>1</sup> Изв. Карел. и Кол. фил. АН СССР. 1958. № 2. С. 9—15.

<sup>2</sup> В разработке предлагаемой шкалы принимали участие В. А. Соколов, В. М. Чернов, В. И. Робонен, А. О. Рийконен, М. М. Стенарь, Н. Ф. Демидов и автор.

подразделения разные по литолого-фациальным особенностям (зависящим от неодинакового развития разных структурно-фациальных зон), но одно-возрастные серии, толщи и т. д. Установление такой общей стратиграфической шкалы способствовало бы не только разработке общих принципов стратиграфического расчленения немых метаморфических толщ соответствующей территории, но дало бы геологам единую основу для регионального сопоставления стратиграфических подразделений протерозоя разных районов.

### **Общая (провинциальная) стратиграфическая шкала протерозоя Карелии**

Взамен существующего двухчленного деления протерозоя в настоящее время предлагается трехчленное — на нижнюю, среднюю и верхнюю подгруппы. Они соответствуют трем главным последовательным этапам истории геологического развития территории Карелии в протерозойскую эру. Нижний протерозой охватывает собственно геосинклинальный этап развития карельской (протерозойской) геосинклинали Карелии, средний — этап развития ее складчатых горных сооружений (заключительный этап карельской складчатости), который в верхнем протерозое сменился этапом платформенного развития. В соответствии с этими тремя этапами и супракрустальные комплексы нижнего, среднего и верхнего протерозоя по своим геологическим особенностям будут резко различаться между собой. К тому же трехчленное деление полнее отражает историко-геологические особенности протерозоя Карелии и, как увидим далее, смежных с ней территорий, а значит, выделенные три подгруппы могут служить основными подразделениями общей стратиграфической шкалы протерозоя (табл. 1).

Дальнейшее разделение отделов среднего протерозоя на примере Карелии только еще намечается.

Своеобразные сариолийские образования пока плохо изучены и должным образом еще не расчленены в местных стратиграфических схемах. В наиболее полно сохранившихся разрезах они делятся на две отличные друг от друга мощные толщи: нижнюю, состоящую из конгломератов (большей частью полимиктовых) с подчиненными граувакковыми песчаниками, сланцами и кварцитами, и верхнюю, сложенную аркозовыми песчаниками, частью сланцами, с линзами конгломератов. Таким образом, нижний отдел подразделяется на нижний и верхний сариолий.

Ятулийский отдел в Карелии объединяет две одновозрастные серии: сегозерскую (кварцитопесчаниковую) и онежскую (кварцито-карбонатосланцевую). Сегозерская серия на большей части площади своего распространения надлежащим образом еще не расчленена. Онежская серия на обширной территории Южной Карелии, напротив, отчетливо подразделяется на три последовательные толщи. Столь выдержанный характер разреза онежской серии на такой широкой площади не может быть случайным и позволяет уже сейчас наметить деление ятулийского отдела на нижний, средний и верхний подотделы.

О внутреннем расчленении суйсарской серии сведений пока немного. В. А. Перевозчикова (1957) различает в ее составе две последовательные эффузивно-туфогенные толщи. В соответствии с этим по аналогии с другими отделами среднего протерозоя в верхнем (суйсарском) отделе следует выделить нижний и верхний подотделы. Имеющиеся немногие данные настоятельно требуют дальнейших исследований для уточнения приведенного разделения верхнего отдела.

В верхнем протерозое в пределах Карелии обоснованно можно выделить лишь один отдел, охватывающий наиболее молодые на этой территории протерозойские отложения (кварциты и кварцитопесчаники), которые, как и аналогичные отложения Финляндии и Швеции, вычлениются исследователями под

названием «иотний». Представляется целесообразным сохранить за этим отделом такое название. В Южной Карелии, по исследованиям Л. П. Голдобиной, проведенным в 1956 г., эти отложения разделяются на две последовательные толщи, которые соответственно могут быть отнесены к нижнему и верхнему иотнию.

Верхний протерозой Балтийского щита в целом представляется более сложным. На о-ве Суйсари И. Седерхольм выделил серию хогландия, более древнюю, чем иотний. Еще более мощный и разнообразный верхний протерозой известен в Швеции. Более молодыми, чем иотний, являются гиперборейские (зокембрийские) отложения на Кольском п-ове и в Скандинавии, причисляемые многими исследователями к верхам докембрия. Очевидно, верхний протерозой должен быть расчленен более подробно, чем это позволяют сделать материалы по Карелии.

### Некоторые сравнения с другими регионами

Целесообразность попытки составления общей шкалы протерозоя подтверждается степенью соответствия с ней стратиграфических его схем для других регионов Балтийского щита.

На территории Кольского п-ова значительно раньше, чем в Карелии, карельские образования были разделены А. А. Полкановым (1936) на древнюю группу, включавшую комплекс сланцеватых амфиболитов тундр Кеулик-Кенигирим, комплекс тундры Полмос и др., и более молодую группу, в которую входили свиты Печенга-Кучин и Имандра-Варзуга. В настоящее время в протерозое Кольского п-ова выделяется тундровая серия (вышеуказанная древняя группа), относящаяся к нижней подгруппе протерозоя. Комплекс Имандра-Варзуга намечается разделить пока только на толщи (или серии) среднего протерозоя и верхнего отдела нижнего протерозоя. Комплекс гнейсов и сланцев Кейв считается принадлежащим к нижнепротерозойской подгруппе, и выделяющиеся в его составе две серии (нижняя — гнейсовая и верхняя — сланцевая), вероятнее всего, следует относить соответственно к нижнему (лопскому) и верхнему (сумскому) отделам.

Образования среднего протерозоя, полностью еще не отделенного от нижнего, распространены в зоне Печенга—Имандра—Варзуга и, возможно, в районе устья р. Поноя.

По аналогии с Карелией к иотнийскому отделу верхнего протерозоя относятся песчаники Терского берега Белого моря. Если так называемые зокембрийские (гиперборейские) отложения относить к верхнему протерозою, то на Кольском п-ове следовало бы выделить более высокий, гиперборейский отдел, а в нем — два подотдела, соответствующие двум свитам (п-овов Рыбачьего и Среднего, о-ва Кильдин).

В Северной Финляндии нижнепротерозойская подгруппа представлена лопарской (лаппонийской) серией, более детально не расчлененной. Находящиеся там же более молодые полимиктовые конгломераты и грубозернистые аркозы Кумпу, аналогичные по своей литологии и стратиграфическому положению сариолийским образованиям Карелии, следует, по нашему мнению, отнести к среднему протерозою и, вероятно, к его нижнему (сариолийскому) отделу.

В Северной Швеции аналогичным образом комплекс кируна относится к нижнему протерозою, а серия вакко — к среднему протерозою. Возможно, что в комплексе кируна нижняя серия «хауки» отвечает нижнему (лопскому) отделу, а вышележащая серия зеленокаменных эффузивов — верхнему (сумскому) отделу.

Еще более интересным для сравнения является район Лоос—Хамра в Средней Швеции, хотя точное сопоставление пока еще затруднительно. Здесь докембрийские супракрупные образования разделены несогласиями на пять серий, которые, по мнению Х. Баклунда и С. Бубнова, относятся к протеро-

зою. Нижняя, лепитовая серия по некоторым литологическим свойствам и стратиграфическому положению напоминает гимольскую серию Карелии и по аналогии с последней, возможно, должна быть отнесена к нижнему (лопскому) отделу нижнего протерозоя. Следующая серия «сублоос» и вышележащая серия «нижний лоос» сопоставляются с более молодыми образованиями нижнего протерозоя Карелии и Кольского п-ова (ладожской или кейвской и тунгудской сериями). Серия «верхний лоос» по своим литолого-стратиграфическим особенностям относится к среднему протерозою и, по-видимому, представлена большей частью образованиями сариолийского отдела.

Более молодая серия ноппи Эккерманном считается древнее хогландия и сопоставляется с серией вакко Северной Швеции. С. Бубнов рассматривает ее как верхи ятулия. Кроме того, более высокое положение этой серии по сравнению с серией «верхний лоос», которая отнесена к сариолию, также свидетельствует о принадлежности ее к ятулийскому отделу среднего протерозоя.

Более поздними являются верхнепротерозойские субиотнийские конгломераты, относимые к хогландию, и вышележащая серия «дала» иотнийского возраста. Хотя такое сопоставление серий района Лоос-Хамра с общей шкалой нельзя считать вполне правомочным, тем не менее соответствие основных возрастных подразделений поразительно.

Аналогичные сравнения можно привести и для других районов Фенноскандии. Однако ограниченный объем статьи не позволяет остановиться более обстоятельно даже на изложенных выше основных вопросах. Здесь важно подчеркнуть, что предлагаемая общая стратиграфическая шкала находит подтверждение и в других регионах Балтийского щита. Это значит, что разработка общей стратиграфической шкалы протерозоя всего Балтийского щита является задачей вполне реальной.

Пока ясно одно, что большую часть региональных стратиграфических схем протерозоя данной территории можно более или менее обоснованно увязать с приведенной выше общей шкалой в пределах подгрупп. Для ряда регионов эта увязка возможна даже на уровне отделов некоторых или нескольких подгрупп. Роль более мелких подразделений стратиграфических схем для большинства районов пока не выяснена. Возможно, что они будут иметь хождение в пределах соседних регионов. Однако, чтобы не исключить перспективу их применения до более полной разработки общей шкалы, их следует, не ограничивая определенным содержанием, рассматривать пока как соответствующие, последовательные (по возрасту) части отделов.

## Заключение

В настоящем кратком сообщении не было возможности подробно рассмотреть большой фактический материал, касающийся разных сторон основного вопроса. Тем более не было места для разбора существующих разногласий по отдельным вопросам стратиграфии протерозоя. Настоящая статья имела целью показать возможность составления более общей стратиграфической шкалы для протерозоя Балтийского щита, без которой нельзя прийти к единому пониманию протерозойской геологии данной территории и, следовательно, подойти к совместной работе всех исследователей докембрия Балтийского щита для решения многих труднейших вопросов, связанных с ней. Очевидно, что здесь имеется в виду разработка общей провинциальной стратиграфической шкалы только для Балтийского щита, а не вообще для докембрия, причем в первую очередь для протерозоя, для которого это представляется пока более реальным, чем для архея.

Предлагаемая здесь для обсуждения общая шкала, составленная в основном на примере протерозоя Карелии, не может претендовать на роль общей для всего Балтийского щита. Она указывает на один из реальных путей пере-

хода от местных (региональных) стратиграфических схем к более общей стратиграфической шкале для данной территории.

Как видно из изложенного, крупные подразделения (подгруппы) общей шкалы выделяются согласно главным историческим этапам.

#### ЛИТЕРАТУРА

Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита // Тр. Лаб. геологии докембрия. 1955а. Вып. 5. С. 175—188.

Кратц К. О. Нижний протерозой Карелии в цифрах абсолютного возраста // Тр. 3-й сес. Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М.; Л., 1955б.

Неуструев Ю. С. К изучению стратиграфии и метаморфизма кристаллических пород Северной Карелии // Тр. Ленингр. геол. треста. Л., 1938. Вып. 20.

Нумерова В. Н. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кенстеньгского района Карельской АССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым КАССР. Л., 1936. № 1.

Перевозчикова В. А. Геология протерозоя Карелии // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР. Л., 1957. № 1.

Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова // Тр. Аркт. ин-та. Л., 1936а. Т. 53.

Полканов А. А. Основные черты геологии восточной части Фенноскандии — Кольского полуострова и Карелии и очередные проблемы геохронологии по радиоактивному распаду // Акад. В. И. Вернадский — к 50-летию научной и педагогической деятельности. М., 1936б. Ч. 1.

Харитонов Л. Я. Новые данные по стратиграфии и тектонике Карельской формации Онего-Сегозерского водораздела // Тр. Ленингр. геол. треста. 1938. Вып. 17.

Харитонов Л. Я. Геология района д. Чебано—г. Медвежьегорск—рудник Воронов Бор // Изв. Карело-Финск. н.-и. базы АН СССР. 1949. № 2.

Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники Восточной части Балтийского щита // Тр. 3-й сес. Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М.; Л., 1955.

#### О РИТМИЧНОЙ СЛОИСТОСТИ ЛАДОЖСКОЙ СЛАНЦЕВОЙ ТОЛЩИ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ<sup>1</sup>

В Советском Союзе прекрасно изучены флиши альпийский (Вассоевич, 1948, 1951; Келлер, 1940), герцинский (Келлер, 1945, 1949; Осипова, 1945) и даже каледонский (В. И. Попов), но о докембрийском сведений пока очень мало. Последнее обстоятельство обусловлено различными причинами, главной из которых является обычно высокий метаморфизм первичных осадков, затрудняющий восстановление особенностей исходных пород.

В этой связи привлекает к себе внимание докембрийская (протерозойская, по мнению большинства исследователей) толща слюдяных сланцев северного берега Ладожского озера, на флишевой характер которой неоднократно указывали ее исследователи (Wegmann, 1928; Полканов, 1937; Судовиков, 1954, и др.). Поэтому небезынтересно вкратце остановиться на одной своеобразной первичной черте строения верхней терригенной толщи ладожской формации, привлечшей наше внимание во время геологических исследований в районе северного Приладожья в 1953 г.

Ладожская терригенная толща представляет собой мощную серию геосинклинальных отложений, превращенных в разнообразные аркозы, слюдястые кварциты, биотито-кварцевые и биотитовые (филлитовидные, частью порфиروбластические) сланцы. Наряду с кристаллобластическими структурами в этих породах нередко сохраняются реликты осадочных структур (бластосаммитовые, бластопелитовые и др.) и прекрасно выраженные первичные слоистые текстуры (табл. 2). Только под влиянием более поздних микроклиновых гранитов порфиробласты высокоглиноземистых минералов (ставролит, андалузит

<sup>1</sup> Изв. Карел. и Кол. фил. АН СССР. 1958. № 5. С. 3—9. (Совместно с Н. Ф. Демидовым).

## Краткая петрографическая характеристика пород ладожской терригенной толщи

Наименование породы и макроскопическая характеристика	Структура и породо-образующие минералы	Второстепенные минералы	Акцессорные минералы
Аркос грубо- и среднезернистый, серый, светло-серый, массивный	Бластосаммитовая: кварц, олигоклаз, биотит, мусковит	Микроклин, хлорит, серицит, иногда магнетит, карбонат, роговая обманка и минералы из группы эпидота	Циркон, апатит, редко сфен
Слюдистый полевошпатовый кварцит, средне- и мелкозернистый, светло-серый, массивный, часто слоистый	Бластосаммитовая, гранобластовая: кварц, олигоклаз, биотит	Хлорит, серицит, микроклин и минералы из группы эпидота	Апатит, гранат, редко сфен и рудные
Биотито-кварцевый сланец, мелкозернистый, серый, очень слабо сланцеватый, часто слоистый	Лепидогранобластовая, частью бластосаммитовая: кварц, биотит, олигоклаз	Хлорит, серицит, микроклин и минералы из группы эпидота	Апатит, гранат, магнетит, сульфиды
Кварцево-биотитовый сланец, мелкозернистый, серый и темно-серый, нередко слоистый	Гранолепидобластовая, изредка бластосаммитовая: биотит, кварц, олигоклаз, мусковит	Хлорит, серицит, амфибол, микроклин, кальцит, изредка графит	Апатит, гранат, сфен, циркон, турмалин, магнетит, сульфиды
Биотитовый сланец (филлитовидный), тонкозернистый, темно-серый (до черного), нередко слоистый	Микрогранолепидобластовая, изредка бластопелитовая: биотит, мусковит, кварц, олигоклаз	Серицит, амфибол, хлорит, графит	Магнетит, сульфиды

и кордиерит) замещаются агрегатом слюд, и эти породы, в первую очередь тонкозернистые сланцевые разности, превращаются в гнейсовидные породы и мигматиты.

На большей части территории распространения рассматриваемой терригенной толщи, за исключением площади интенсивной мигматизации, уничтожившей в значительной мере первичные особенности вмещающих образований, перечисленные выше породы закономерно сочетаются между собой с образованием своеобразной, характерной для этой толщи ритмичной слоистости.

В ритмичных слоях, или просто ритмах, всегда наблюдается закономерная смена пород, в которой более грубозернистая порода в основании ритма постепенно, без каких-либо резких границ, переходит в мелкозернистую, плотную в кровле слоя. В случае интенсивного развития вторичного кливажа в ритмично-слоистой толще первичные соотношения между массивными твердыми породами нижнего элемента и мягкими слюдяными сланцами второго элемента ритма нарушены и наблюдается резкий вторичный контакт, затушевывающий первичный ритмичный характер наложения.

Наиболее полно развитые ритмы в ладожской толще (рис. 1, А) состоят в основании из серого или светло-серого массивного грубозернистого аркоза (редко мелкогалечного конгломерата), который по направлению к кровле слоя постепенно сменяется серым среднезернистым биотитосодержащим кварцитом, переходящим, в свою очередь, в серый средне- или мелкозернистый кварцито-видный биотитовый сланец, а затем в темно-серый мелкозернистый биотито-кварцевый сланец и, наконец, в темно-серый, почти черный, тонкозернистый плотный филлит или филлитовидный биотитовый сланец. В некоторых районах главным образом в верхних частях разреза ладожской терригенной толщи биотитовые сланцы в кровле ритмов обогащены порфиробластами (нередко крупными, до 5—7 см длиной) ставролита, андалузита и кордиерита. Таким образом, в пределах отдельного ритмичного слоя порода постепенно изменяется

снизу вверх от грубо- к тонкозернистой, от светло-серой бесслюдистой к темной слюдяной, от массивной — к сланцеватой. По характеру сочетающихся в этих ритмичных слоях пород в составе ритмов различаются два элемента, или компонента: нижний — псаммитовый и верхний — пелитовый (сланцевый).

Наряду с полными ритмами здесь широкое развитие имеют ритмы, в которых набор составляющих их разновидностей пород менее разнообразен. При этом различие в составе ритмов обусловлено выпадением одного или нескольких конечных членов ритма с сохранением характерной постепенной смены присутствующих разновидностей пород. Так, например, в основании ритмичных слоев могут отсутствовать грубозернистые породы (в том числе кварциты), но далее вверх разновидности пород будут сменяться обычным образом (рис. 1, Б). При отсутствии верхнего элемента ритм может состоять только из нижнего (рис. 1, В). Ритмы с неполным набором разновидностей пород называются неполными.

Мощность ритмов, очень выдержанная по простиранию, колеблется в разрезе толщи от нескольких см до 1.2 м, редко до 2 и даже 3 м. Значительно преобладают все же ритмы с мощностью от 5—20 см для одних частей разреза до 40—70 см — для других.

Количественные соотношения различных типов пород в разных ритмах также непостоянны: то преобладают породы нижнего элемента ритма, то большую часть его составляют породы второго элемента, но внутри слоев соотношения их постоянны на значительных расстояниях.

Описанные особенности ладожской терригенной толщи свидетельствуют о том, что при мелкоциклическом характере процесса осадконакопления условия образования, как и направленность седиментации в пределах каждого цикла, были весьма постоянными на огромных пространствах и в течение всего периода отложения этой многокилометровой толщи.

Несмотря на сильный метаморфизм ладожской терригенной толщи в целом, вышеприведенные петрографические особенности позволяют с достаточной достоверностью судить о первичном характере ритмично-слоистых пород. Они представляли собой первоначально относительно плохо отсортированные осадки, первичная ритмичная слоистость которых обусловлена накоплением полимиктовых (граувакковых) песчаников в начале каждого мелкого цикла,

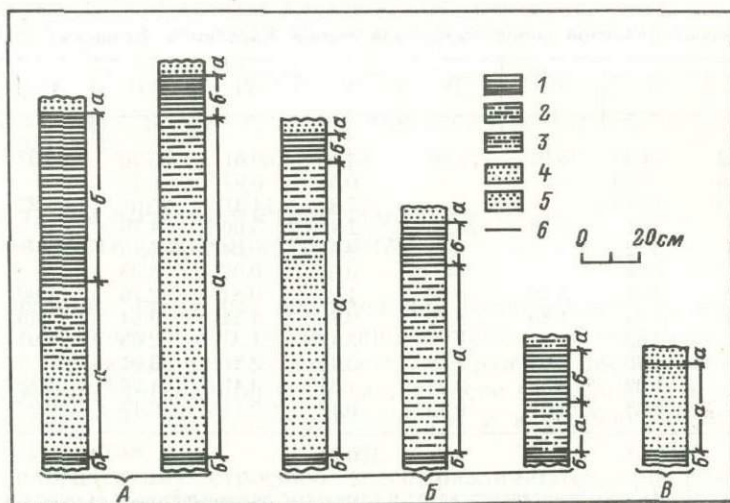


Рис. 1. Типы ритмов.

А—В — соответственно полные, неполные и неразвитые ритмы; а—б — элементы ритма; 1—3 — сланцы (1 — слюдяной, 2 — кварцево-биотитовый, 3 — биотито-кварцевый); 4 — слюдяной кварцит; 5 — аркоз.

постепенно сменяющихся отложением глинистого (пелитового) материала в конце его. Такое представление находит подтверждение и в химическом составе пород, которые в этом отношении удивительно сходны с соответствующими неизменными породами альпийского флиша Крыма (табл. 3).

Сравнивая ладожскую терригенную толщу по приведенным выше особенностям ее строения с классически описанными флишевыми отложениями Кавказа, Крыма, Урала и других регионов, нельзя не видеть их близкого сходства, заключающегося прежде всего в общей для этих разновозрастных образований и особенно характерной для флиша ритмичной слоистости. Эта своеобразная черта строения ладожской толщи докембрия Карелии существенно дополняет ранее высказанные представления об их флишевом характере. По своему типу она может быть отнесена, как и карпатская флишевая толща, к терригенному двухкомпонентному флишу, отличаясь от других отложений отсутствием карбонатного компонента.

Другие литологические особенности, характерные для флишевых толщ более молодого возраста (иероглифы, фукоиды и др.), для ладожской толщи пока неизвестны и возможность их нахождения в этих древних высокометаморфизованных отложениях требует специального изучения.

Ритмично-слоистая ладожская толща находит себе аналогов среди докембрийских образований других регионов. Так, Симоненом и Коувом (Simonen, Kouvo, 1951) прекрасно описано ритмично-слоистое строение сланцевой толщи Тампере в южной Финляндии, относимой авторами к архею. По описанию сланцевая толща Тампере отличается от ладожской лишь несколько меньшим метаморфизмом. Здесь интересно отметить, что финляндские исследователи ритмичным слоям сланцев Тампере по сходству их с четвертичными ленточными глинами приписывают сезонный характер. В отличие от них советские геологи, подробно изучавшие условия накопления флишевых толщ в разных регионах СССР, приходят к мнению, что образование флишевых ритмов происходит в течение нескольких тысячелетий.

Петтиджоном (Pettijohn, 1936) описаны раннедокембрийские «ленточные» сланцы в Северо-Западном Онтарио на Канадском щите, которые весьма сходны с ритмично-слоистыми сланцами Балтийского щита (Северное Приладожье и Тампере).

Таблица 3

Сравнение химических анализов пород ладожской толщи Карелии и флишевых пород Крыма

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO <sub>2</sub>	73.52	74.30	73.91	71.86	64.90	60.61	55.70	60.97	55.31
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.39	—	—	0.61	0.93	0.73	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.98	11.73	—	—	15.85	14.31	20.07	26.27	30.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.38	1.21	9.70	20.90	2.43	3.06	4.76	—	—
FeO	3.76	3.12	—	—	4.57	9.04	5.15	—	—
MnO	0.04	0.04	—	—	0.05	0.02	0.03	—	—
CaO	1.91	2.61	5.72	0.58	1.28	0.84	2.70	1.00	0.72
MgO	1.46	1.39	1.80	0.79	2.70	4.23	3.04	1.45	2.10
Na <sub>2</sub> O	2.06	2.82	—	—	3.17	1.33	2.03	4.01	4.02
K <sub>2</sub> O	2.27	1.80	5.03	2.19	3.49	2.27	3.91	—	—
ППП	1.41	1.02	3.53	3.23	1.52	3.41	1.99	5.38	5.93
H <sub>2</sub> O <sup>105</sup>	0.15	0.08	0.61	0.45	0.10	0.11	0.17	0.92	0.97
Сумма	100.30	100.51			100.37				

Примечание. I и II — соответственно аркоз и слюдистый полевошпатовый кварциты из основания ритма с северного берега Ладожского озера (аналитик Н. Д. Малькова); III и IV — песчаник первого элемента ритма крымского флиша (Логвиненко, 1954); V—VII — соответственно биотитовый, ставролитовый и порфиобластический сланцы из кровли ритма с северного берега Ладожского озера (аналитик Н. Д. Малькова); VIII и IX — алевролиты и аргиллиты верхнего элемента ритма крымского флиша (Логвиненко, 1954).

Указанные примеры из докембрия представлены терригенными двухкомпонентными ритмично-слоистыми отложениями флишевого типа и, возможно, являются наиболее характерными для докембрийского осадконакопления такого рода. Вместе с тем нет никакого основания считать, что среди докембрийских образований нельзя встретить такого же типа толщ, содержащих также карбонатный компонент, как и во многих флишевых толщах альпийского и герцинского возраста. Признаки первичных карбонатных пород в этих толщах известны в Приладожье и Канаде. В первом случае они представлены пироксено-амфиболо-карбонатными скарноидами, природа которых пока недостаточно изучена.

В настоящей краткой заметке не приведены другие важные стороны изучения геологии ладожской терригенной толщи, вытекающие из детального исследования ее ритмичного строения.

Описанный пример помимо значения, которое он имеет для выяснения геологических особенностей Северного Приладожья, еще раз показывает возможность и целесообразность применения детальных методов осадочной геологии к изучению докембрийских, даже высокометаморфизованных отложений, для восстановления их первичного характера, строения толщ и, наконец, выяснения условий древнейшего осадконакопления.

#### ЛИТЕРАТУРА

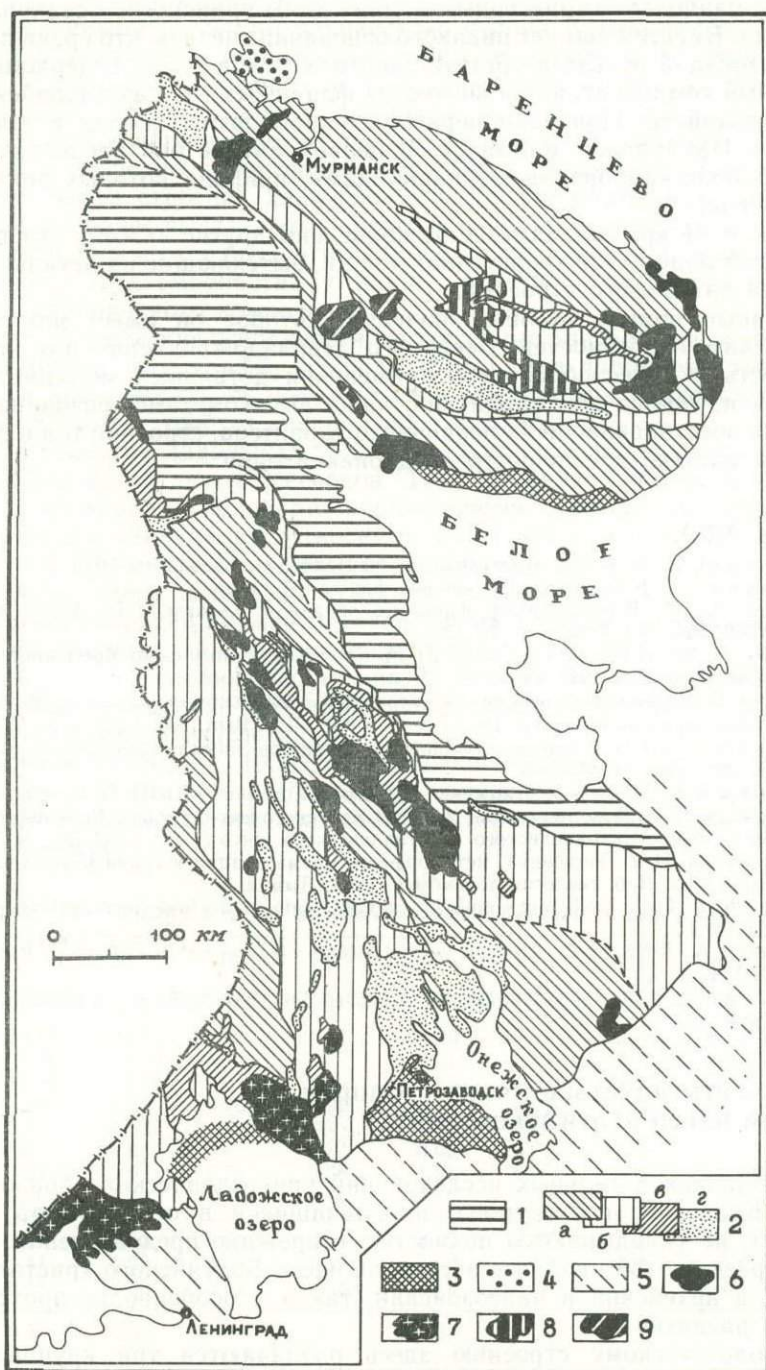
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Петрозаводск, 1948.  
Вассоевич Н. Б. Условие образования флиша. М., 1951.  
Келлер Б. М. Верхнемеловой флиш на западном Кавказе // Тр. Ин-та геолог. наук АН СССР. 1940. Вып. 42. Геол. сер. № 12.  
Келлер Б. М., Пушаровский Ю. М. Каменноугольный флиш бассейна р. Сакмары // Изв. АН СССР. Геол. сер. 1945. № 6.  
Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на южном Урале и сходные с ней образования // Тр. Ин-та геол. наук. 1949. Вып. 104. Геол. сер. № 34.  
Логвиненко Н. В. К вопросу о флишевом характере свиты таврических сланцев Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1954. № 6.  
Осипова А. И. Флишевые отложения р. Юрюзани // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1945. № 3—4.  
Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии, или наиболее восточной части Фенно-Скандинавского кристаллического щита // Тр. XVII сес. МГК. М., 1939.  
Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, магматизация и гранитизация пород ладожской формации // Тр. Лаб. геологии докембрия. 1954. Вып. 4.  
Pettijohn F. J. Early pre-Cambrian varved slate in northwestern Ontario // Bul. Geol. Soc. Am. 1936. N 47.  
Simonen A., Koppo O. Archean varved schists of Tampere in Finland // Bul. Com. Geol. Finl. 1951. N 154.  
Wegman C. E. Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finland // Bul. Com. Geol. Finl. 1929. N 87.

#### ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ДОЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА<sup>1</sup>

Данные широких детальных исследований кристаллических образований Карелии и Кольского полуострова, проводившихся в основном за последние 10—15 лет, не укладываются полностью в прежние представления о геологическом строении этой наиболее восточной части Балтийского кристаллического щита как в архейский и палеозойский, так и в особенности протерозойский этапы его развития.

По геологическому строению здесь различаются три крупных региона (рис. 2): Центральный Беломорский, представляющий собой область архейских

<sup>1</sup> Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири. М.; Л., 1960. С. 68—74. (Тр. Лаб. геологии докембрия; Вып. 9).



складчатых структур (беломорид), и ограничивающие его с северо-востока Кольский и с юго-запада Карельский, которые составляют область протерозойских (карельских) складчатых структур (карелид).

Центральный регион, протянувшийся вдоль западного берега Белого моря и далее на северо-запад до границ с Финской Лапландией, сложен почти исключительно архейскими супракрустальными и интрузивными образованиями. Выделенные в беломорскую серию, эти образования данного региона подразделяются на нижнюю толщу биотитовых и частью амфиболитовых гнейсов и амфиболитов, интенсивно гранитизированных и превращенных в гранитогнейсы, среднюю толщу амфиболо-гранатовых и биотитовых гнейсов и амфиболитов, местами сильно гранитизированных, и верхнюю толщу биотитовых, биотитогранато-кианитовых и двуслюдяных гнейсов, частью сланцев.

Породы беломорской серии, первоначально представлявшие собой типичные геосинклинальные осадочно-вулканогенные (нижняя и верхняя толщи) и терригенные песчано-глинистые (верхняя толща) образования, претерпели глубокий региональный метаморфизм (амфиболитовая и гранулитовая фации) и ультраметаморфизм (гранитизация) вследствие интенсивных тектонических процессов и интрузивного магматизма в архейское время. . .

Созданные в результате архейской складчатости горные сооружения (беломориды) имеют общее северо-западное простирание при преобладающем, но изменчивом падении на северо-восток. На фоне этой общей структуры имеются более мелкие складчатые структуры северо-восточного простирания с опрокидыванием осевых плоскостей в северной части на юго-восток, в южной — на северо-восток. Архейские образования Беломорского региона слагают часть обширного синклиория, закончившего свое развитие в допротерозойское время и в последующую карельскую складчатость являвшегося крупным жестким срединным массивом (Беломорский блок).

Архейские супракрустальные образования известны в Кольском и Карельском регионах, где они обнажаются в глубоко эродированных структурах карелид. Более полно они сохранились в Кольском регионе, где выделяются под названием кольской серии. В последней различаются толща преобладающих биотито-гранатовых гнейсов, содержащих высокоглиноземистые минералы (силлиманит, ставролит, кордиерит), и толща биотитовых гнейсов; возрастные соотношения этих толщ пока не вполне ясны. В Карельском регионе архейские гнейсы, в значительной мере уничтоженные, встречаются лишь в виде реликтов среди более молодых архейских и протерозойских гранитов и их мигматитов.

Протерозойские образования, распространенные в Кольском и Карельском регионах, в настоящее время подразделяются на три подгруппы: нижнюю, сред-

Рис. 2. Схема строения восточной части Балтийского щита.

1 — область архейских складчатых структур (беломориды), сложенных архейскими супракрустальными породами (беломорский комплекс), смятыми в сложные складки и прорванными интрузиями архея и частью протерозоя; 2 (а—г) — область карельских (протерозойских) складчатых структур: а—в — раннекарельской (нижнепротерозойской) складчатости (ранние карелиды); г — позднекарельской (среднепротерозойской) складчатости (поздние карелиды) (а — антиклинальные поднятия — антиклинории, в которых выступают главным образом сложноскладчатые, в значительной мере реоморфизованные архейские гнейсы и гранитоиды, прорванные протерозойскими интрузиями; б — синклинальные зоны, или синклинии, в которых выступают сложноскладчатые нижнепротерозойские супракрустальные образования и частью реоморфизованный архейский фундамент, прорванные протерозойскими интрузиями и составляющие в основном нижний структурный ярус карельской складчатости; в — выделение в пределах синклиниев крупные области распространения молодых нижнепротерозойских осадочных и вулканогенных пород, составляющих средний структурный ярус карельской складчатости; г — среднепротерозойские отложения, смятые в пологие мулды и грабенообразные синклинали, прорванные основными интрузиями и составляющие верхний структурный ярус карельской складчатости); 3 — верхнепротерозойские (нотийские) отложения и частью пластовые интрузии габбро-диабазов, выполняющие пологие впадины (синеклизы); 4 — гиперборейские отложения северной окраины Балтийского щита (краевой прогиб); 5 — нижне- и среднепалеозойские отложения Русской платформы (недислоцированные); 6 — раннекарельские (нижнепротерозойские) гранитоиды, частью мигматиты (за исключением нерасчлененных архейских и протерозойских гранитоидов); 7 — верхнепротерозойские граниты-рапакивы; 8 — щелочные граниты нижнепротерозойского (?) возраста; 9 — нефелиновые сиениты и щелочные габброиды герцинского возраста.

ную и верхнюю, отражающие главные этапы протерозойской геологической истории данной территории.

В нижнем протерозое участвуют разнообразные по литологии метаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные толщи. Они сохранились главным образом в крупных складчато-синклинальных (синклинорных) зонах общего северо-западного простирания в Карелии и запад-северо-западного простирания на Кольском полуострове. В разделяющих эти зоны антиклинальных поднятиях, почти лишенных нижнепротерозойских покровных пород, выступают архейские граниты и частично гнейсы и протерозойские интрузивные породы.

В нижнем протерозое выделяются и более древние супракрустальные серии, сложенные основными (большей частью спилитовыми) экструзивами, лептитами и лептит-порфирами, различными слюдяными, филлитовыми, талькохлоритовыми и другими сланцами, частью гнейсами, параамфиболитами и магнетитовыми кварцитами (гимольская, парандовская, тундровая серии), и одновозрастные с ними серии высокоглиноземистых (гранатовых, кианитовых, ставролитовых и др.) гнейсов и сланцев с подчиненными основными эффузивами и амфиболитами (кейвская, тикшеозерская). Эти серии, имея в основании базальные конгломераты, залегают несогласно на архейских породах (Западная и Восточная Карелия, центральная часть Кольского полуострова) и в свою очередь перекрываются более молодыми образованиями нижнего протерозоя (рис. 2).

В нижнем протерозое Карельского региона устанавливается более молодая, чем вышеописанные, существенно вулканогенная серия, получившая в восточной Карелии название тунгудской. Она сложена основными эффузивами и связанными с ними зелеными сланцами, кислыми туфами и туфобрекчиями, кварцевыми порфирами (частью жильными) и подчиненными им парасланцами, кварцитами, аркозами, реже конгломератами. Эта серия в Западной Карелии с отчетливым угловым несогласием залегает на более ранних нижнепротерозойских образованиях, тогда как в Восточной и Южной Карелии она без видимого несогласия или с локальным несогласием сменяет их в разрезе.

К верхам нижнего протерозоя в Юго-Западной Карелии относится ладожская серия ритмично слоистых слюдяных, андалузитовых, гранатовых, ставролитовых и кордиеритовых сланцев и кварцитов. Однако некоторыми исследователями эта серия считается более молодой — среднепротерозойской. С ней, вероятно, следует параллелизовать верхнюю сланцевую толщу кейвской серии на Кольском полуострове, состоящую из кианитовых (реже силлиманитовых), ставролитовых и гранатомусковитовых сланцев и частью кварцитов, карбонатов и основных эффузивов. Ладожские и кейвские породы по своему строению и геологическому положению напоминают флишевые образования более поздних геосинклиналей.

Нижнепротерозойские осадочные и вулканогенные серии прорваны интрузиями глубинных магматических пород. Более ранние из них, связанные с разными фазами раннекарельской (нижнепротерозойской) складчатости, представлены основными, ультраосновными, средними и гранитоидными породами. В связи с поздними фазами раннекарельской складчатости проявились широко развитые мигматитобразующие микроклиновые граниты. Подчиненное значение в это время имели интрузии основного и среднего состава. Наиболее поздними являются трещинные интрузии микроклиновых (частью микроклино-ортоклазовых) гранитов. Вероятно, к позднейшим глубинным кислым породам нижнего протерозоя относятся щелочные граниты центрального водораздела Кольского полуострова, которые обычно считались условно палеозойскими.

Охватившая нижнепротерозойские покровные образования раннекарельская (нижнепротерозойская) складчатость смяла их в крутые, большей частью сжатые изоклинальные складки, нередко опрокинутые в сторону соседних под-

нятий. При этом то в большей, то в меньшей степени в складчатость вовлекалось и реоморфизовалось более древнее кристаллическое основание, выступающее на дневную поверхность в крупных антиклинальных структурах. В результате раннекарельской складчатости возникли мощные складчато-синклинальные и антиклинальные зоны, протянувшиеся через всю область карельских складчатых структур (Кольский и Карельский регионы) и определившие основные черты тектонического строения складчатых сооружений ранних карелид.

Намечается два крупных этапа развития раннекарельской складчатости. Первый этап (ранние фазы) охватил лишь более древние супракрустальные серии нижнего протерозоя. При этом наиболее интенсивно этот этап проявился в Западной Карелии, где более молодые нижнепротерозойские толщи (см. тунгудскую серию) залегают резко несогласно на породах ранних серий, тогда как в других зонах ранних карелид эти первые фазы проявились слабо, лишь местами создавая более устойчивые складчатые структуры, которые обусловили локальные структурные несогласия с перекрывающими их породами верхов нижнего протерозоя. Вторым этапом представлял собой главную фазу раннекарельской складчатости, охватившую всю карельскую геосинклиналь и приведшую к ее полному замыканию.

Таким образом, нижний протерозой в Карельском и Кольском регионах представлял собой период интенсивного геосинклинального осадконакопления, который начался отложением мощных осадочных и осадочно-вулканогенных пород с образованием характерных спилито-кератофиристо-сланцевых и кремнисто-железистых толщ, главным образом во внутренних зонах карельской геосинклинальной области, и закончился накоплением существенно терригенных флишевого типа толщ в ее окраинных зонах.

Раннекарельская складчатость и сопровождавший ее интрузивный магматизм превратили нижнепротерозойские покровные толщи в сильно складчатые глубоко метаморфизованные (зеленосланцевая и амфиболитовая фации) кристаллические образования и вызвали интенсивные процессы гранитизации и реоморфизма в подстилающем их архейском основании.

Средний протерозой имеет относительно ограниченное распространение в пределах Карельского и Кольского регионов. В Карельском регионе в низах он сложен сариолийскими образованиями: плохо отсортированными и плохо окатанными конгломератами, аркозами и граувакковыми песчаниками, с угловым несогласием залегающими на нижнепротерозойских и более древних породах. Следующие за ними более молодые ятулийские образования представлены в Центральной Карелии сегозерской серией аркозов, кварцитопесчаников, кварцевых конгломератов и кварцитов с подчиненными глинистыми сланцами и карбонатными породами. В основании серии нередко выходят базальные сланцы (кора выветривания). В Южной Карелии вместо сегозерской развита онежская серия кварцито-песчаников, кварцевых конгломератов, карбонатных пород, глинистых, кремнистых и шунгитовых сланцев и также с базальными сланцами в ее основании. Подчиненную роль в их составе играют диабазовые эффузивы и гипабиссальные интрузии.

В верхах среднего протерозоя выделяется локально распространенная (Южная и Восточная Карелия) вулканогенная суйсарская серия, состоящая из пикритов, диабазов, туфов и туфобрекчий и частью глинистых и кремнистых сланцев.

Интрузивный магматизм среднего протерозоя проявился только в виде основных, реже ультраосновных гипабиссальных интрузий.

Среднепротерозойские осадочные и вулканогенные образования характеризуются низкой степенью метаморфизма и пологими складчатыми структурами большей частью типа наложенных мульд, вытянутыми в северо-западном направлении (поздние карелиды). Только в отдельных узких зонах разломов

залегание их крутое, даже опрокинутое. Местами такие разломы (сбросы, взбросы) определяют иной, характерный тип структур поздних карелид, представляющих собой относительно узкие, вытянутые, асимметричные и грабенообразные синклинали.

Средний протерозой Карельского региона составляет заключительный этап (детраكتивную фазу) развития карельской геосинклинали с характерными для этого этапа осадконакоплением, магматизмом и складчатостью. Сариолийские образования, как и сегозерские отложения ятулия, представляют собой главным образом первично континентальные осадки, возникшие в межгорных прогибах и напоминающие ранние (внутренние) молассы карелид (особенно сариолийские породы). Онежская серия ятулия характеризуется отложениями внутренних впадин, образовавшихся в мелководных бассейнах, частью имевших лагунный характер.

Аналогичные среднепротерозойские образования известны в южной половине Кольского полуострова, где они выделяются под названием варзугской серии. В западной же части Кольского региона к среднему протерозою несколько условно отнесена печенгская серия, которая по своей литологии напоминает варзугскую серию, но отличается значительной мощностью и огромным преобладанием основных эффузивов над осадочными породами, свидетельствующими о глубоком погружении и одновременном сильном вулканизме в этой зоне.

К верхнему протерозою относятся иотнийские и гиперборейские (?) серии, сохранившиеся в окраинных частях Балтийского щита в Карелии и на Кольском полуострове.

Иотнийские отложения более полно развиты в Южной Карелии, где преобладающие серые, темно-серые и пестроцветные кварцитопесчаники, алевролиты, частью глинистые сланцы и базальные кварцевые и полимиктовые конгломераты вверх сменяются розовыми и малиновыми кварцитами. Они слагают пологие впадины типа платформенных синеклиз.

Несколько более ранними образованиями считаются основные и кислые эффузивы и подстилающие их конгломераты о-ва Суйсари (Хогланд) и прорывающие их граниты рапакиви.

Иотнийские красноцветные и пестроцветные песчаники представляют собой платформенные отложения — поздние молассы карелид.

Гиперборейская серия северной окраины Кольского полуострова считается несомненно древнее кембрия и поэтому рассматривается в верхах верхнего протерозоя. Она характеризуется относительно полого залегающими мощными терригенными отложениями. Значительная мощность и литология этих отложений позволяют отнести их к геосинклинальным образованиям (краевого прогиба?), большая часть которых в пределах Баренцева моря залегает вне Кольского полуострова.

Более молодые, дочетвертичные магматические и осадочные образования на территории рассматриваемой части Балтийского щита относятся к палеозойскому возрасту.

Наиболее ранними из них являются центрального типа сложные платформенные интрузии ультраосновных, щелочных и карбонатных пород (массивы Еноковдора, Вуориярви, Африканда и др.). По определениям абсолютного возраста (340—385 млн лет) они отнесены к каледонскому циклу. Эти интрузии, по-видимому, приурочены к зоне мощных расколов почти широтного простираения на стыке Кольского полуострова с Карелией.

Ближкие к ним по типу платформенные интрузии Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров) и Елетьозеро (Карелия), сложенные ультраосновными и основными породами, щелочными сиенитами и гранитами, возможно, являются более древними (протерозойскими), судя по величине абсолютного возраста в 1670 млн лет.

В центральной части Кольского полуострова (Ловозеро, Контозеро) из-

вестны небольшие реликты палеозойских осадочных и вулканогенных пород, выделенных в ловозерскую свиту. К ней относят песчаники, кварциты, глинистые сланцы, доломиты, роговики и основные эффузивы, которым по встреченным в них остаткам флоры (Ловозеро) приписывают девонский возраст.

Более молодыми являются центрального типа платформенные интрузии нефелиновых сиенитов Хибин и Ловозера в центральной части Кольского полуострова. По наличию в них ксенолитов ловозерской свиты девона и величине определенного для этих интрузий абсолютного возраста в 270—285 млн лет они относятся к герцинскому циклу.

Кроме того, палеозойской считается дайковая формация габбро-диабазов, приуроченная к системе краевых расколов на северной окраине Кольского полуострова.

На востоке и юге кристаллические образования Балтийского щита полого уходят под горизонтально залегающий чехол Русской платформы.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЯТУЛИЯ КАРЕЛИИ<sup>1</sup>

### Введение

В изучении геологии ятулия Карелии к настоящему времени достигнуты значительные успехи. Получены и с разной полнотой освещены в литературе новые данные по стратиграфии, литологии и палеогеографии его отложений. Однако описание тектонических структур ятулия, по которым накоплен большой фактический материал, заметно отстает. . .

Общепринятым является мнение, что ятулийские отложения Карелии смяты в пологие нормальные складки, которые еще Вегманом (Wegmann, 1928) рассматривались как структуры юрского типа в области форлянда собственно орогенной зоны карелид, обрамлявшей жесткую гнейсогранитную глыбу Карелии с юго-запада и запада. Х. Вяйринен (1939) также отнес ятулийские складки Карелии к образованиям форлянда карельского орогена, дав им название онегид. Другие исследователи отмечали субгеосинклинальный характер этих структур и рассматривали их как образования орогена без геосинклинальной подготовки (Гилярова, 1949), как остаточные геосинклинали (Соколов, 1958) и т. д.

### Описание структур

#### Общие замечания и терминология

Отложения среднего протерозоя, слагающие верхний структурный ярус карелид, являют собой геологический переход от геосинклинали к платформе. Это промежуточное, переходное положение (и состояние) сказалось на облике как геологических формаций, так и созданных в этот период тектонических структур. Структуры поздних карелид в общем повторяют направления раннекарельских структур и приурочены исключительно к области карельской геосинклинали, тогда как отдельные ятулийские структуры, взятые сами по себе, отличаются своим покровным характером, автономностью внутреннего строения и, как следствие этого, угловым и азимутальным несогласием с раннекарельскими структурами. Одна и та же структура при этом несогласно перекрывает самые различные образования нижнего протерозоя и архея. Таким образом, ятулий-

<sup>1</sup> Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961. С. 43—57. (Совместно с Ю. И. Лазаревым).

ские структуры, сохраняя (наследуя) основные структурные направления ранних карелид, являются структурами наложенными (рис. 3—6).

При первом же знакомстве с характером площадного распространения и строения ятулийских (и других среднепротерозойских) отложений замечается сочетание неправильно-овальных, более или менее изометричных площадей, имеющих обычно сложное (в целом синклинальное) строение, и узких, вытянутых на десятки километров полос шириной всего в 1—5 км, нередко представляющих собой моносинклинали (рис. 6).

Разнообразие и сложные комбинации структурно-морфологических типов затрудняют их классификацию и терминологию. Однако близкое сходство ятулийских структур Карелии с наиболее изученными позднекаледонскими — герцинскими наложенными структурами Казахстана (Богданов, 1948; Сапожников, 1948; Шатский, 1938) позволяет воспользоваться закрепившимися за ними терминами для обозначения тех древнейших тектонических образований. Чтобы подчеркнуть некоторые основные различия рассматриваемых структур, среди них выделяются две главные группы: наложенные мульды и наложенные синклинали. И все же разнообразие форм в пределах групп усложняет строгое применение отдельных понятий и классификацию структур.

### Н а л о ж е н н ы е м у л ь д ы

Ятулийские структуры Карелии, выделяемые под названием наложенных мульд, представляют собой неправильно-овальные, более или менее изометричные в плане синклинальные структуры, как правило, состоящие из серии относительно пологих складок. Более крутые, почти вертикальные углы падения встречаются вдоль более поздних разрывных нарушений.

Наиболее простое строение устанавливается для Сегозерской, Суоярвской и Туломозерской мульды.

Сегозерская мульда (рис. 3) сложена породами сегозерской серии ятулия, которые узкой полосой окаймляют оз. Сегозеро, грубо повторяя изгибы его береговой линии. Ятулийские кварцитопесчаники с включенными в них телами метадиабазов резко несогласно перекрывают круто, почти вертикально залегающие филлиты, зеленые сланцы и граниты нижнего протерозоя.

Простираение кварцитопесчаников подчиняется общему контуру их развития, падение спокойное под углом 25—45°, повсеместно в сторону озера. Таким образом, породы моноклинально падают к центру мульды, занятому озером. Мульда одинаково спокойно перекрывает различные образования нижнего протерозоя. Только на восточном берегу озера пологое падение сменяется крутым, составляющим 80° на запад, а на островах северо-восточной части озера простираение пород резко изменчивое. Исследования, проведенные О. А. Рийконен (1960), показали, что эти явления обязаны многочисленным сбросам и разрывам, приуроченным к единой и, как будет видно ниже, протяженной зоне нарушений, косо секущей восточную и северо-восточную части мульды. Центральная часть мульды закрыта озером и не изучена. Только в северной ее части, переходной к Елмозерской синклинали, наблюдается ряд небольших округлых эрозионных окон, в которых выступают подстилающие ятулий образования.

Более сложно построены Суоярвская и Туломозерская мульды в Южной Карелии, в течение ряда лет изучавшиеся сотрудниками СЗГУ (О. Н. Анищенкова, Е. П. Молоткова, А. М. Савина и др.) и Карельского филиала АН СССР (В. А. Соколов). В своем современном виде эти мульды представляют части примерно вдвое больших структур. В результате перемещений по крупным тектоническим нарушениям в Суоярвской мульде уничтожена южная часть, а в Туломозерской почти нацело срезано западное крыло и южное замыкание. Сохранившиеся части мульды, залегающая на гранитах, имеют сравнительно

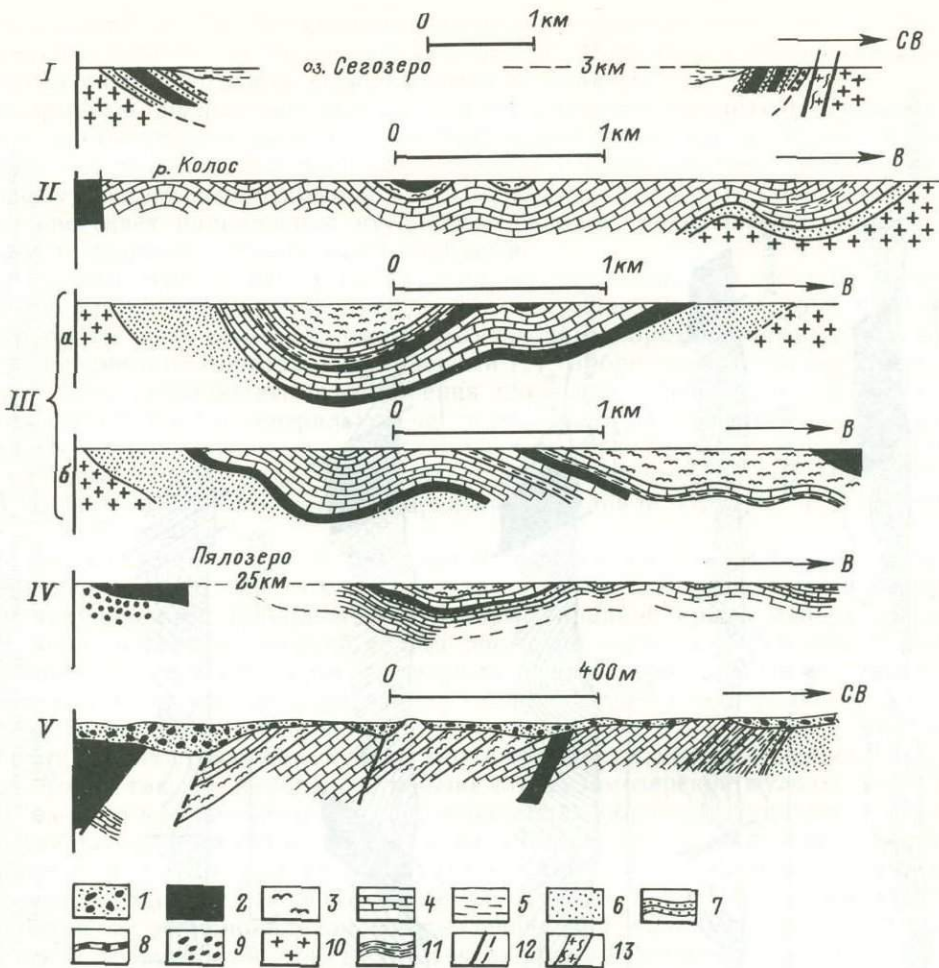


Рис. 3. Разрезы ятулийских структур Карелии.

I — юго-восточная часть Сегозерской мульды, по данным О. А. Рийконен; II — восточное крыло Туломозерской мульды, по данным О. Н. Анищевой, Е. П. Молотковой, В. А. Соколова; III — Суоярвская мульда, по данным А. М. Савиной, В. А. Соколова (а — северное окончание, б — западное крыло центральной части); IV — западное крыло Онежской мульды, по данным В. В. Яковлевой; V — Янисъярвская мульда, по данным Л. Н. Потрубевич, В. А. Соколова, Н. Ф. Демидова.

1 — четвертичные отложения; 2 — габбро-диабазы и метадиабазы; 3 — филлитовидные шунгитоносные сланцы с прослоями карбонатных пород; 4 — карбонатные породы с прослоями сланцев и песчаников; 5 — песчано-глинистые и глинистые сланцы; 6 — нерасчлененная кварцито-песчаниковая толща; 7 — сливные кварциты; 8 — кварцито-песчаники, слюдястые и полевошпатовые песчаники; 9 — кора выветривания; 10 — сариолийские гранитные и полимиктовые конгломераты; 11 — граниты основания; 12 — супра-крустальные образования нижнего протерозоя; 13 — сбросы установленные и предполагаемые; 14 — зоны дробления и мylonитизации.

небольшие размеры (около 100 км<sup>2</sup>) и обнаруживают погружение осей к югу.

Породы онежской серии, слагающие указанные мульды (рис. 3, II, III, а, б), собраны в пологие складки с преобладанием площадей синклиналей. Падения крыльев складок составляют 25—50°, местами доходя до 70°. Такое крутое падение устанавливается в западном крыле Суоярвской мульды при переходе к ее центральной, наиболее погруженной части; в центральной же части падение снова пологое. Это свидетельствует о наличии здесь флексуобразного перегиба, что подтверждается и данными бурения. Складки в плане не отли-

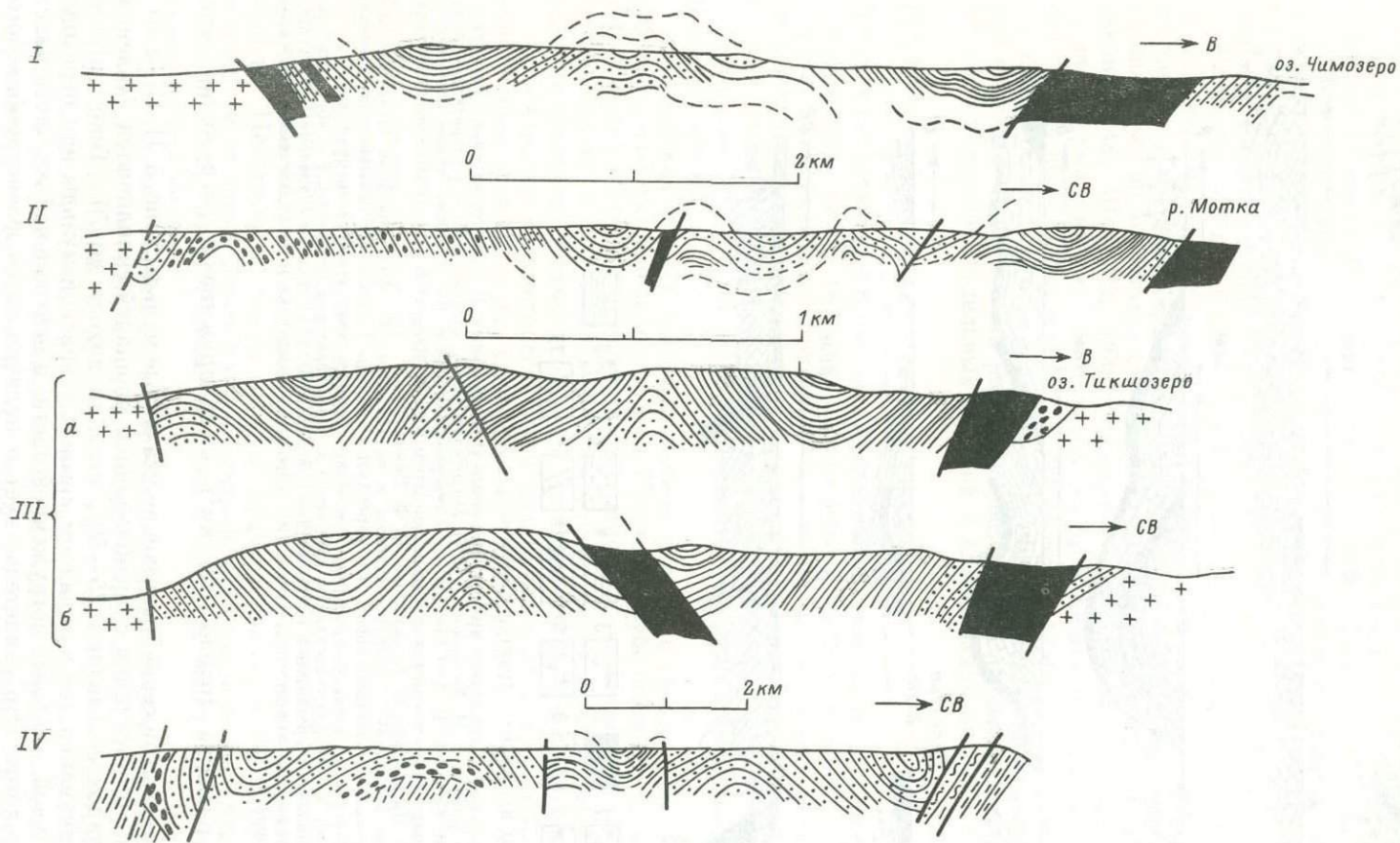


Рис. 4. Разрезы глыбово-складчатых структур Карелии.

I — западная часть Янгозерской мульды, по данным К. О. Кратца, Н. Ф. Демидова, В. М. Чернова; II — Лубосальская грабен-синклиналь, по данным К. О. Кратца, В. Я. Мейльбаум; III — Тикшозерский грабен, по данным М. М. Стенаря (а и б — соответственно по направлениям запад—восток и северо-восток); IV — Вотулминская структура восточнее оз. Кевятозера, по данным В. И. Робонена.  
Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 3.

чаются линейностью. Антиклинали отчетливо брахиформны, что особенно хорошо проявляется в Туломозерской мульде. Вследствие этого синклинали образуют сильные изгибы, пережимаются и ветвятся.

Разрывные дислокации, первая стадия развития которых в Суоярвской мульде намечается в виде крутой продольной флексуры, в Туломозерской мульде документируются крупным сбросом северо-западного направления, которому следует в центральной части мульды р. Колос. По сбросу, который косо пересекает направления ятулийских складок, развиты габбро-диабазы, контактирующие с карбонатными породами.

Онежская мульда (рис. 3, IV), расположенная в северной части Онежского озера, является наиболее крупной из рассматриваемых структур в Карелии. Центральная часть мульды занята вулканическими образованиями суйсарского отдела среднего протерозоя и ятулийскими (?) габбро-диабазами, перекрывающими сланцево-карбонатные отложения онежской серии ятулия. Последние местами выступают в центральной части мульды в ряде пунктов Заонежского п-ова и на островах Онежского озера. В послевоенные годы геологическое строение мульды в течение ряда лет изучалось сотрудниками СЗГУ (З. П. Громова, В. В. Яковлева, С. И. Зак и др.) и Карельского филиала АН СССР (О. А. Рийконен, В. А. Соколов).

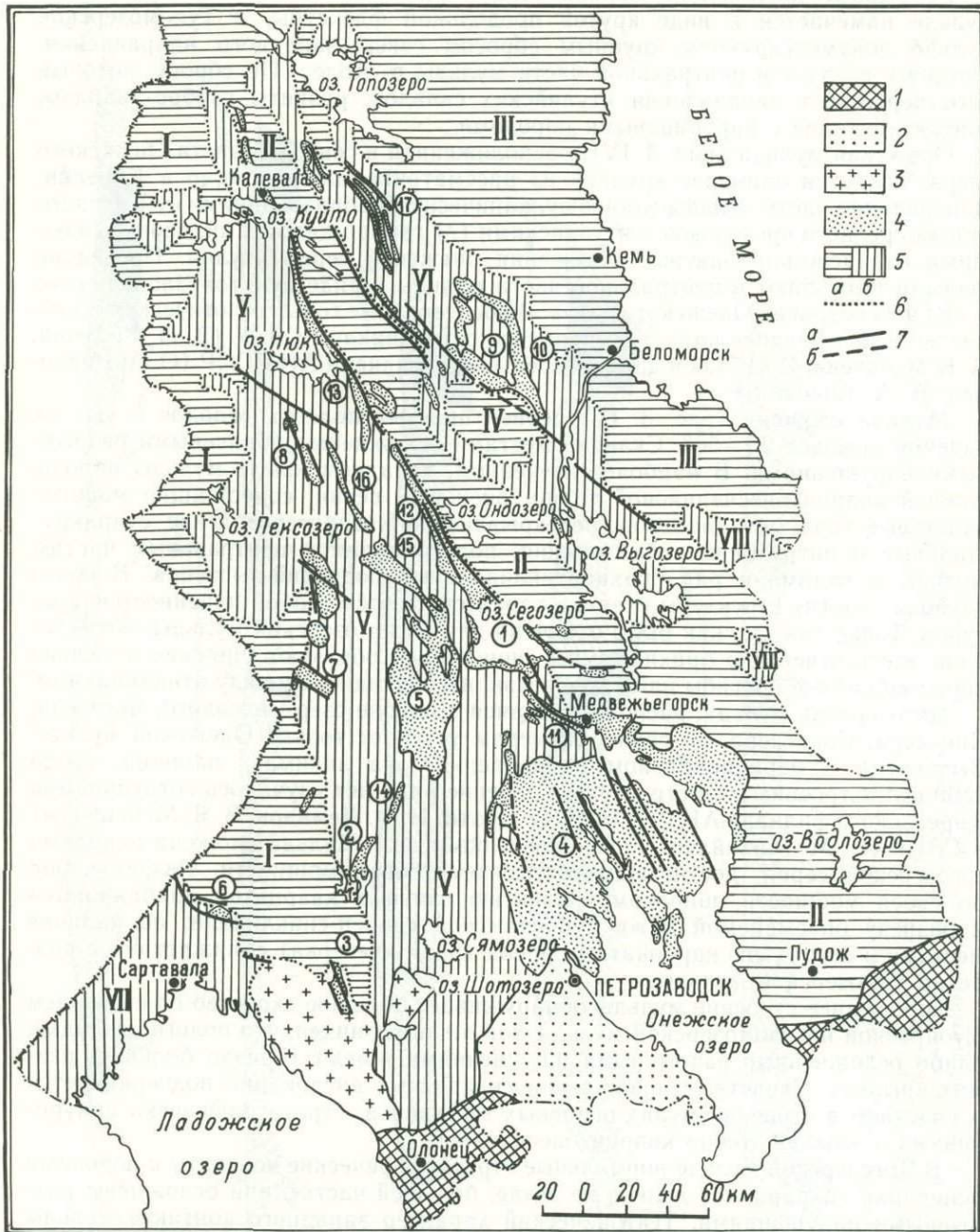
Мульда сложена (рис. 3, IV) серией простых пологих складок с углами падения крыльев 20—50°. Складки местами осложнены продольными разрывными нарушениями. В наиболее изученном, западном крыле мульды породы нижней кварцитопесчаниковой толщи онежской серии, содержащие мощные пластовые тела метадиабазов, перекрывают нижнепротерозойские супракрустальные и интрузивные образования, полого падая к центральным частям мульды и окаймляя ряд брахиантиклинальных поднятий-выступов. В более глубоких частях структуры складки характеризуются слабой линейностью контуров. Точно так же, как было отмечено для Туломозерской мульды, антиклинали здесь отчетливо брахиформны, синклинали образуют широкие и мелкие корытообразные прогибы или узкие ветви, изгибающиеся между атиклиналями.

Янгозерская мульда, располагающаяся в районе озер Селецкого, Янгозера, Чинозера, Совдозера, по своим размерам уступает только Онежской мульде. Вытянутая в меридиональном направлении, она занимает площадь около 1500 км<sup>2</sup>. Строение этой структуры в течение ряда лет изучалось сотрудниками Карельского филиала АН СССР (К. О. Кратц, Н. Ф. Демидов, В. Я. Мейльбаум) и СЗГУ (Е. М. Михайлюк, Г. П. Макеенко и др.). Мульда сложена породами сегозерской серии, достигающими тысячетровой мощности. Разрез пород по своей мощности, широкому развитию сливных кварцитов приближается к разрезу описываемой ниже лубосалмской грабен-синклинали, но наличие местами в верхах его карбонатных пород (р. Ломчезерка) сближает его с разрезом Сегозерской мульды.

Внутреннее строение мульды обнаруживает большое сходство со строением Суоярвской и Туломозерской мульды с той лишь разницей, что пологие складки, слабо осложненные разрывными нарушениями, имеют гораздо больший размах крыльев. Сходство в проявлении складчатых дислокаций подчеркивается и участием в строении мульды основных эффузивов, стратиграфически приуроченных к нижней толще кварцитопесчаников.

В Янгозерской мульде нормальные стратиграфические контакты с породами основания сохранились далеко не везде, большей частью они осложнены разрывными нарушениями. Тектонический характер западного контакта мульды (рис. 4, I) подчеркивается дайковым телом габбро-диабазов, хотя сохраняется довольно пологое налегание кварцитопесчаников на граниты и падение пород, залегающих в стратиграфической последовательности, к центру мульды.

Более сложное внутреннее строение имеет Янисъярвская мульда, сложенная онежской серией ятулия и располагающаяся в контактовой зоне архейских,



частью, возможно, нижнепротерозойских гранитов с ладожской «формацией». Северная и западная части мульды располагаются на гранитах, а южное крыло, вероятно, некогда перекрывавшее опрокинутые в сторону гранитов породы ладожской «формации», полностью уничтожено; единственным останком его, по нашему мнению, являются конгломераты Партанен. Между ладожской «формацией» и гнейсогранитами проходит крупная, круто падающая на юг нижнепротерозойская зона нарушений надвигового типа, возобновление движений по которой в ятулийское время обусловило развитие разломов в пределах мульды и тектонический характер ее южной границы с ладожской формацией. К этому же омоложенному древнему тектоническому шву приурочено крупное тело габбро-диабазов. Северная граница мульды (с гранитами) местами также является тектонической и проходит по крутому сбросу субпараллельно главной надвиговой зоне.

Ятулийские отложения, слагающие мульду, имеют весьма однообразное падение на юг под углом 45—55°. Только в краевых частях кварцитопесчаники полого перекрывают гнейсограниты, падая к центральным частям структуры под углами 15—30°. Наблюдаемое же местами удвоение слоев карбонатно-сланцевых пород, заполняющих центральную часть мульды, своим происхождением обязано серии продольных взбросов, сопряженных с главной тектонической зоной и однообразно падающих на юг (рис. 3, V). Нарушения местами документируются дайками габбро-диабазов, а на поверхности к ним приурочены довольно резкие депрессии рельефа коренных пород, заполненные четвертичными отложениями.

Янисъярвская мульда наличием большого числа дизъюнктивных нарушений, приуроченностью к зоне древних нарушений напоминает грабен-синклинали (Лубосалмскую, Кумсинскую, Елмозерскую), описанные в группе наложенных синклиналей.

#### Наложённые синклинали

Структуры, которые авторы относят здесь к наложенным синклиналиям, довольно разнообразны по форме. Общим для них являются резко вытянутая линейная форма, общее синклинальное строение, усложненное продольными краевыми, а нередко и осевыми разломами. Имеющиеся структуры этой группы можно определить как грабенизированные синклинали, представляющие тектонические трюги-грабены, в которых ныне сохранились складчатые отложения ятулия. Среди них встречаются все переходы от структур, которые лучше всего характеризуются термином грабен-синклинали, до так называемых «приразломных» (или «шовных», «щелеобразных») синклиналей (Богданов, 1954). В результате движений по продольным разломам первоначально полого залегающие отложения претерпели интенсивные нарушения вдоль относительно узких зон. Это вызвало крутое, а нередко и опрокинутое залегание ятулийских толщ, их милонитизацию и т. д.

Рис. 5. Схема расположения ятулийских структур Карелии.

I—IV — антиклинальные поднятия (I — Восточно-Финляндский блок, II — Центрально-Карельское поднятие, III — Беломорский блок, IV — Тунгудская гранитная глыба); V—VIII — синклинозные зоны (V — Западно-Карельская, VI — Восточно-Карельская, VII — Восточно-Финляндская, VIII — синклинорий Ветреного пояса). *Арабские цифры в кружках* — ятулийские (среднепротерозойские) структуры: 1—6 — мульды (1 — Сегозерская, 2 — Суоярвская, 3 — Туломозерская, 4 — Онежская, 5 — Янгозерская, 6 — Янисъярвинская); 7—13 — глыбово-складчатые структуры (7 — Лубосалминская, 8 — Тикшеозерская, 9 — Вотулминская, 10 — Лехтинская, 11 — Кумсинская, 12 — Елмозерская, 13 — Чирка-Кемская); 14—16 — синклинали (14 — Костомукшская, 15 — Маслоозерская, 16 — Унозерская); 17 — «приразломные» грабен-синклинали Шомбозерского района.

1 — палеозойский осадочный чехол; 2 — верхнепротерозойские (иотнийские) отложения Прионежской впадины; 3 — граниты-рапакиви; 4 — среднепротерозойские (ятулийские) отложения; 5 — ранние карелиды (а и б — соответственно в антиклинальных и синклинальных зонах); 6 — границы основных структурных зон; 7 — важнейшие разломы (а — установленные, б — предполагаемые).

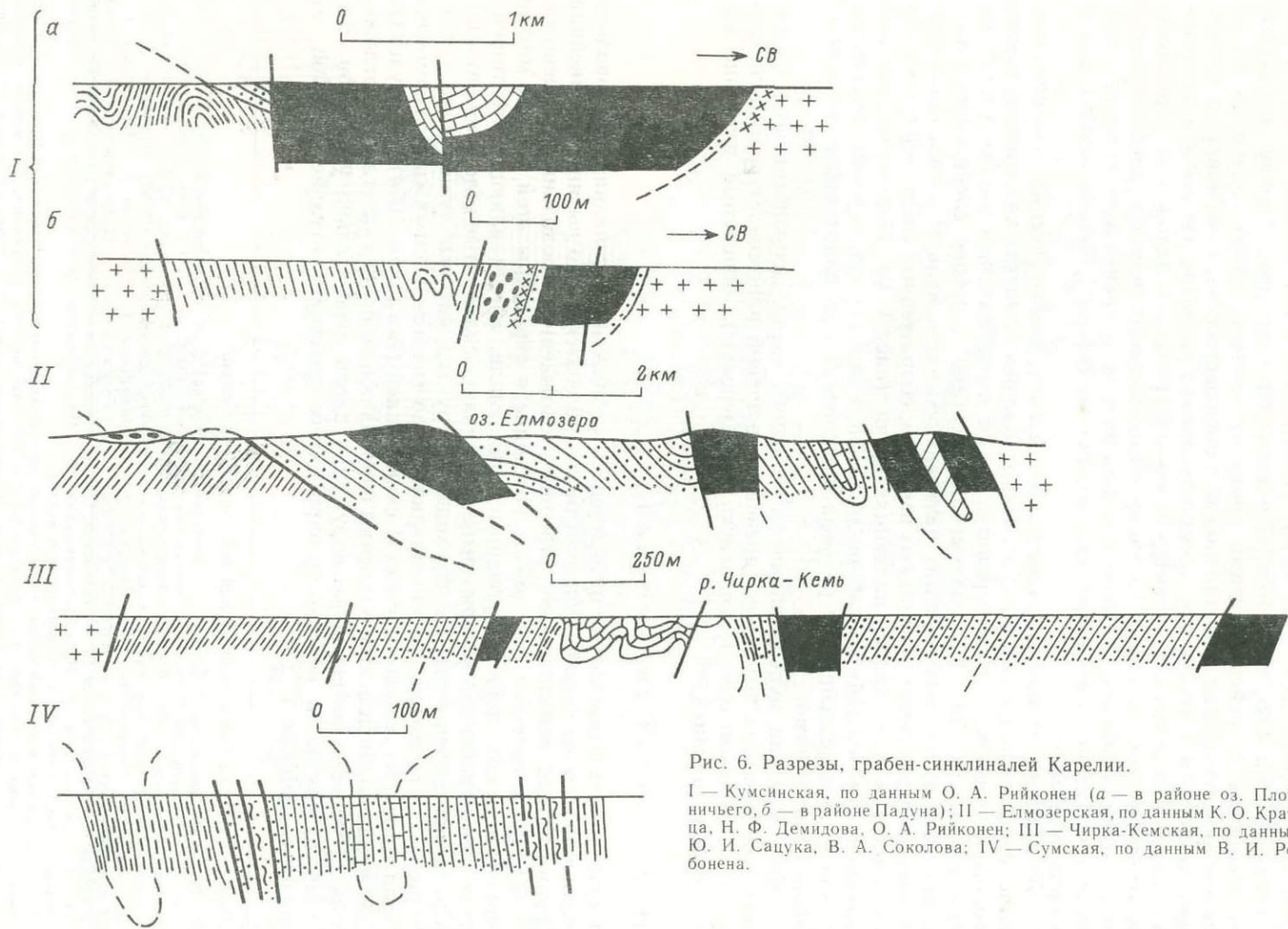


Рис. 6. Разрезы, грабен-синклиналей Карелии.

I — Кумсинская, по данным О. А. Рийконен (*a* — в районе оз. Плотничьего, *б* — в районе Падуна); II — Елмозерская, по данным К. О. Кратца, Н. Ф. Демидова, О. А. Рийконен; III — Чирка-Кемская, по данным Ю. И. Сацука, В. А. Соколова; IV — Сумская, по данным В. И. Робонена.

В ряде случаев в наложенных синклиналях устанавливаются черты описанных выше наложенных мульд, что свидетельствует о возникновении (частичном) наложенных синклиналей в результате движений по более поздним дизъюнктивным нарушениям на месте мульд или прогибов промежуточного типа.

Типичным примером таких структур является Лубосалмская наложенная структура, изученная К. О. Кратцем, В. М. Черновым и Н. Ф. Демидовым в 1952 г. Эта структура (рис. 4) располагается в окрестностях оз. Лубоярви среди поля архейских и нижнепротерозойских гранитов и имеет форму неправильного обрезанного овала, вытянутого на северо-запад. Она состоит из мощной (1600—1700 м) толщей кварцитопесчаников и кварцитов, которые вдоль северо-восточной и юго-западной сторон структуры имеют с окружающими гранитами тектонические контакты и, таким образом, слагают грабен. Нормальное налегание ятулийских отложений — через сариолийские базальные конгломераты — наблюдается (сохранилось) только в северо-западном и юго-восточном концах структуры. По внутреннему строению, составу и последовательности пород Лубосалмская структура сходна с Янгозерской мульдой (ср. разрезы на рис. 4), отличаясь от нее лишь более резко проявленными краевыми разломами, обусловившими милонитизацию и опрокидывание на северо-восток ятулийских отложений на юго-западном контакте. Кроме краевых наблюдаются продольные разломы в центральной части Лубосалмской структуры. Как те, так и другие частично заполнены дайками габбро-диабазов. Разломы пересекают и обрезают ятулийские складки. Таким образом, устанавливается, что грабен, в котором в Лубосалме сохранились ятулийские отложения, возник на месте бывшей мульды. Эту структуру в ее современном виде, применяя термин А. А. Богданова (1954), можно определить как грабен-синклиналь (или «грабен-мульду»). В этом отношении Лубосалмская структура со срезанными северо-восточным и юго-западным крыльями похожа на Янисъярвскую мульд со срезанными южным и частично северным крыльями, но отличается от нее более простым внутренним строением, обусловленным менее «разбитой» разломами структурой центральных частей.

Такого же рода грабен-синклиналь расположена в центральной части Карелии по западному берегу оз. Тикшеозера. Здесь узкая (шириной 3—4 км) полоса кварцитопесчаников и кварцитов видимой мощностью около 500 м протянулась с юго-востока на северо-запад на расстояние 20 км. Эта структура (рис. 4, III, а, б) представляет собой отчетливо выраженный грабен (К. О. Кратц, М. М. Стенарь), приуроченный к контактовой зоне мигматизированных гнейсогранитов архея и нижнепротерозойских отложений гимольской серии. От Лубосалмской грабен-синклинали эта структура отличается лишь еще большей вытянутостью, линейностью контуров и более простым внутренним строением. Сбросы, ограничивающие грабен, косо срезают складки. Наличие уже за пределами собственно грабена базальных сариолийских конгломератов в северо-восточном и юго-западном концах этой структуры свидетельствует об образовании грабена на месте первоначально более широкого поля среднепротерозойских отложений. Последние, по-видимому, простирались на северо-запад до оз. Большозера, о чем свидетельствуют развитые здесь сариолийские конгломераты и встречающиеся между ними и Тикшеозерским грабеном останцы ятулийских кварцитопесчаников.

К описанным выше структурам близко примыкают ятулийские структуры, развитые в пределах Шуезерского синклинория ранних карелид в Восточной Карелии. Здесь среднепротерозойские отложения слагают две узкие, линейные, слегка дугообразно изогнутые в плане структуры северо-западного простирания (северо-восточную — Лехтинскую и юго-западную — Вотулминскую), соединяющиеся на юго-востоке (рис. 5). Ятулийские кварцитопесчаниковые толщи Восточной Карелии отличаются отсутствием в их разрезе достоверно

установленных эффузивов основного состава, встречающихся среди отложенных сегозерского типа других районов Карелии.

Разрез Вотулминской структуры, проходящий, по данным В. И. Робонена (1958), в северо-восточном направлении несколько южнее оз. Кевязозеро (рис. 4, IV), показывает, что эта структура, ориентированная субширотно, имеет непростое, в целом синклинальное строение, осложненное рядом разрывных нарушений. Последние устанавливаются по протяженным зонам расланцевания и дробления пород, сочетающихся с резким увеличением падения слоистости. Зоны дробления в общем согласны простиранию пород. Однако в некоторых случаях они резко складки, особенно в местах их замыкания. Наиболее крупные нарушения приурочены к центральной и краевым частям структуры, вследствие чего первоначальные взаимоотношения среднепротерозойских пород с основанием замаскированы.

К грабен-синклиналям относится асимметричная Кумсинская структура, представляющая собой ответвление Онежской мульды в полосе г. Медвежьегорск — д. Покровское. Северо-восточное крыло этой синклинальной структуры (рис. 6, I, а, б), сложенной среднепротерозойскими отложениями сегозерского типа, имеет нормальное, пологое залегание, тогда как юго-западное крыло нарушено взбросом, вдоль которого оно опрокинута на северо-восток. Круто падающие осевые разломы еще более нарушают общее синклинальное строение этой структуры. Непосредственно к юго-западу здесь встречается еще ряд мелких пологих синклиналей, нередко с крутыми сброшенными крыльями. Основной особенностью Кумсинской синклинали является ее приуроченность к древней (нижнепротерозойской) зоне тектонических нарушений, о существовании которой свидетельствуют широко развитые по ее юго-западному контакту основные эффузивы нижнего протерозоя.

Елмозерская наложенная синклинали, обнаруживая большое сходство в строении с Кумсинской структурой, представляет собой северное ответвление от Сегозерской мульды. Сложенная мощной (800—1000 м) толщей кварцито-песчаников с венчающей разрез пачкой доломитов и известняков ятулия, она тяготеет к восточному тектоническому контакту супракрустальных толщ нижнего протерозоя с гранитами (рис. 6, II) и большей своей частью представляет единую синклинальную складку. Только в месте непосредственного сочленения с Сегозерской мульдой картируются два брахиантиклинальных поднятия, в ядре которых обнажаются граниты основания. Сбросы, осложняющие синклинали, унаследовали направления нарушений ранних карелид. Они сосредоточены в ее восточном крыле и имеют восточное, выполаживающееся к западу падение. Вследствие этого залегание пород восточного крыла крутое, частично даже опрокинута на запад, контакт с гранитами тектонический. В западном крыле, наоборот, падение пологое, составляет 20—30° в краевой части и возрастает до 40—50° по направлению к осевой части структуры.

По направлению к северо-западу на широте д. Ругозеро полоса ятулийских отложений Елмозерской синклинали резко сужается и переходит в «щелеобразную» приразломную синклинали, в которой кварцито-песчаники стоят на головах.

Еще большую роль играют сбросы севернее, в Чирка-Кемской наложенной синклинали (рис. 6, III). Изученная наиболее широкая южная часть этой структуры (Сацук, 1960) представляет собой сжатую и опрокинута на восток моносинклинали, ограниченную и разбитую системой продольных сбросов. Наиболее протяженные и резко выраженные нарушения, часть которых документирована зонами милонитизации и дайками габбро-диабазов, приурочены к контактам и центральной части структуры. Внутри блоков сохраняется, однако, стратиграфическая последовательность в направлении к осевой части структуры, где обнажаются карбонатные породы верхов разреза, смятые в небольшие сжатые складки. Такую узкую, протяженную, зажатую в зоне разломов

структуру следует относить к «приразломным» синклиналям, особенно характерным для Восточно-Карельской зоны карелид в районах оз. Шомбозера и ст. Надвоицы, где они как раз и имеют подобный облик — очень узких и очень протяженных полос, нередко идущих параллельно друг другу.

В общем плане направление наложенных синклиналей следует направлению тектонических структур нижнего протерозоя. Однако детальное картирование (Робонен, 1960) показывает, что среднепротерозойские структуры местами косо секут древние складчатые структуры. Залегание кварцитопесчаников в «приразломных» синклиналях Восточной Карелии обычно согласно залеганию непосредственно вмещающих пород нижнего протерозоя и представляется моноклиналильным. Однако изучение литологии и структурный анализ позволили В. И. Робонену установить, что на самом деле мы имеем здесь сильно сжатые (изоклиналильные) синклинали, причем каждая полоса (структура) чаще всего представляет собой одну складку, т. е. является моносинклиналью. С другой стороны, изучение контактов показало, что они повсеместно тектонические. Таким образом, мы имеем здесь дело с наложенными синклиналями, сохранившимися в протяженных «щелеобразных» зонах разрывных нарушений. Разрез (рис. 6, IV) через такую «щелеобразную» грабен-синклиналь, расположенную западнее ст. Кочкома в районе пос. Сумский, дает представление о характере их строения.

### Некоторые генетические особенности ятулийских структур

В заключение структурно-морфологической характеристики тектонических структур ятулия Карелии естественно поставить вопрос об условиях их возникновения. Хотя в этом вопросе многое еще недостаточно выяснено, имеющиеся данные позволяют наметить некоторые основные особенности их возникновения.

Первым в ряду важнейших задач является выяснение особенностей возникновения наложенных мульд. Интересный пример в этом отношении представляет собой Суоярвская мульда.

В. А. Соколов (1958, 1960) на основании изучения фаций и мощностей ятулийских отложений по ряду буровых профилей показал, что общее синклинальное строение Суоярвской мульды возникло во время самого осадконакопления в процессе преобладающего погружения существовавшей депрессии, иными словами — мульда по своему образованию является конседиментационной.

Тот же литолого-фациальный анализ позволил обнаружить наличие трех трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления в период отложения терригенно-карбонатной толщи, что свидетельствует о развитии на фоне общего погружения различного знака вертикальных колебательных движений меньшего порядка. Эти же данные показывают, что эти вертикальные колебательные движения различных знаков развивались в пределах Суоярвской мульды неравномерно и в какой-то мере вызвали образование складок в ятулийских отложениях. С другой стороны, складки могли формироваться и после осадконакопления под влиянием более поздних вертикальных движений такого же характера. Показательным в этом отношении является флексурный изгиб в западном крыле Суоярвской мульды, в зоне развития которого ятулийские отложения имеют необычно крутое, по сравнению с остальными частями мульды, падение под углом  $70^\circ$  на восток.

Аналогичные, хотя и немногочисленные данные позволяют предполагать в целом такой же «конседиментационный» характер Онежской мульды. Так, например, характерный для нее горизонт водорослевых доломитов, залегающий в верхней части третьего осадочного цикла онежской серии, на значительных площадях подстилается карбонатными породами, но на северном крыле структуры (дер. Ялгамка) он перекрывает кварцито-песчаники. По-видимому, ана-

логичные взаимоотношения имеют место в западном крыле (дер. Койкары) и северо-восточном крыле (г. Повенец и г. Медвежьегорск), где мощные кварцито-диабазовые толщи к центру мульды сменяются сланцево-диабазо-карбонатными толщами, в которых кварциты встречаются лишь в виде маломощных прослоев в основании двух нижних циклов (Соколов, 1958).

Подобных данных для других наложенных мульд недостаточно и только сходство их строения с более изученными структурами позволяет допустить аналогичное происхождение.

Еще более скудны данные по условиям осадконакопления и развития прогибов, на месте которых образовались наложенные синклинали. На основании общих черт верхнекарельских (сариолийских и ятулийских) отложений и их соотношений с образованиями нижнего карелия (нижнего протерозоя) первые были отнесены к образованиям межгорных прогибов (Кратц, 1955). В то же время наличие в основании ятулийских отложений некоторых наложенных синклиналей коры выветривания, тесная пространственная и геологическая связь этих структур с наложенными мульдами (рис. 6) позволяет сделать вывод о том, что прогибы, на месте которых позднее развились наложенные синклинали, заложилась и оформилась одновременно с наложенными мульдами.

Как уже видно из приведенного описания, разрывные нарушения играют большую роль в строении ятулийских структур и особенно в строении наложенных синклиналей.

Не вдаваясь в описание различных генераций ятулийских разрывных нарушений, остановимся на характеристике лишь некоторых их особенностей, помогающих понять историю формирования рассматриваемых структур.

Как уже отмечалось, вдоль разрывных дислокаций часто нарушается общее пологое залегание ятулийских отложений, которые приобретают крутые (до 70—80°) углы падения и иногда даже опрокинутое залегание. Отмеченный выше флексурный изгиб в западном крыле Суоярвской мульды, представляющий, очевидно, недоразвитую форму такого нарушения, показывает возможный способ возникновения сбросов и крутых углов падения вдоль них в окружающих породах.

В строении наложенных мульд роль разломов неоднозначна. Наряду с одиночными разломами, какие имеют место в Суоярвской, Сегозерской, Туломозерской и других мульдах, встречаются серии большей частью параллельных разломов, разбивающих мульду на ряд глыб, или чешуй. Так, например, в центральной части Онежской мульды серия вертикальных сбросов северо-западного направления (постсуйсарских) образует ряд узких чередующихся горстов и грабен. В Янисъярвской мульде, приуроченной к зоне древних разрывных нарушений по границе «лодожской формации» с гнейсо-гранитной областью, серия субширотных крутых надвигов образует ряд чешуй, последовательно надвинутых в направлении севера. В результате интенсивного проявления постскладчатых движений по разломам некоторые мульды (например, Лубосалмская) преобразованы в грабен-синклинали («грабен-мульды»).

Еще большую роль играют постскладчатые разрывные нарушения в строении наложенных синклиналей, которые все в той или иной степени «грабенизированы» и в современном виде представляют собой грабен-синклинали, грабены и «щелеобразные» синклинали. Характерной особенностью большинства описанных выше наложенных синклиналей является их приуроченность к крупным региональным зонам нижнепротерозойских нарушений, имеющих большей частью характер крутых надвигов. Так, например, Тикшеозерский грабен располагается в зоне тектонически осложненного контакта нижнепротерозойских (гимольских) сланцев с архейскими гнейсогранитами; Вотулминская структура приурочена к границе нижнепротерозойских вулканических толщ с Тунгудской гранитной глыбой. Елмозерская наложенная синклиналь и ее продолжение

в виде Чирка-Кемской грабен-синклинали располагаются вдоль древнего тектонического шва, разделяющего Западно-Карельскую складчато-синклинальную зону ранних карелид и центрально-карельское антиклинальное поднятие. Эта же сбросовая зона на юго-восточном протяжении ограничивает с востока Сегозерскую мульду. К протяженной зоне древних нарушений приурочена и асимметричная Кумсинская грабен-синклиналь. Такие соотношения перечисленных структур с зонами древних тектонических нарушений свидетельствуют о длительном развитии последних и большом влиянии, которое они оказали по крайней мере на эволюцию ятулийских наложенных структур.

Постскладчатые разрывные нарушения проявляются главным образом в виде краевых и осевых продольных разломов. Как правило, амплитуда смещения по разломам внутри мульд меньше, чем по краевым разломам. Особенно наглядный тому пример являет собой Янисъярвская мульда, которая вдоль краевых разломов опущена между ладожской формацией на юге и гнейсогранитами на севере, тогда как осевые разломы по величине вертикального смещения не выходят за пределы ятулийской толщи. Такое же явление устанавливается и для ряда наложенных структур, особенно для Лубосалмской, Тикшеозерской, Вотулминской и Чирка-Кемской.

Второе отличие краевых разломов от внутренних состоит в том, что последние, как правило, ограничиваются пределами ятулийских структур, тогда как краевые разломы обычно выступают как части протяженных зон региональных разрывных нарушений. Это устанавливается для южного крыла Янисъярвской, западного — Онежской, восточного — Сегозерской мульд и для перечисленных выше наложенных синклиналей, приуроченных к зонам древних нарушений.

Указанные особенности, по-видимому, обусловлены унаследованным от ранних карелид характером развития по крайней мере части краевых разломов. Очевидно также, что локальные осевые продольные нарушения, большей частью сопряженные с краевыми, возникли в связи с более интенсивными тектоническими движениями по омоложенным древним (большой частью краевым) разломам.

Следует остановиться еще на одной особенности проявления постскладчатых (постъятулийских) разрывных нарушений, которая хорошо прослеживается на примере Елмозерской наложенной синклинали. Последняя в более широкой, южной части залегает между нижнепротерозойскими сланцами на западе и гранитами на востоке и представляет собой грабен-синклиналь с краевыми (с востока) и осевыми сбросами. Здесь отчетливо сохраняются элементы исходных складчатых структур. В северной же части эта структура целиком располагается среди нижнепротерозойских сланцев. Здесь она резко сужается, ятулийские отложения сильно дислоцированы и стоят на головах, так что невозможно установить нормальной складчатой структуры. К таким узким зонам круто залегающих ятулийских отложений выше был условно применен термин «приразломные» («щелеобразные») синклинали. Аналогичное строение имеют ятулийские отложения Чирка-Кемской грабен-синклинали, там, где они располагаются среди нижнепротерозойских сланцев. Такое строение ятулийских отложений, располагающихся среди нижнепротерозойских сланцево-вулканических толщ, особенно характерно для Восточной Карелии, где они часто принимаются за кварцитовые пачки и горизонты, переслаивающиеся со столь же круто залегающими сланцами. Для целого ряда таких «кварцитовых горизонтов» в районах пос. Надвоицы и оз. Шомбозера В. И. Робонену (1958, 1960) удалось доказать их моносинклинальное строение, частью редуцированное зонами милонитизации и дробления по контактам с вмещающими более древними породами.

Обнаруживая непосредственные переходы в грабен-синклинали, «приразломные» синклинали отличаются от них главным образом тем, что приурочены

к зонам нарушений, располагающимся исключительно в пределах нижнепротерозойских сланцевых комплексов.

Резюмируя вышеизложенное, можно сказать, что наложенные мульды и наложенные синклинали представляют две вполне самостоятельные и равнозначные ветви наложенных структур переходного тектонического этапа. Эти структуры характеризуются тесной пространственной связью, одновременностью осадконакопления, геологическими переходами и сходством истории своего развития. Ятулийские структуры являются более сложными, чем это представлялось до сих пор, и не укладываются в обычно принятое представление о «пологоскладчатом ятулии». Если мнение о «юрском» типе складчатости ятулия основывалось, очевидно, на структуре «наложенных мульд», то «наложенные синклинали» по крайней мере частично можно было бы отнести к «германотипным» структурам, развивавшимся на складчатом нижекарельском (доятулийском) основании.

Не пытаясь распространять данную характеристику на ятулий всего Балтийского щита, можно уверенно сказать, что такие же ятулийские «наложенные» структуры развиты и за пределами Карелии.

## ЛИТЕРАТУРА

Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела // Тектоника СССР. М., 1948. Т. 1.

Богданов А. А. Тектоника западной части центрального Казахстана // Сов. геология. 1954. № 41.

Вайринен Х. О тектонике карельской зоны // Тр. 14-го Междунар. геол. конгресса. М., 1939. Т. 2.

Геология СССР. Т. 37. Карельская АССР. М., 1960.

Гилярова М. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии // Изв. Карело-Фин. н.-и. базы АН СССР. Л., 1949. № 2.

Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита // Тр. Лаб. геологии докембрия. 1955. вып. 5.

Кратц К. О., Нумерова В. Н. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР. Л., 1957. № 1.

Кратц К. О. Тектоника восточной части Балтийского щита // Геологическое строение СССР. М., 1958. Т. 3.

Кратц К. О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии // Изв. Карел. и Кол. фил. АН СССР. 1958. № 2.

Кратц К. О., Стенарь М. М. Стратиграфия и тектоника района Хедозеро—Большеозеро—Челозеро // Тр. Карел. фил. АН СССР. 1960. Вып. 26.

Рийконен О. А. К геологии протерозоя побережья оз. Сегозера (Центральная Карелия) // Там же.

Рийконен О. А. Основной вопрос стратиграфии протерозоя Центральной Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск. 1961.

Робонен В. И. Новые данные по стратиграфии нижнего протерозоя б. Тунгудского района Карелии // Тр. Карел. фил. АН СССР. 1958. Вып. 11.

Робонен В. И. Стратиграфия протерозоя района Шомбозера (северная Карелия) // Тр. Карел. фил. АН СССР. 1960. Вып. 26.

Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны // Тектоника СССР. М., 1948. Т. 1.

Сацук Ю. И. Карбонатные породы в составе верхнекарельских образований района р. Чирка-Кемь // Тр. Карел. фил. АН СССР. 1960. Вып. 26.

Соколов В. А. К геологии протерозойских (верхнекарельских) карбонатных пород южной части КАСР // Тр. Карел. фил. АН СССР. 1958. Вып. 11.

Соколов В. А. Структурно-фациальные типы разрезов карбонатных пород Прионежья // Там же.

Соколов В. А. О циклическом строении терригенно-карбонатной толщи протерозоя в Южной Карелии // Тр. Карел. фил. АН СССР. 1960. Вып. 26.

Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита // Тр. 3-й сес. Комис. по определению абсолют. возраста геол. формации М., 1955.

Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1938. № 5—6.

Wegmann C. E. Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland // Fennia. 1928. Vol. 50, N 16.

К проблеме соотношений свекофеннид и карелид — одной из крупнейших современных проблем геологии докембрия Балтийского щита — приковано внимание многих исследователей как в Советском Союзе, так и за рубежом. В последние годы оживленная дискуссия по этому поводу возникла в Финляндии, где указанному вопросу посвящен ряд статей, трактующих его с различных позиций. В процессе такого обмена мнениями среди финляндских геологов определились две крайне отличные друг от друга точки зрения. В противоположность давно существующей концепции о более древнем, чем карелиды, возрасте свекофеннид Финляндии теперь рядом исследователей выдвигается представление об их одновозрастности.

Согласно этому представлению, высказанному Т. Миккола (Mikkola, 1959), свекофенниды являются лишь геосинклинальной фацией карелид. Новое подтверждение своей точке зрения Т. Миккола находит в ныне установленном для свекофеннид и карелид одинаковом абсолютном возрасте, равном приблизительно 1800 млн лет.

Против таких выводов категорически возражает П. Эскола (Eskola, 1958, 1959), который в пользу более древнего возраста свекофеннид приводит следующие аргументы.

А. В основании карельских осадочных образований залегают базальные, так называемые сариолийские конгломераты, которые содержат гальки гранитов, мигматитов и сланцев свекофеннского типа и отмечают крупное несогласие. Подобные конгломераты в свекофеннидах неизвестны.

Б. В карелидах в отличие от свекофеннских супракрустальных образований (свионийские и феннонийские лептиты и другие, по Вяйринену), среди которых особо выделяются высокоглиноземистые кинцигиты, известняки типа гидротермальных осадков и граувакки геосинклинального типа, имеются в большом количестве кварциты, офиолиты и доломиты морского происхождения. Карельские фации носят актуалистические черты, свекофеннские — нет.

В. В свекофеннидах преобладают изоклинальные складки и складки истечения, в карелидах — надвиговые структуры со смещением с запада на восток. Карелиды характеризуются тектоникой альпийского типа, в свекофеннидах же много черт, не свойственных более молодым складчатым сооружениям.

Г. Складчатые зоны карелид в Восточной Финляндии и Советской Карелии пересекают складчатые зоны свекофеннид.

Карельский возраст свекофеннид (~1800 млн лет, по К-Аг методу) П. Эскола объясняет «омоложением» обширной, уже консолидированной области свекофеннской складчатости Западной Финляндии процессами гранитизации и калиевого метасоматоза во время более поздней, карельской орогении. Последняя же интенсивно проявилась в Восточной Финляндии, где, однако, подстилающие карельские образования гнейсограниты (возраст ~2500 млн лет), возможно, являющиеся глубоко измененными осадочно-вулканическими толщами свекофеннид.

Рассматривая отмеченные выше положения, Т. Миккола (1959) указывает, что различие в характере осадков свекофеннид и карелид представляет собой вопрос седиментации, но не может служить критерием для установления их разновозрастности, так же как различия в структурах могут быть объяснены разной глубиной эрозионного среза в том и другом случае.

Представление Т. Миккола о единстве складчатых зон свекофеннид и карелид подтверждает Х. Паарма (Paarma, 1959), который на основании геофизических данных по Финляндии и смежной территории СССР отрицает пересечение

<sup>1</sup> Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961. С. 5—9.

свекофеннит карелидами и считает их разветвлениями единой системы складчатых сооружений.

Непонятным, по мнению Т. Миккола, представляется и общее «омоложение» всей области свекофеннит под влиянием гранитов, связанных, как считает П. Эскола, с более поздней карельской орогенцией. Если допустить такое регионально наложенное «омоложение», — отмечает Т. Миккола, — то трудно было бы объяснить, почему свекофеннитские осадки Западной Финляндии часто слабо метаморфизованы и их складчатые структуры не затронуты более поздней, карельской орогенцией, тогда как в области собственно карелид гнейсогранитное основание, представляющее якобы глубоко измененные свекофенниты, в карельское время почти не претерпело «омоложения», о чем свидетельствует его значительно больший абсолютный возраст (2500 млн лет).

Основываясь на довольно подробной количественной оценке процессов привноса радиогенного калия, которые могли бы объяснить такое региональное «омоложение», В. Мармо (Магто, 1959) склоняется к точке зрения Т. Миккола, рассматривая свекофенниты как обнаженные глубокой эрозией, отличные по структуре корневые части обширной области карелид (от Фенноскандии до Урала и дальше).

Из изложенного следует, что дискуссия по рассматриваемому вопросу не привела пока к удовлетворительному решению. Если более убедительными представляются аргументы в пользу единства складчатых зон и возраста свекофеннит и карелид, то с этой точки зрения объяснения весьма важных особенностей состава и положения сариолийских конгломератов, как и различий в структурах свекофеннит и карелид Финляндии, приводимых П. Эскола, являются общими и неубедительными.

За приемлемым решением сохраняющегося в данной дискуссии разногласия, или противоречия, следует обратиться к карелидам Советской Карелии, где, как еще в свое время указывал И. И. Седерхольм, нужно искать ответа на многие важные вопросы геологии протерозоя Балтийского щита.

Следует отметить, что вопрос о возрастных соотношениях свекофеннит и карелид по существу возник давно в связи с тем, что И. И. Седерхольм весьма настойчиво сопоставлял ботнийские (т. е. свекофеннитские) сланцы Южной Финляндии со сланцами ладожской формации Южной Карелии, которая затем была отнесена П. Эскола (1927) к карельским образованиям нижнего протерозоя. Данное обстоятельство долгое время мешало появлению представления о разновозрастности этих образований.

Карельские образования представляют собой две большие возрастные группы: нижнекарельские сланцево-вулканические толщи, собственно геосинклинальные, и верхнекарельские толщи, сложенные сариолийскими и ятулийским образованиями, представляющими отложения заключительной, детрактивной фазы развития карельской геосинклинали (табл. 4).

В данном случае следует подчеркнуть, что, по имеющимся фактическим данным, сариолийские<sup>2</sup> конгломераты и аркозы (как и вышележащие ятулийские отложения) залегают с угловым несогласием на складчатых нижнекарельских толщах (ранних карелидах) и, таким образом, не залегают в основании карелия. Вместе с тем главные черты тектоники карелид Советской Карелии возникли в результате досариолийской фазы карельской складчатости и названы ранними карелидами (Кратц и Нумерова, 1957; Кратц, 1958). Граниты, которые ранее считались посткарельскими, в этой схеме оказались внутрикарельскими — досариолийскими.

При сопоставлении карелид Советской Карелии и свекофеннит Финляндии устанавливаются нижеследующие существенные и общие для них черты.

<sup>2</sup> Сариолий принимается здесь в объеме, впервые определенном в Центральной Карелии П. Эскола (1919, 1927), а затем подтвержденном там же Х. Вайриным (1938).

Таблица 4

## Корреляция позднепротерозойских комплексов Карелии

Южная и Западная Финляндия		Карелия		Финская Лапландия	
		Поздние карелиды	Суйсарский вулканический комплекс Ятулийские глинистые и шунгитовые сланцы, карбонатные породы, кварциты и кварцевые конгломераты, базальные сланцы Сариолийские аркозы, конгломераты	Серия Кумпу	Кварциты Конгломераты
Несогласие					
Свекофенниды 1800	Основные вулканы (местами с конгломератами) Грауваакковые сланцы, кинцигиты Кварц-полевошпатовые породы (лептиты)	Ранние карелиды 1750—1850	Основные и кислые вулканы (местами с конгломератами) Метаморфизованные основные и кислые вулканы, пара- и ортосланцы, амфиболиты, частью превращенные в слюдяные, гранатовые и гранатоставролитовые гнейсы (в Западной Карелии — лептиты и лептитовые гнейсы) Конгломераты	Лаппиды 1690—1860	Кварциты и карбонатные породы, метаморфизованные основные и кислые вулканы, сланцы, амфиболиты и гнейсы
			Крупное несогласие		
		2300—2900	Гнейсы и гнейсограниты		Гнейсы Тунтса-Савукоски

1. Сариолийские конгломераты Карелии содержат гальки сланцев и гранитоидов ранних карелид подобно тому, как в тех же конгломератах в Финляндии, как отмечает П. Эскола, содержится обломочный материал из свекофеннских пород. Конгломераты отделены от ранних карелид (и свекофеннид) угловым несогласием.

2. В ранних карелидах Карелии наряду с породами, считающимися для них типичными, содержатся сходные со свекофеннскими лептиты с железными рудами; нормальные (ятулийского типа) кварциты и доломиты в ранних карелидах, как и в свекофеннидах, не встречаются.

3. Как и свекофенниды Финляндии, ранние карелиды в отличие от сариолийско-ятулийских тектонических структур (поздних карелид) характеризуются преобладающими крутозалегающими изоклинальными складками.

4. В Карелии неизвестны свекофеннские складчатые зоны, которые бы пересекались зонами ранних карелид. Но зоны карелид имеют здесь весьма изменчивое направление — от субширотного до северо-западного и даже меридионального. Они разветвляются, окружая то крупные, то мелкие массивы более древнего гнейсогранитного основания. Не подтверждается и самостоятельность выделенных Х. Вяйриненом (1954) лаппид в Финской Лапландии, якобы более поздних, чем карелиды, и имеющих субширотное (свекофеннское) направление. Они являются прямым продолжением ранних карелид Карелии и характеризуются такими же основными тектоническими чертами.

5. Многочисленными определениями абсолютного возраста (Полканов и Герлинг, 1958) К-Аг методом для ранних карелид (досариолийских), как и для свекофеннид и карелид Финляндии, установлены значения 1750—1850 (~1800) млн лет. Кроме того, в основании ранних карелид, и в частности лептитовых толщ в Карелии (как и в лептитовых толщах Восточной Финляндии), залегают базальные конгломераты, отрицающие антиактуалистический характер этих образований и отделяющие их от более древнего гнейсогранитного

основания возрастом также более 2300—2500 млн лет. При прочих сходных данных эти конгломераты могут быть признаком основания свекофеннид, которое, возможно, было в значительной мере уничтожено в Финляндии последующими геологическими процессами или пока не обнаружено.

Приведенное сравнение показывает, что данные П. Эскола о более молодом, чем свекофенниды, возрасте сариолийских образований, как и значение тектонических особенностей свекофеннид, находят простое и ясное объяснение в карелидах Советской Карелии. Вместе с тем как эти, так и другие изложенные выше геологические, а также радиологические данные позволяют сопоставить свекофенниды Финляндии с ранними карелидами Карелии. Иными словами, следует согласиться с теми, кто утверждает, что свекофенниды суть карелиды. Не будет необходимости прибегать к объяснению «омоложения» свекофеннид противостоестественными (согласно современным представлениям о геологическом развитии) процессами в период якобы более поздней карельской орогении. Это объяснение, как отмечено выше, вызвало серьезные возражения Т. Миккола и В. Мармо.

По-видимому, некоторую неясность в решение рассматриваемого вопроса вносят разногласия о возрасте калевийских (ладожских) серий карелид Восточной Финляндии, которые, по мнению одних исследователей, являются более молодыми, чем сариолийско-ятулийские отложения, а по мнению других — наоборот. Однако любое из двух решений этого вопроса в свете известных в настоящее время данных о соотношениях калевийско-ладожского комплекса со свекофеннидами не перечеркнет основного вывода об одновозрастности свекофеннид и карелид.

Следует отметить, что рассматриваемую П. Эскола альпинотипную тектонику карелид Восточной Финляндии можно в лучшем случае отнести только к калевийско-ладожскому комплексу протерозоя, но не к сариолийско-ятулийскому, который, как и в советской Карелии, носит скорее черты наложенных структур, частью даже германотипных.

Таким образом, по имеющимся геологическим данным, свекофенниды Финляндии являются складчатыми сооружениями карельской орогении и представляют собой то же, что и ранние карелиды Карелии.

## ЛИТЕРАТУРА

Герлинг Э. К., Полканов А. А. Проблемы абсолютного возраста докембрия Балтийского щита // Геохимия. 1958. № 8.

Кратц К. О., Нумерова В. Н. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита // Материалы геологии полезных ископаемых Северо-Запада СССР. 1957. № 1.

Кратц К. О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии // Изв. Карел. и Кол. фил. АН СССР. 1958. № 2.

Eskola P. Huvuddragen av Onega—Kareliens geologi // Teknikern. 1919. Vol. 29.

Eskola P. Petrographische Charakteristik der Kristallinen Gesteine von Finnlands // Fort. Min. Krist. 1927. Bd. 2.

Eskola P. Svekofennidit ja karelidit. I. // Geologi. 1958. N 9—10.

Eskola P. Svekofennidit ja karelidit. II. // Geologi. 1959. N 5.

Marino V. Prekamdristen kivien «nuorentumisesta» // Geologi. 1959. N 6.

Mikola T. Suomen Peruskallion ikä // Geologi. 1959. N 3—4.

Väyrynen H. Notes on the Geology of Karelia and the Onega Region in the Summer of 1937 // Bul. Gorn. Geol. Finl. 1938. Vol. 123.

Väyrynen H. Suomen kalliopera. Helsinki. 1954.

Со времени создания А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом (1961) геохронологической схемы Балтийского щита появилось множество новых данных, в том числе К-Аг определений основных пород и амфиболов, ряд Rb-Sr изохронных определений, а также серия определений, выполненных Pb и Pb-U-Th методами. В это же время на хорошо геологически изученных разрезах было выявлено широкое развитие процессов омоложения. Все это привело к необходимости по-новому оценить накопившийся материал по геохронологии Балтийского щита.

### Геолого-геохронологические зоны балтийского щита

На территории Балтийского щита может быть выделен ряд тектонических единиц, или геолого-геохронологических зон, различающихся между собой геологическим строением и изотопным возрастом. Такими зонами являются Саамско-Карельская, Свекофеннская и Свеконорвежская (рис. 7).

**Саамско-Карельская зона (I)**, занимая северо-восток Балтийского щита, включает Кольский полуостров, Карелию, часть Центральной и Северной Финляндии. Вытянутая в северо-западном направлении согласно с основными геологическими структурами, она четко обозначена в юго-восточной своей части, а на северо-западе ее граница проводится условно, в основном по геологическим данным.

Для большей части зоны у геосинклинальной системы карелид геологически отчетливо выделяется фундамент, который тремя методами (К-Аг, Rb-Sr, U-Pb) датируется как более древний, чем 2600 млн лет. Нигде юго-западнее границы Саамско-Карельской зоны не встречены подобные значения возраста; их пространственное распределение ограничено пределами первой зоны. В соответствии с различиями в определениях изотопного возраста в пределах Саамско-Карельской зоны выделяются 4 подзоны.

**Подзона IA** — северо-восточная (большая) часть Кольского полуострова. Здесь выделяются 3 структурных яруса. В строении нижнего яруса, или фундамента карелид, принимает участие кольская серия гнейсов и сланцев, метаморфизованная в условиях гранулитовой фации. . .

Эпигеосинклинальные отложения среднего протерозоя на этой территории охарактеризованы пока недостаточно полно. Имеется небольшое число К-Аг определений по слюдам и породе в целом, а также три определения по рудному свинцу (Виноградов и др., 1959). Значения возраста варьируют от 1700 до 1900 млн лет, т. е. имеет место совпадение геологического и радиологического возрастов.

**Подзона IB**, включающая Карелию и Центральную Финляндию, имеет принципиально то же трехъярусное геологическое строение, что и подзона IA. Сложенный гнейсогранитами с реликтами основных пород, фундамент карелид в этой подзоне супракрустальных пород не содержит. Древний возраст фундамента определяется по амфиболам Rb-Sr изохронным (Ященко и др., 1963), U-Pb-Th (Койво, Калп, 1963) и К-Аг (Герлинг и др., 1965) методами. Мусковит из фундамента как в Карелии, так и в Финляндии дает иногда архейский, но, как правило, нижнепротерозойский возраст, а биотит — интервал значений возраста, соответствующий среднему протерозою.

В подзоне IB более полно по сравнению с подзоной IA охарактеризован второй структурный этаж — геосинклинальные образования карелид. Для них имеются возрастные определения К-Аг методом по слюдам и амфиболам.

<sup>1</sup> Междунар. геол. конгр. 23-я сес. Докл. сов. геол. М., 1968. (Совместно с Э. К. Герлингом и С. Б. Лобач-Жученко).

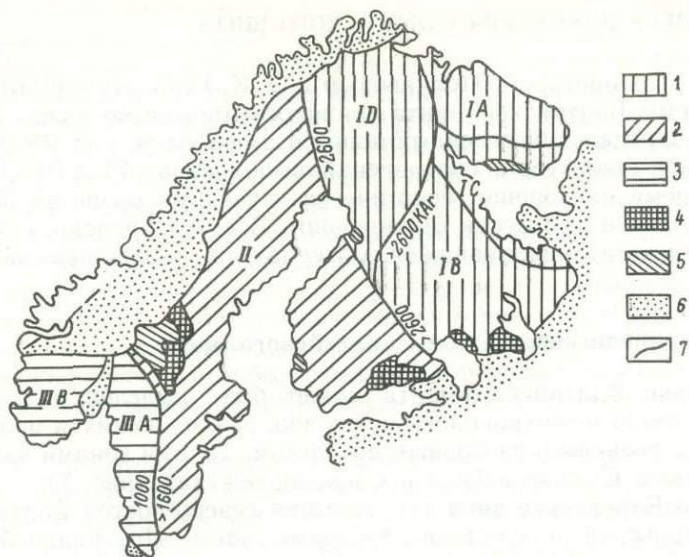


Рис. 7. Схематическая геохронологическая карта Балтийского щита.

I—III — геохронологические зоны (I — Саамско-Карельская, II — Свекофеннская, III — Свеконорвежская).  
 1—3 — возраст (в млн лет) орогенных формаций (1 — 3600—1900, 2 — 2300—1650, 3 — 1200—900);  
 4—6 — возраст (в млн лет) платформенных формаций (4 — 1800—1600; 5 — 1450—1000; 6 — эокембрийские и палеозойские); 7 — границы зон.

Rb-Sr изохронным методом — по гранитам (Горохов и Лобач-Жученко, 1964) и многочисленные Pb-Pb — по рудному свинцу месторождений карелид Карелии и Финляндии. Биотиты пород, относимых к нижнему протерозою, как и породы фундамента, имеют среднепротерозойский спектр значений возраста; амфиболы дают варьирующие значения, большая часть которых отвечает истинному возрасту. Граниты, занимающие большие площади в Юго-Западной Карелии и прорывающие сланцы и лептиты гимольской и хаутаварской серий, с помощью Rb-Sr изохронного метода показали значение возраста, равное 2190 млн лет. Близкие к нему значения (2100—2300 млн лет) были получены (Коуво и Калп, 1963) для галенитов из крупных месторождений карелид Финляндии, а более древние — 2300—2500 млн лет (Виноградов и др., 1959) — для руд Парандово, Хаутавары и Улялег.

Подзона IC, соответствуя площади развития беломорид, в отличие от других подзон данной зоны имеет более простое геологическое строение, характеризующее наличием единственной супракрустальной беломорской формации архейского возраста. Однако наибольшее число значений возраста пород (рис. 7, IC) укладывается в интервал среднего протерозоя — от 1600 до 1900 млн лет (большая часть биотитов и амфиболов, все мусковиты). Существенная часть значений возрастов биотитов, некоторая — основных пород, амфиболов и минералов пегматитов, полученных U-Pb-Th методом, лежат в интервале возрастов нижнего протерозоя. Наряду с этим все чаще появляются архейские значения возраста — более 2600 млн лет (биотиты, амфиболы, основные породы).

Указанные возрастные значения для Беломорья могут быть интерпретированы следующим образом: поскольку многочисленные определения минералов пегматитов по U-Pb-Th методу, нанесенные на изохрону с поправкой на метаморфизм по кривой согласованных значений, дали результат 1960 млн лет, то все более низкие значения возраста для этих же пегматитов, вмещающих их гнейсов и сланцев представляются «омоложенными», т. е., по всей вероятности, магматизм, завершивший развитие Беломорья, датируется 1950 млн лет.

Вполне возможно, что архейские К-Аг цифры возраста Беломорья, которые подтверждаются и цифрой возраста 2800 млн лет по циркону гранитов севернее Кандалакшского залива, отвечают более древним этапам развития данной подзоны.

**Подзона ID**, занимая северо-западную часть зоны, своей восточной границей сечет геологические границы формаций, имеющих северо-западное простирание. В ее строении принимают участие беломорская формация и гнейсограниты, находящиеся на территории Мурманской области и Финляндии, гранулиты Беломорья и Финляндии, кольская серия гнейсов Кольского полуострова и гранитогнейсы на территории Северной Финляндии. Таким образом, эта подзона принципиально отличается от всех других тем, что она геологически неоднородна, состоит из северо-западных частей трех предыдущих подзон, но отличается от них изотопным возрастом; в ее пределах все значения возраста по К-Аг методу отвечают среднепротерозойскому интервалу — 1950—1650 млн лет. По последним данным (Kouvo, Simonen, 1968), граниты, рвущие гранулиты Лапландии (циркон, U-Pb-Th метод), имеют возраст 1900 млн лет.

**Свекофенская (II) зона**, выделяемая на территории Балтийского щита, сложена свекофеннидами и занимает часть Центральной и всю Южную Финляндию, центральную часть Северной Швеции и Юго-Восточную Швецию.

По данным радиогеологии, свекофенниды Финляндии и Швеции характеризуются довольно узким интервалом значений возраста — от 1700 до 2300 млн лет. При этом все значения, соответствующие возрасту древнее 1950 млн лет, концентрируются в узкой северо-восточной части зоны (рис. 7). Наиболее древний из этого интервала возраст — 2000—2300 млн лет, полученный для Швеции К-Аг методом, а для Финляндии — по обломочному циркону U-Pb-Th методом (Kouvo, Tilton, 1966), относится главным образом к метаморфическим породам. Для большей, юго-западной части характерен еще более узкий интервал — 1675—1950 млн лет.

В Юго-Восточной Швеции располагаются гранитоиды и супракрустальные породы, выделявшиеся ранее в готскую формацию. Уже первые К-Аг определения слюд из этих гранитов поставили под сомнение принадлежность их к готидам, поскольку были получены значения возраста от 1550 до 1750 млн лет. Определение возраста Rb-Sr (Welin et al., 1966) и U-Pb-Th изохронными методами красных гранитов Смоланд дало результаты 1740 и 1745 млн лет. Таким образом, большая часть пород Юго-Восточной Швеции, относившаяся ранее к готидам, принадлежит тому же свекофенскому орогенному поясу.

Собственно готские значения возраста — 1400—1500 млн лет — получены U-Pb-Th изохронным (Welin, Blomquist, 1966) и ранее К-Аг методами лишь для анорогенных гранитов Карлсхамн, связанных с ними пегматитов, а также пегматитов района Сундсволл.

В целом свекофенская зона (II) Балтийского щита характеризуется постоянным спектром возрастных значений, укладываемых для большей части территории в интервал значений возраста среднего протерозоя. Судя по тому, что многочисленные К-Аг определения слюд и пород в целом подтверждаются U-Pb-Th изохронными определениями, а для самых молодых гранитов — еще и Rb-Sr изохронным методом, эти цифры действительно отражают возраст последнего метаморфизма и магматизма, интенсивно и повсеместно проявленного.

**Свеконорвежская зона (III)**, занимая территорию Юго-Западной Швеции и Южной Норвегии, характеризуется широким развитием возрастов рифейского интервала — 1200—700 млн лет. С позиции геологического строения в ее пределах могут быть выделены две подзоны: подзона IIIA — площадь развития доготских гнейсов с перекрывающими их более молодыми породами, подзона IIIB — область развития супракрустальных и магматических пород Южной Норвегии.

Геологическое строение подзоны IIIA представляется следующим: на глибо-

кометаморфизованных супракрустальных породах, главным образом гнейсах, в западной и северо-западной частях залегают осадочные серии Стора-ле-Марстранд и Амаль, прорванные крупными гранитными массивами, на которых с несогласием располагаются серии дальсландия, даль и каппебо. На востоке доготские гнейсы подзоны IIIA граничат со смоланд-гранитами, которые ныне рассматриваются как свекофеннские. Тектоническая эта граница проходит по мощной зоне тектонитов, возникших как за счет доготских гнейсов, так и за счет гранитов Смоланд. По зоне разлома интродировали многочисленные дайки гилеритов. Возраст дальсландия и осадочных формаций Амаль и Стора-ле-Марстранд, перекрывающих доготские гнейсы, равно как и прорывающих их гранитов, датируется К-Аг методом по слюдам, составляя 1000—1200 млн лет. Возраст нижележащих доготских гнейсов по слюдам примерно тот же — 950—1050 млн лет, а по пироксену из чарнокита — 1350 млн лет. Таким образом, очевидно, что слюды доготских гнейсов дают заведомо «омоложенные» значения возраста, равные возрастам перекрывающих молодых формаций. Истинный изотопный возраст доготских гнейсов, которые многими шведскими геологами рассматриваются как наиболее древние образования Швеции, остается пока неизвестным. Возрастные значения докембрия Южной Норвегии укладываются в интервал 700—1200 млн лет с отчетливым максимумом около 900 млн лет, который отражает, по Броху (в согласии с Магнуссоном), эпоху свеконорвежской регенерации, или омоложения. Максимум в 900 млн лет одинаково свойствен пегматитам, изверженным породам и слюдам гнейсов.

### **Зоны «омоложения» Балтийского щита и связь их с глубинным строением**

Как правило, значения возраста пород, определенные К-Аг методом, отражают время последних процессов, произошедших на данной части территории, и по отношению к геологическому возрасту формаций являются «омоложенными». Самостоятельный анализ К-Аг данных и его увязка с геологическими и геофизическими данными представляет несомненный интерес.

По данным К-Аг метода на Балтийском щите выделены три разновозрастные области (рис. 8).

Первая область составляет часть Саамско-Карельской геохронологической зоны (рис. 7, IA, IB, IC). Для нее характерно гетерогенное строение в отношении времени и интенсивности процессов омоложения. Повсеместно наблюдается омоложение возраста до 1700—1800 млн лет. Тем не менее на территории зоны IA зарегистрированы К-Аг значения, отвечающие древнему возрасту порядка 2500—2800 млн лет.

Вторая область включает всю свекофеннскую (рис. 7, II) и часть Саамско-Карельской зоны (рис. 7, ID) и характеризуется К-Аг значениями возраста в интервале 1600—2300 млн лет. Характерные для северо-западной части зоны II К-Аг значения возраста (1700—1950 млн лет) являются омоложенными.

Граница между первой и второй областями сечет геологические структуры, отделяя площадь развития пород с К-Аг значениями возраста, превышающими 2600 млн лет, от более молодых (рис. 8, К-Аг изохрона 2600 млн лет).

Третья область характеризуется К-Аг значениями возраста, совпадающими с немногочисленными Pb, U-Pb-Th и Re-Os-данными, поэтому выделяется в границах Свеконорвежской геолого-геохронологической зоны.

Сравнение схемы глубинного строения Балтийского щита (Шустова, 1966) с распределением датировок его пород (рис. 8 и 9) показывает, что блоки с корой различной мощности, выделенные по геофизическим данным, в точности соответствуют разновозрастным блокам, выделенным по К-Аг методу. Изохрона 2600 млн лет, проведенная на основании пространственного распределения К-Аг определений, соответствует границе между Карело-Кольским и Ботниче-

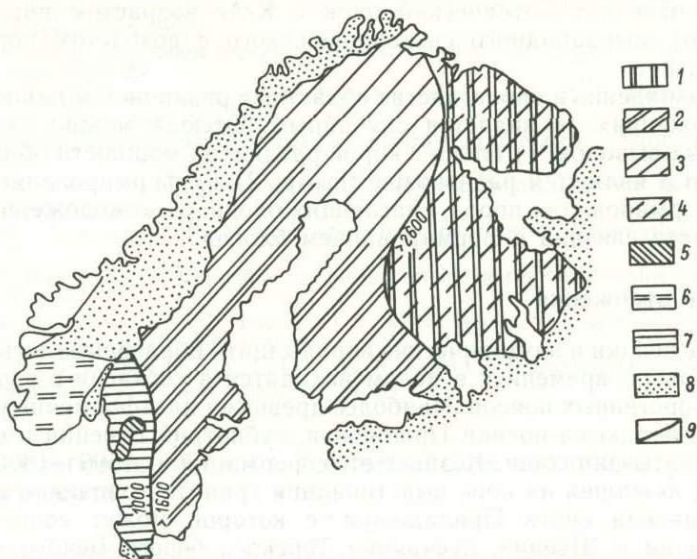


Рис. 8. Распространение К-Аг датировок (в млн лет) пород орогенных формаций Балтийского щита.

1 — более 2600; 2 — 1650—2300; 3 — интенсивное омоложение до 1650—1950; 4 — частичное омоложение возраста до 1650—1950; 5 — 200—300; 6 — предполагаемый возраст 1200—800; 7 — интенсивное омоложение возраста до 1000; 8 — эокембрий и палеозой; 9 — границы разновозрастных областей.

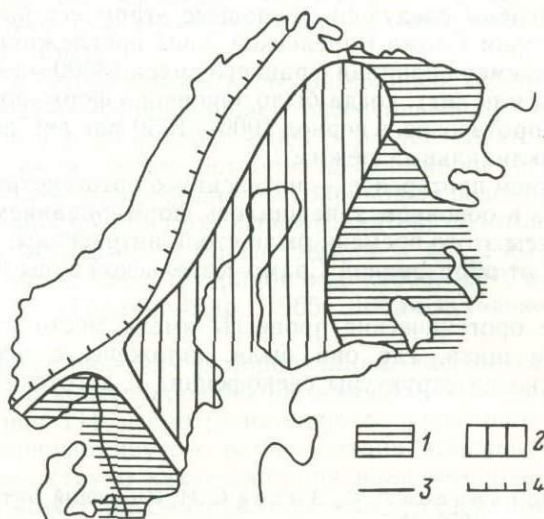


Рис. 9. Схема блокового строения земной коры Балтийского щита (Шустова, 1966).

1 — взброшенные блоки; 2 — опущенный блок; 3 — зоны сочленения блоков; 4 — восточная граница каледонских гор.

ским блоками, а зона сланцеватости Южной Швеции, имеющая возраст около 1000 млн лет, отделяет Ботнический блок с К-Аг возрастом пород 1650—2300 млн лет от юго-западного свекофорвежского с возрастом пород менее 1000—1200 млн лет.

Подобное совпадение в пространстве областей с различной мощностью коры и зоны «омоложения» не является случайным. Отсюда можно сделать ряд предварительных выводов: 1) блоки с корой различной мощности образовались неодновременно и являются разновозрастными; 2) их формирование происходило позднее формирования пород, слагающих блоки; 3) «омоложенность» К-Аг значений возраста связана с формированием блоков.

### Платформенные отложения

Платформенные осадки и плутонические породы щита образовывались в течение длительного периода времени и в целом находятся в согласии с эволюцией и консолидацией орогенных поясов. Наиболее древними платформенными осадочными породами являются иотний Прионежья, субиотний Швеции и сопровождающие их граниты-рапакиви. Возраст этих формаций — 1600—1800 млн лет. Более молодой, лежащей на коре выветривания гранитов-рапакиви в Карелии является салминская свита Приладожья, с которой может сопоставляться иотний Финляндии и Швеции, песчаники Терского берега Белого моря. Эти формации имеют возрасты 1450—1000 млн лет, согласно определениям сланцев Финляндии (Полканов, Герлинг, 1961), а также основных пород иотния Прионежья и Швеции К-Аг и (Герлинг и др., 1965) Rb-Sr изохронным методами (Kovo, Tilton, 1968).

### Заключение

Таким образом, по данным изотопного возраста для территории Балтийского щита могут быть выделены следующие основные этапы его развития.

Геологическая история Саамо-Карельской зоны прослеживается в течение длительного периода времени начиная с раннего архея (3600 млн лет) и до среднего протерозоя (1900 млн лет), когда было закончено формирование основной структуры. В среднем протерозое, в период 1900—1650 млн лет, для этой области характерен эпигеосинклинальный режим.

Тогда же — в среднем протерозое — интенсивное ортогенетическое развитие в Свекофеннской зоне в основном завершилось формированием ее структуры. Орогенетические процессы этого времени были столь интенсивны, что более древние породы в отличие от образований Саамо-Карельской зоны были полностью переработаны.

Наиболее поздние орогенетические процессы имели место в дальсландское время на юго-западе щита, где они были наложены с перерывом около 700 млн лет несогласно на структуры свекофеннид и доготских гнейсов.

### ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. Н., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита // Геохимия. 1959. № 7.

Герлинг Э. К., Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. Б. и др. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии // Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.; Л., 1965.

Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. Определение возраста гранитов карелид Юго-Западной Карелии с помощью изохронного метода // Геохимия. 1964. № 10.

Коув О., Калп Дж. Л. Изотопный состав свинца галенитов Финляндии // Вопросы геохронологии. М., 1963.

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. 1961. Вып. 12.

Соботович Э. В., Гращенко С. М., Александрук В. М. Определение возраста древних пород свинцово-изохронным и изотопно-спектральным стронциевым методами // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 10.

Шустова Л. Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований // Сов. геол. 1966. № 5.

Яценко М. Л., Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. Возраст древних пород Южной Карелии // Геохимия. 1963. № 9.

Wroch O. Age determination of Norwegian minerals up to March // Nord. Geol. Under. 1964. N 228.

Kouvo O., Simonen A. Tectonic units and Geochronology of the Baltic Shield // Can. J. Earth Sci. 1968. Vol. 5.

Kouvo O., Tilton G. R. Mineral ages from the Finnish Precambrian // J. Geol. 1966. Vol. 74, N 4.

Welin E., Blomqvist C. Further age measurements on radioactive minerals from Sweden // G. F. F. 1966. Vol. 88.

Welin E., Blomqvist C., Parwel A. Rb/Sr whole rock age data on some Swedish Precambrian rocks // G. F. F. 1966. Vol. 88.

Wetherill G. W., Kouvo O., Tilton G. R., Gast P. W. Age measurements on rocks from the Finnish Precambrian // J. Geol. 1962. Vol. 70, N 1.

## ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА<sup>1</sup>

Современные геологические и геохронологические данные позволяют по-новому оценить главные события в истории докембрия Балтийского щита. Наиболее ранний период седиментации, интенсивной тектонической и плутонической деятельности отражен в мощных сложно деформированных и метаморфизованных до гранулитовой фации кольской и беломорской сериях, предполагаемые площади развития которых схематически изображены на рис. 10.

Этап раннего геосинклинального развития привел к консолидации (кратонизации) этой мобильной территории земной коры, судя по присутствию платформенных (кратонных) основных—ультраосновных массивов, интрузирующих кольскую и беломорскую гнейсовые серии и датировемых  $2900 \pm 200$  млн лет (Соботович и др., 1963).

Стабильное состояние земной коры, по крайней мере в восточной половине щита, было нарушено возобновлением интенсивных тектонических и плутонических процессов в период 2800—2600 млн лет назад, в течение которого гнейсовые серии были сильно повторно деформированы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, что сопровождалось образованием больших массивов плагиомикроклиновых гнейсогранитов. Изотопный возраст пород определен тремя методами: U-Pb-Th (Жиров и др., 1961; Зыков и др., 1964; Тугаринов, Войткевич, 1966; Тугаринов и др., 1968, 1970, и др.), Rb-Sr (Яценко и др., 1964) и K-Ar (Герлинг и др., 1965; Лобач-Жученко, 1963; Маслеников, 1968).

Эта тектоно-плутоническая ремобилизация, названная саамской, площади развития которой реконструированы на основании изучения современного эрозионного среза (рис. 11), несмотря на широкое развитие на больших площадях отличается от вышеупомянутого раннего этапа мобильного развития региона тем, что здесь отсутствуют какие-либо признаки геосинклинальных формаций, поэтому она не может рассматриваться как регенерация геосинклинального типа.

За саамской регенерацией следовала всеобщая консолидация земной коры (докарельский фундамент на северо-востоке щита, доготские и коррелируемые с ними геологические комплексы южной Скандинавии на юго-западе). На консолидированных породах коры были заложены свекофенно-карельские геосинкли-

<sup>1</sup> Новые данные абсолютной геохронологии. М. 1974. С. 125—130. (Совместно с И. Н. Крыловым, С. Б. Лобач-Жученко).

нальные мобильные пояса с различными геосинклинальными осадконакоплениями и вулканизмом, что напоминает первый (досаамский) мобильный период, упомянутый выше. Местами досвекофенно-карельские комплексы пород сохранились как стабильные блоки (беломорский, гранулитовый и др.), играющие роль срединных массивов. Развитие свекофенно-карельского пояса было достаточно длительным. В его истории выделяются несколько циклов осадконакопления и вулканизма, развитие которых завершается складчатостью и плутонизмом. Наиболее ранняя, ребольская фаза складчатости имела место около 2300 млн лет назад (Горохов и др., 1964, 1969). Заканчивается свекофенно-карельский этап геосинклинального развития интенсивной складчатостью, региональным метаморфизмом и гранитным плутонизмом, имевшим место 1950—1900 млн лет назад (Тугаринов и др., 1968, 1970).

Эти процессы частично затронули стабильные срединные массивы (рис 12).

Свекофенно-карельский диастрофизм в свою очередь привел к консолидации мобильных поясов и стабилизации земной коры. Как и в случае саамской ремобилизации, эписвекофенно-карельская стабилизация не привела к кратонизации земной коры, а сопровождалась активизацией тектоно-плутонической деятельности в период 1800—1750 млн лет назад. Очевидно, в это время структура земной коры была гетерогенна, вследствие чего процессы тектоно-магматической регенерации проявились на этой территории различно (рис. 13). Эписвекофенно-карельская ремобилизация, как это следует из геологического строения современного среза, была наиболее интенсивна в свекофеннидах Финляндии и Швеции, где она выражена образованием поздневекофеннских (позднекарельских) микроклиновых гранитов и проявлением зонального регионального метаморфоза андалузитового типа, и внутри докарельского Беломорского массива и на Кольском полуострове — в виде пегматитообразования и метаморфизма. В то же самое время между этими двумя поясами активизации располагался более стабильный блок (называемый Карельским массивом), для современного среза которого не характерны признаки глубинных тектонических или плутонических процессов.

Наиболее активные пояса тектоно-плутонической регенерации этого периода (так же как и саамской регенерации) не имеют соответствующих геосинклинальных формаций, а значит, не зависят от предшествующего геосинклинального (мобильного) этапа развития (свекофенно-карельского и докарельского соответственно). С другой стороны, они прямо связаны с активизацией стабилизированной земной коры и, таким образом, должны рассматриваться как мобильная орогенная фаза, эквивалентная орогенной фазе развития устойчивого Карельского массива с типичными синхронными орогенными (субплатформенными) формациями пород (сариолий—ятулий).

После второй, так называемой свекофеннской регенерации наступил этап платформенного развития Балтийского щита (Фенно-Сарматская платформа, по А. А. Полканову) с типичными платформенными осадочными формациями, сохранившимися как реликты позднедокембрийского (рифейского) платформенного чехла (иотний Прионежья, субиотний, иотний Швеции, комплекс Мухос, серии п-ова Рыбачий и др.).

Это устойчивое состояние платформенного режима было прервано только в Южной Скандинавии так называемой дальсландской регенерацией (по Магнуссону — свеко-норвежской), где в период 1000—900 млн лет вдоль двух зон — меридионального и широтного направлений проявлены сильные деформации, метаморфизм и синхронные граниты и пегматиты. Зона сланцеватости с гиперитовым магматизмом Южной Швеции принадлежит этому же периоду. В то же время геосинклинальные формации этого возраста здесь неизвестны, в то время как между зонами дальсландской регенерации платформенные осадочные серии и гранитные интрузии встречаются.

Три упомянутых периода тектоно-плутонической регенерации, по-видимому,

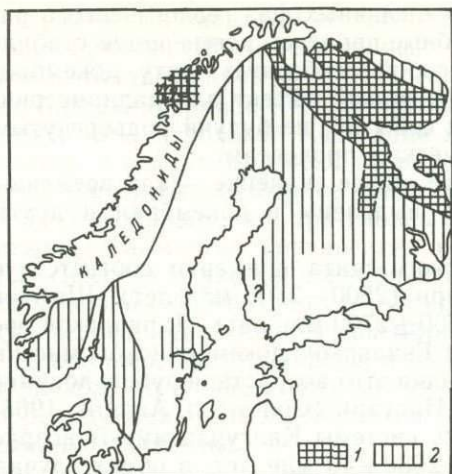


Рис. 10. Схема геологического строения Балтийского щита в раннем архее (>3000 млн лет). 1 — супракрупальные породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации; 2 — гранитоиды.

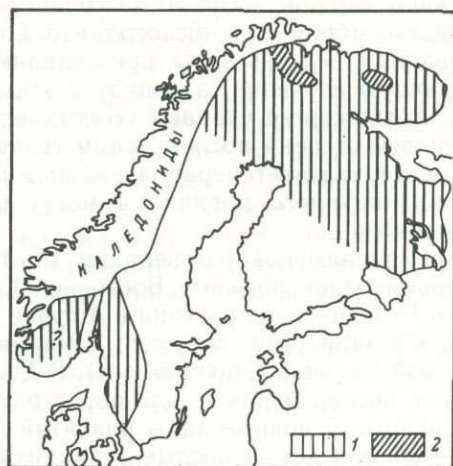


Рис. 11. Схема геологического строения Балтийского щита для времени  $2700 \pm 100$  млн лет. 1 и 2 — площади соответственно затронутые и не затронутые вторичной активизацией.

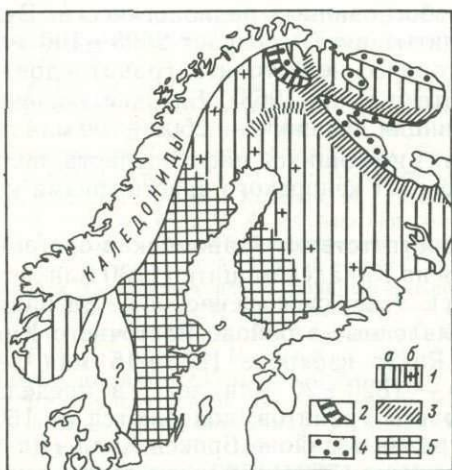


Рис. 12. Схема геологического строения Балтийского щита в протерозое (2100—1900 млн лет).

1 — площади преимущественного развития вулканогенных пород среднего и основного (а — андезитодациты, диабазы, спиллитиды-диабазы), а также кислого (б) составов; 2 — зона наложенного метаморфизма пород гранулитовой фации высоких давлений возрастом  $1850 \pm 50$  млн лет; 3 — зоны наложенного метаморфизма пород амфиболитовой фации умеренных давлений возрастом  $1900 \pm 50$  млн лет; 4 — блоки, не затронутые переработкой этого времени; 5 — площади развития песчано-глинистых формаций и интенсивного кислого магматизма.

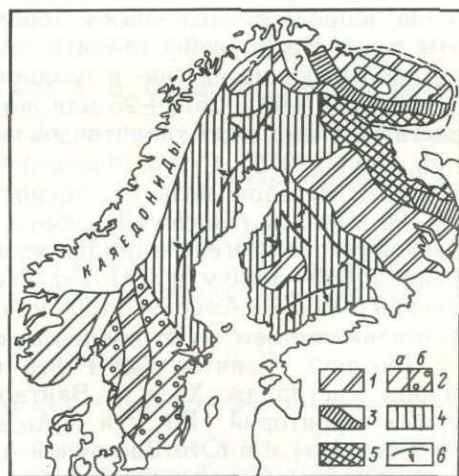


Рис. 13. Схема геологического строения Балтийского щита на рубеже нижнего и среднего протерозоя (1800—1750 млн лет).

1 — стабильные области; 2 — наименее мобильные орогенные зоны (а — кварцито-диабазовые формации; б — порфировые формации, гранитоиды); 3 — мобильные орогенные зоны с преобладанием основных вулканитов; 4 — максимально мобильные орогенные зоны (в глубоких сечениях — зональный метаморфизм низких давлений); 5 — зоны вторичной переработки; 6 — простирающие изогрady метаморфизма (стрелка — направление усиления метаморфизма).

отмечают верхние возрастные границы трех главных фаз геологического развития докембрия Балтийского щита. Подобные процессы регенерации стабилизированной земной коры представляют собой особенную черту докембрия, требующую изучения, а наряду с этим — хороший объект для радиометрического датирования главных геологических событий, не будучи подвергнутыми в большей степени последующим геологическим процессам.

Три периода регенерации имеют и более общее значение — как временные границы крупного порядка и могут быть выделены в докембрии и других континентов.

Время саамской регенерации Балтийского щита примерно соответствует Становому диастрофизму Восточной Сибири (2500—2700 млн лет), Шамвайской и Родезийской орогении в Африке (2600±2700 млн лет), Дарварской орогении в Индии (2600 млн лет), орогении в Гвианском докембрийском массиве в Южной Америке (2600 млн лет). В Австралии этот возрастной рубеж документирован весьма надежно для пород блока Ийлгарн (Compston, Arriens, 1968). Измененные основные лавы развитой здесь системы Калгурли имеют возраст 2670±30 млн лет, а кислые вулканы — 2630±40 млн лет, в обоих случаях установленный Rb-Sr изохронным методом. Тем же методом определен возраст гранитов, прорывающих зеленокаменную толщу, — 2612±16 млн лет, и гранитов, прорывающих более древние гранитоиды, — 2615±40 млн лет. Возраст кварцевых порфиров этого же района — 2560±15 млн лет. Для другого района Австралии — Восточного Кимберли — известны пегматиты с возрастом 2700 млн лет, прорывающие породы группы Холс-Крик.

Рассмотренному рубежу на Канадском щите соответствует этап кенорской орогении, широко проявленный и хорошо обоснованный радиологически. Вулканы серии Йеллоунайф (дациты, андезиты) имеют возраст 2625±160 млн лет, а прорывающие их син- и позднектонические батолиты гранитоидов — 2610±58, 2590±90 и 2575±25 млн лет (Green et al., 1968). Близкие значения возраста получены и для гранитоидов провинции Гренвиль — 2500±100 млн лет (Krogh, Davis, 1970). Статистический анализ имеющихся цифр возраста, полученных K-Ar методом, позволил оценить возраст кенорского диастрофизма как 2500±100 млн лет (Stockwell, 1968).

Свекофеннской регенерации примерно соответствуют Майомбская орогения в Африке (1650—1800 млн лет), Гудзонская на Канадском щите (1730 млн лет), Гвианская в Южной Америке (1800 млн лет). Этапу свекофеннской регенерации в Австралии соответствуют процессы, проявленные в районе Восточного Кимберли (возраст гранитов Бау-Ривер по Rb-Sr изохроне 1855±15 млн лет, порфиров Кастлридж Хилл и Вайтвотер — 1820±20 млн лет), в пределах Северных территорий (Rb-Sr и K-Ar возрасты гранитов, колеблются от 1600 до 1800 млн лет) и в Юго-Восточной Австралии в районе Брокен Хилл (Rb-Sr возраст высокотемпературного метаморфизма — 1760—1700 млн лет).

Дальсландская регенерация Балтийского щита может коррелироваться во времени с кибаридами Африки (900—1000 млн лет), комплексом Минас в Южной Америке (900 млн лет), Гренвильской орогенией в Канаде (950 млн лет). Последняя геохронологически и геологически изучена наиболее детально. Основная масса аргоновых датировок по слюдам относится к интервалу 950±±100 млн лет. Применение Rb-Sr метода для пород в целом позволило выявить в пределах Гренвильской зоны более древние этапы метаморфизма и кислого плутонизма — возрастом 2400—2500 и 1800—2000 млн лет, а также подтвердить существование этапа 950±100 млн лет. В районе Онтарио в распределении Rb-Sr датировок, отражающих возраст метаморфических процессов, обнаруживается зональность — наиболее древние приурочены к зоне Гренвильской провинции, тогда как более молодые значения возраста располагаются на удалении 100—150 км от зоны фронта (Krogh et al., 1970; Krogh, Davis, 1970). Процессы с возрастом дальсландской регенерации отмечаются в различных районах

Австралии. На западном ее побережье в это время формировались гранулиты блока Гринаф (Rb-Sr изохронный возраст —  $1040 \pm 50$  млн лет) и пегматиты около западного края блока Ийлгарн. Возраст гранитов Элбени (Юго-Западная Австралия, район Стирлинг-Рэйнд) —  $1100 \pm 50$  млн лет (Rb-Sr изохронный метод). В Центральной Австралии в районе Масгрейв Рэйнд многочисленные граниты и пегматиты имеют возраст 1000—1150 млн лет, но широко развитые здесь гранулиты по изохроне имеют более древний возраст —  $1390 \pm 130$  млн лет.

Таким образом, эти три главных хронологических уровня могут быть прослежены на многих континентах как верхняя возрастная граница главных геологических периодов докембрийской истории и по этой причине могут быть использованы как геохронологические границы первого порядка для глобальной стратиграфической шкалы докембрия.

Возможно, будут найдены и другие хронологические рубежи глобального масштаба, но в настоящее время другие тектоноплутонические события не коррелируются столь же хорошо в глобальном масштабе, поэтому имеют более локальное значение.

## ЛИТЕРАТУРА

Герлинг Э. К., Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. Б. и др. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии // Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.; Л., 1965.

Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. Определение возраста гранитов карелид Юго-Западной Карелии при помощи изохронного метода // Геохимия. 1964. № 1.

Горохов И. М., Кутявин Э. П., Варшавская Э. С., Лобач-Жученко С. Б. Геохронологическое изучение метаморфических пород восточной части Балтийского щита Rb-Sr методом на породах в целом // Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., 1969.

Жиров В. В., Зыков С. И., Тугаринов А. И. О возрасте цирконов древнейших формаций Кольского полуострова // Геохимия. 1961. № 12.

Зыков С. И., Тугаринов А. И., Бельков И. В., Бибилова Е. И. Возраст древнейших формаций Кольского полуострова // Геохимия. 1964. № 4.

Лобач-Жученко С. Б. Абсолютный возраст пород в пределах глыб фундамента // Граниты Кольского п-ова и Карелии. М.; Л., 1963.

Масленников В. А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.

Соботович Э. А., Гращенко С. М., Александрук А. С., Шац М. М. Определение возраста древнейших пород свинцово-изохронным и изотопно-спектральным стронциевым методами // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 10.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., 1966.

Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Горощенко Г. Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита // Геохимия. 1968. № 9.

Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Горлов Н. В. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций // Геохимия. 1970. № 3.

Ященко М. Л., Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. Исследование процессов омоложения в породах фундамента карелид Карелии с помощью Rb-Sr и K-Ar методов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 12.

Compston W., Arriens P. A. The Precambrian geochronology of Australia // Canad. J. Earth Sci. 1968. Vol. 5, N 3. Pt. 2.

Green D. C., Baadsgaard H., Cumming F. L. Geochronology of the Yellowknife area, Northwest Territories, Canada // Ibid.

Kouvo O., Tilton G. R. Mineral ages from Finnish Precambrian // J. Geol. 1966. Vol. 74, N 4.

Krogh T. E., Brooks C., Hart S. R., Davis G. L. The Grenville Front in the Chibougamau-Suprise Lake area // Carn. Inst. Wash. Year Book. 1970. Vol. 78.

Krogh T. E., Davis G. L. Metamorphism  $1700 \pm 100$  m. y. and  $900 \pm 100$  m. y. ago in the northwest part of the Grenville Province in Ontario // Ibid.

Stockwell C. H. Geochronology of stratified rocks of the Canadian Shield // Canad. J. Earth Sci. 1968. Vol. 5, N 3. Pt. 2.

Ятулийские отложения издавна рассматриваются как реперный (маркирующий) литолого-стратиграфический комплекс для расчленения и сопоставления ранне-докембрийских геологических образований Балтийского щита. Этому благоприятствуют характерные литологические соотношения со многими другими древними комплексами пород, сохраняющиеся практически на всей площади восточной части щита. Классические стратотипические разрезы ятулия установлены и изучены на территории Советской Карелии. Для него характерны два фациальных типа разрезов — терригенно-карбонатно-филлито-диабазовый и терригенно-диабазовый, связанные между собой латеральными переходами. В строении ятулийского разреза устанавливаются три последовательные трансгрессивно-регрессивные серии (циклы), выделенные соответственно в нижний, средний и верхний ятулий (Кратц, 1963; Соколов и др., 1970). С основными вулканитами связаны силлы и дайки габбро-диабазов. Через метаморфизованную кору химического выветривания и базальные элювиальные конгломератобрекчии ятулийские отложения трансгрессивно залегают на различных по составу и возрасту породах (гнейсы, гранитогнейсы, граниты, основные и кислые метавулканиты, сариолийские конгломераты) и перекрываются бесовецкой вулканогенно-терригенной свитой и иотнийскими терригенными отложениями каменно-борско-шокшинской серии.

Несмотря на важное геологическое и стратиграфическое значение ятулия, данные о его геохронологическом положении оставались явно неудовлетворительными. До последнего времени в советской геохронологической шкале его относят по косвенным радиометрическим показаниям (главным образом K-Ar) к интервалу 1900—2000 млн лет. Ряд новых данных относительно советской и зарубежной частей Балтийского щита указывает на необходимость более достоверного определения возрастных границ ятулия.

С этой целью авторами настоящей статьи для изучения U-Pb методом были отобраны пробы лейкократового альбитового диабаз из дайки габбро-диабаз, прорывающей нижнеятулийские кварцитопесчаники у пос. Муезерский в Центральной Карелии, и пробы кварцевого порфира, прорывающего толщу доятулийских метадиабазов и, в свою очередь, заключенного в виде обломочного материала в нижнеятулийских кварцитах района Лехты в Восточной Карелии.

Выделенные мономинеральные фракции цирконов без предварительной кислотной обработки разлагались во фторопластовых реакторах во фтористо-водородной среде при 220 °C в течение 2—10 суток по методике Т. Кроха (Krogh, 1973). Pb и U выделялись на ионообменных колонках со смолой Dowex-50. Содержание Pb и U определялось методом изотопного разбавления. Изотопные измерения производились с сухим алюмосиликатным эмиттером на масс-спектрометре МИ-1309, усовершенствованном дискретной разверткой по току электромагнита.

Изучение цирконовых зерен (табл. 5) из отобранных проб методом осколкордиографии (Комаров и др., 1967) позволило получить качественную картину распределения U в цирконах. Установлено, что в целом во всех исследованных пробах оно равномерно или приближается к таковому. Резких аномалий в распределении U как внутри зерен, так и между зернами в пределах одной пробы не обнаружено. Некоторые вариации содержания U в зернах связаны с неоднородностью их внутреннего строения: в цирконах кварцевых порфиров — с тонкозональным строением, а в цирконах лейкодиабазов — с наличием измененных участков. Кроме того, в тех и других цирконах наблюдаются редкие ураносодержащие микровключения. Но последние чрезвычайно редки и практически

<sup>1</sup> ДАН СССР. 1976. Т. 231, № 5. С. 1191—1194. (Совместно с О. А. Левченковым, Г. В. Овчинниковой, И. К. Шулушко, С. З. Яковлевой, А. Ф. Макеевым, А. Н. Комаровым).

Таблица 5

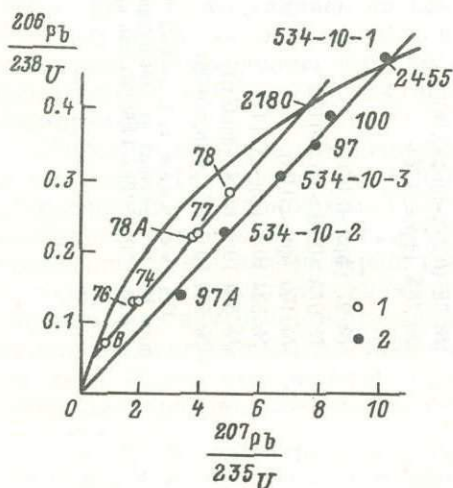
## Распределение изотопов U и Pb в цирконах

Номер пробы циркона (фракция)	Содержание, мкг/г		Изотопный состав, %				Кажущиеся значения возраста, млн лет		
	U	Pb	<sup>208</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb	$t \frac{(207)}{206}$	$t \frac{(206)}{238}$	$t \frac{(207)}{235}$
Из габбро-диабазов									
№ 74	986	211	35.646	9.850	54.239	0.265	1910	770	1120
№ 76 (крупный)	1160	195	19.080	10.686	69.989	0.245	1740	800	1090
№ 76 (вышелок)	62.7	13.4	52.484	10.305	36.707	0.504	1340	450	650
№ 77 (крупный)	843	291	32.768	9.085	58.015	0.132	2070	1320	1640
№ 78 (0.25>фр.>0.16)	504	222	29.789	10.755	59.220	0.236	2110	1620	1840
№ 78А (фр.<0.16)	435	164	30.202	12.485	56.920	0.393	2090	1310	1630
Из кварцевых порфиров									
№ 97 (фр.>0.16)	61.6	16.3	37.296	12.612	49.783	0.309	2650	850	1510
№ 97А (0.16>фр.>0.08)	48.7	26.2	26.642	13.101	59.990	0.267	2510	1950	2240
№ 100 (фр.<0.08)	129	75.7	28.640	11.396	59.792	0.172	2420	2140	2290
№ 534-10-1 (фр.<0.14)	51.8	36.0	24.621	13.062	62.051	0.266	2440	2500	2470
№ 534-10-2 (0.14>фр.0.10)	55.9	18.2	24.052	12.433	63.302	0.213	2410	1330	1800
№ 534-10-3 (0.1>фр.>0.05)	61.8	28.8	26.783	12.845	60.112	0.260	2470	1730	2090

Примечания: 1)  $\lambda_{238} = 1.53 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-10</sup>;  $\lambda_{235} = 9.72 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-10</sup>.  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.7$ ; 2) принятые изотопные отношения обыкновенного Pb: для циркона из габбро-диабазов —  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.34$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.23$ ; для цирконов из кварцевых порфиров —  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.20$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14.65$ ; 3) для пробы № 76 Pb и U отнесены ко всей навеске.

не влияют на общее содержание U в пробе. Детально изучался циркон из лейкодиабазов (табл. 5, №№ 76, 77). Установлено, что минерал метамиктизирован, обладает пониженным двупреломлением и подвергся вторичным изменениям, выразившимся в возникновении в прозрачном минерале участков агрегатного строения с микровключениями неясного состава. Изменения частично развиваются по трещинам, в участках неправильной формы, но чаще по некоторым зонам роста. Последние, по-видимому, в большей степени подвержены этому процессу из-за особенностей своего состава. Протравливанием циркона в 2.5 %-ном HF в течение 20 с выявлены при наблюдении его в отраженном свете под микроскопом большие масштабы изменения по микротрещинам, чем это было видно до травления. По данным осколкордиографии, зоны изменения имеют более высокое содержание U. В неизмененных цирконах концентрация U в 1.5—2 раза ниже и примерно одинакова в обеих пробах. Этим объясняется большее содержание U в пр. № 76, измененной почти нацело, по сравнению с пр. № 77, измененной на 55—65 % (табл. 5). Расположение точек проб на изохроне соответствует данным наблюдений: точка пр. № 76 лежит ближе ко времени наложенного процесса, чем точка пр. № 77 (рис. 14). Дискордантность изотопных отношений в данных цирконах в основном определяется привнесением U, а не потерей Pb при изменениях циркона во время наложенного процесса.

Интерпретация уран-свинцовых изотопных отношений цирконов производилась с использованием модели Везерилла (Wetherill, 1956), объясняющей наблюдаемую дискордантность эпизодическим нарушением возрастных уран-свинцовых соотношений. На графике в системе координат  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  (рис. 14) экспериментальные точки, соответствующие цирконам из кварцевых порфиров, методом наименьших квадратов аппроксимируются прямой (изохронной), пересекающей конкордию в точке, отвечающей возрасту  $2440 \pm 45$  млн лет ( $2\sigma$ ). Изохрона отсекает на оси абсцисс отрезок, превышающий ошибку опыта на уровне 95 %-ной значимости. Пересечение изохроной оси абсцисс справа от начала координат определяется положением на графике циркона № 97 ( $\text{фр.} > 0.16$ ), что может быть вызвано одной из двух причин: или неправильным выбором изотопного состава обыкновенного Pb, по которому была введена поправка в измеренные отношения, или присутствием небольших количеств древнего радиогенного Pb. Такой Pb мог бы находиться в ядрах или зернах унаследованного, более древнего циркона, отличающегося по содержанию и морфологическим признакам от остального циркона. Однако древний циркон, по-видимому, отсутствует, так как не диагностируется радиографией



и не обнаруживается под микроскопом. Из-за отсутствия галенита поправка на обыкновенный Pb вводилась по изотопному составу Pb, взятому из соответствующей таблицы (Kanasewich, 1968). Вероятно, некоторое несоответствие изотопного состава Pb, по которому введена поправка, изотопному составу обыкновенного Pb, присутствующего в цирконе № 97 ( $\text{фр.} > 0.16$ ) из кварцевых порфиров, и явилось причиной пересечения изохронной оси абсцисс.

Нами были также рассчитаны параметры прямой, проходящей через экспе-

Рис. 14. Уран-свинцовые изохроны, построенные по цирконам из габбро-диабазов (1) и кварцевых порфиров (2).

Цифры у точек — номера проб (табл. 5).

риментальные точки и начало координат. В этом случае значение возраста оказалось равным  $2455 \pm 45$  млн лет ( $2\sigma$ ), и оно принято нами в качестве времени образования кварцевых порфиров (рис. 14).

Изохрона, построенная по данным цирконов из лейкократовых габбро-диабазов, пересекает конкордию в двух точках. Верхнее пересечение отвечает значению возраста  $2180 \pm 60$  млн лет ( $2\sigma$ ), а нижнее —  $2700 \pm 75$  млн лет ( $2\sigma$ ). Возраст 2180 млн лет — это возраст внедрения дайки габбро-диабазов. Наложенный процесс, датируемый в 270 млн лет и приведший к изменению возрастных изотопных отношений и частичной раскristализации цирконов из лейкодиабазов, не фиксируется, однако, полевыми геологическими исследованиями. Изучение этого процесса требует постановки специальных работ.

Таким образом, время отложения нижнеятулийских кварцитов ограничивается снизу возрастом подстилающих их кварцевых порфиров,  $2455 \pm 45$  млн лет, и возрастом прорывающих их габбро-диабазов,  $280 \pm 60$  млн лет, т. е. начало отложения ятулийского осадочного комплекса Карелии древнее, чем считалось до сих пор.

Эти данные согласуются с возрастными определениями ятулийских кварцитов Финляндии по прорывающим диабазам — 2160 и 2250 млн лет (Sakko, 1971; Sakko, Laajoki, 1975).

Минимальные возрастные значения для морского ятулия (средний—верхний ятулий, в советской терминологии) 2080 млн лет для района Южной Пуоланка (Sakko, Laajoki, 1975) и 2050 млн лет для области Калккимаа (Wampler, Kulp, 1962), что в целом сходится с более ранними определениями времени ятулийского осадконакопления — около 2100 млн лет (Kouvo, Kulp, 1961; Wampler, Kulp, 1964). Наибольшие значения возраста получены U-Pb методом по цирконам прорывающих ятулийские кварциты альбитовых диабазов — 2250 млн лет (Sakko, 1971), а также Pb-Pb методом по доломиту из карбонат-кварц-сульфидных жил Салмиярви — 2200—2300 млн лет (Sakko, Laajoki, 1975).

Приведенные данные без сомнения фиксируют более древний, чем предполагавшийся ранее, возрастной интервал ятулия, оставляя открытым вопрос о более точном определении времени начала и завершения собственно ятулийского осадконакопления.

## ЛИТЕРАТУРА

Комаров А. Н., Шукколюков Ю. А., Сквородкин Н. В. Исследования содержания и распределения урана в некоторых горных породах и минералах методом нейтронной активации с регистрацией треков осколков деления // Геохимия. № 7. 1967.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии // Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР. М.; Л., 1963. Вып. 16.

Соколов В. А., Галдобина Л. П., Чернов В. М. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск, 1970.

Kouvo O., Tilton G. R. Mineral ages from the Finnish Precambrian // J. Geol. 1966. Vol. 74, N 4.

Krogh T. E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb from isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 37, N 3.

Sakko M. Varhais—Karjalaisten metadiabaasien radiometrisia zirkoni—ikiä // Geologie. 1971. Vol. 23, N 9.

Sakko M., Laajoki K. Whole rock Pb—Pb isochron age for the Pääkköiron formation in Väyrylänkylä, South Puolanka area, Finland // Bul. Geol. Soc. Finland. 1975. Vol. 47.

Wampler I. M., Kulp I. L. Isotopic composition and concentration of Pb in some carbonate rocks // Geol. Soc. Amer., 1962. Volume in honor of Buddington.

Wampler I. M., Kulp I. L. An isotopic composition of lead in sedimentary pyrite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. Vol. 28, N 5.

Wetherill G. W. Diccodant uranium—lead ages // Trans. Am. Geophys. Union. 1956. Vol. 37, N 3.

**О НАХОДКЕ ДРЕВНИХ КОНГЛОМЕРАТОВ  
НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ  
И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ<sup>1</sup>**

В Центральной Карелии, к востоку от оз. Остер, в 1974 г. нами были обнаружены выходы полимиктовых конгломератов. При детальном картировании этого участка выяснилось, что конгломераты составляют часть конгломерато-песчаниковой толщи, ранее неизвестной. Эта толща, названная остерской, слагает два блока общей площадью порядка 1 км<sup>2</sup>, имеющих тектонические ограничения. Видимая суммарная мощность терригенных пород около 400 м. Породы в обоих блоках имеют субмеридиональное простирание с крутым падением на восток. Параллельно слоистости развита сланцеватость, отвечающая осевым поверхностям ранних складок, а также несколько генераций более поздних сланцеватостей, большая часть которых отвечает дизъюнктивным дислокациям. Породы остерской толщи прорваны двумя типами метагаббро, гранит-порфирами и несколькими разновидностями гранитов (рис. 15). Наиболее молодые интрузивные породы — лейкократовые двуслюдяные плагиомикроклиновые граниты. Весь комплекс пород метаморфизован в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Конгломераты представляют собой плохо сортированные валунно-галечные полимиктовые образования. Преобладающий размер обломков — 10—20 см при колебании от галек и валунов диаметром 40—80 см до мелких зерен. Гальки по составу представлены среднезернистыми плагиоклазовыми и плагиоклаз-биотитовыми гранитами, плагиогранит-порфирами, различной зернистости метагаббро, метагаббро-диабазами, габбро-диоритами, метаандезитами. Кроме того, встречены единичные гальки лейкократовых метавулканитов и пород, по составу отвечающих базальтовым коматиитам (высокомagneзиальным базальтам). Упаковка галечного материала плотная, но неравномерная. Крупнообломочный материал составляет, как правило, 65—85 % объема пород. Цемент не однороден по зернистости и составу: в участках, обогащенных гранитными гальками, состав его приближается к аркозам; в участках с преобладанием основных пород — к грауваккам. В целом заполняющее вещество представлено в различной степени переработанным мелкообломочным материалом пород, слагающих гальки. Цемент метаморфизован и представлен кварц-плагиоклазовым гнейсом с различным количеством биотита, амфибола и эпидота.

Вопрос о стратиграфическом положении конгломератов в Карелии является остродискуссионным. Наличие базальных конгломератов в основании древних супракрустальных серий было отмечено во многих районах (Кратц, 1963; Чернов, 1964; Харитонов, 1966; Руденко, 1968; Богданов и др., 1968). Тем не менее М. А. Гилярова, посетившая все эти участки, отрицает наличие древних конгломератов и считает, что первые конгломераты в разрезе докембрия Балтийского щита появились в предъятулийскую эпоху (Уилсон, 1968), т. е. они более молодые по отношению к древним супракрустальным породам (нижнему протерозою, нижнему карелию или докарелию, в терминологии разных исследователей).

Стратиграфическое положение остерской конгломерато-песчаниковой толщи представляется достаточно ясным. Более древним по отношению к терригенной толще является комплекс основных и средних метавулканитов, расположенных как в непосредственной близости от остерских конгломератов, так и развитых в ряде районов к юго-западу от выходов терригенной толщи.

В составе галек конгломератов присутствуют все типы метавулканитов и прорывающих их интрузивных пород. Таким образом, конгломераты распола-

<sup>1</sup> ДАН СССР. 1977. Т. 234, № 1. С. 142—144. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, И. К. Шулешко, В. С. Байковой).

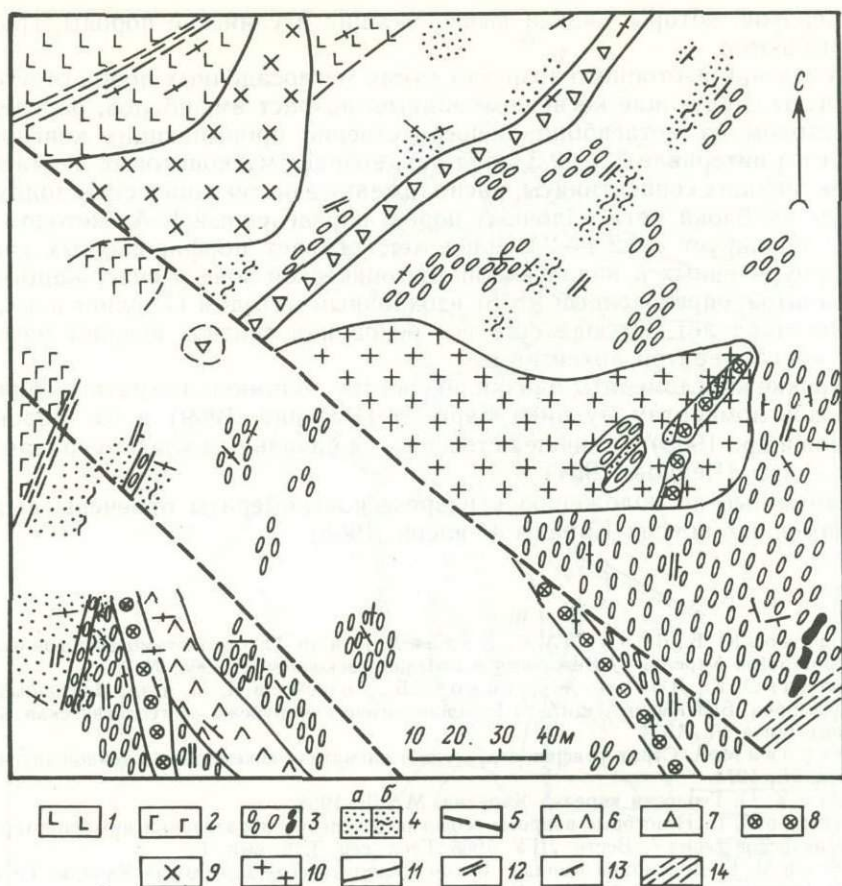


Рис. 15. Деталь геологического строения Северного блока остерской терригенной толщи (восточнее оз. Вожема).

1 — метавулканыты (нижняя толща); 2 — ультраосновные породы; 3—4 — верхняя терригенная толща [3 — метаморфизованные полимиктовые конгломераты с редкими прослоями и линзами метапесчаников; 4 — собственно метапесчаники (а) и с прослоями метавулкаников (б)]; 5 — пегматоидный плагиогранит (будирированная жила); 6 — габбро-диабаз; 7 — среднезернистое габбро; 8 — гранит-порфир; 9 — мусковитовые плагиограниты; 10 — биотито-мусковитовые плагиомикроклиновые граниты; 11 — тектонические нарушения; 12 — слоистость; 13 — наложенная сланцеватость; 14 — милониты.

гаются не в основании разреза нижнего (в понимании К. О. Кратца, 1963) карелия, а в его средней части, отделяя нижнюю вулканогенную толщу от верхней терригенной. В то же время остерские конгломераты нельзя рассматривать как внутрiformационные образования. Изучение структур комплекса метавулкаников, а также состава и степени метаморфизма галек, свидетельствует о значительном перерыве, предшествующем образованию конгломератов. Породы вулканогенного комплекса до формирования конгломератов были метаморфизованы, деформированы и интродуцированы гранит-порфирами и среднезернистыми плагиогранитами. Этот результат изучения остерских конгломератов представляется особенно важным, поскольку ранее во всех стратиграфических схемах (Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Гилярова, 1974) эти толщи рассматривались как единая серия (бергаульская, или парандовская).

Конгломераты и переслаивающиеся с ними метапесчаники являются более древними по отношению к многочисленным интрузивным породам, в том числе и к пегматоидным плагиомикроклиновым гранитам. Плагиомикроклиновые граниты наряду с другими встречаются в обломочном материале сариолийских

конгломератов, которые, как и вышележащие ятулийские породы, гранитами не прорываются.

Определения изотопного возраста самих метаосадочных пород отсутствуют. Существуют следующие косвенные данные: возраст амфиболов, определенный К-Аг методом из метагаббро, непосредственно прорывающих конгломераты варьирует в интервале 2.9—2.3 млрд лет; возраст мусковитовых пегматоидных гранитов, рвущих серпентиниты, расположенные по тектоническим зонам, ограничивающим блоки метаосадочных пород, определенный К-Аг методом по мусковиту, варьирует от 2.4—2.2 млрд лет; возраст порфиридных гранитов, также приуроченных к аналогичной тектонической зоне и содержащих линзы серпентинитов, определенный Rb-Sr изохронным методом (Герлинг и др., 1972), равен 2.5 млрд лет. Отсюда есть все основания считать возраст рассматриваемых конгломератов архейским.

Остерские конгломераты близки по составу обломков и стратиграфическому уровню конгломератам рудника Бергаул (Руденко, 1969) и оз. Вороньего и (Богданов и др., 1968) в меньшей степени — к базальным конгломератам суккозерской свиты (Чернов, 1964).

Аналогичные по положению в разрезе конгломераты отмечены в древних зеленокаменных поясах Канады (Уилсон, 1968).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Казак А. П. и др. Глубокометаморфизованные конгломераты протерозоя Карелии // Литология и полезные ископаемые. 1968. № 2.
- Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б., Горохов И. М. и др. Изотопный возраст пород докембрия Балтийского щита // Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1974.
- Гилърова М. А. Стратиграфия, структура и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1974.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.; Л., 1964.
- Руденко В. Е. Некоторые вопросы геологии и условия образования нижнепротерозойских толщ бергаульской серии // Вестн. ЛГУ. 1968. Геол. сер. Т. 6, вып. 1.
- Уилсон М. Е. Докембрий Канады: Район Йеллоунайф // Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., 1968.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления железокремнистых формаций докембрия. М.; Л., 1964.

#### СТРОЕНИЕ И ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ<sup>1</sup>

В настоящей работе на основании комплекса геологических и геофизических данных предпринята попытка расшифровать глубинную структуру земной коры Балтийского щита, выявить главные элементы строения этого региона и проследить их эволюцию в течение всей геологической истории. . .

Совместное использование сейсмических и гравиметрических данных позволило произвести районирование земной коры Балтийского щита и выделить в его пределах сегменты и блоки различных порядков, а также разделяющие их мобильно-проницаемые зоны, сохранявшие свою активность в течение длительного времени или закладывавшиеся в относительно поздние периоды геологической истории. Каждая из выделяемых здесь структур на определенных этапах развития становилась автономной в смысле тектонических и термодинамических режимов глубинного петрогенезиса, что и обусловило существенные различия их внутренней структуры (рис. 16).

<sup>1</sup> Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978. С. 182—203. (Совместно с В. А. Глебовицким, И. В. Литовченко, В. Л. Дуком, Е. В. Шарковым, Р. В. Былинским).

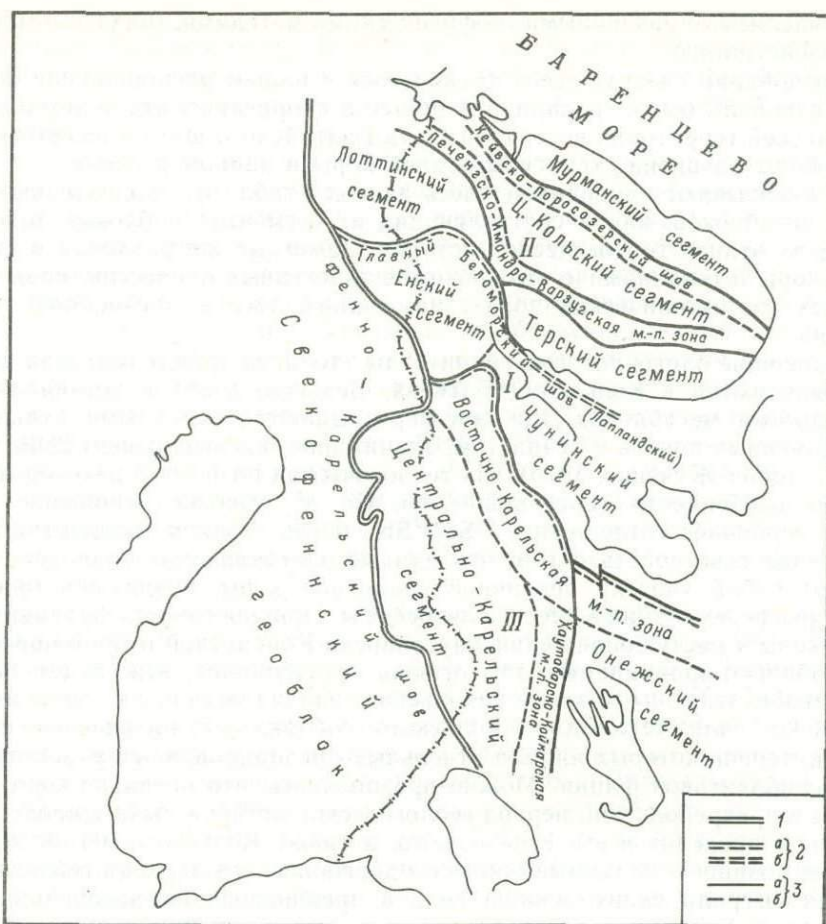


Рис. 16. Схема блокового строения восточной части Балтийского щита. Составили В. А. Глебовицкий, В. Д. Дук, Ю. И. Лазарев, Е. В. Шарков.

I—III — мегаблоки (I — Беломорский, II — Кольский, III — Карельский).

Границы: 1 — геоблоков; 2 — мегаблоков, соответственно установленные (а) и предполагаемые (б); 3 — сегментов, соответственно установленные (а) и предполагаемые (б).

Внутренняя структура блоков различного порядка, сегментов и мобильно-проницаемых зон охарактеризована на основании принятой в данной работе четырехслойной модели разреза земной коры. Выделены осадочно-вулканогенный (α), гранитно-ультраметаморфический (γ), «диоритовый» (δ) и «базальтовый» (β) слои, названные так условно и в различных ситуациях имеющие различное вещественное выражение.

Анализ фактического материала привел к заключению о том, что глубинная блоковая структура земной коры не всегда совпадает с устанавливаемой по поверхностным данным на основании тектонического районирования. Авторы сочли целесообразным не прибегать во всех случаях к обязательному согласованию геологических и геофизических границ, а дать отдельное описание вариантов районирования, произведенного на основании различных методов. При этом имелось в виду, что геофизические блоки отражают главным образом современное состояние вещества коры как суммарный эффект всех проявляющихся в разное время эндогенных процессов и новейшей перестройки Балтийского щита, тогда как на схемах тектонического районирования границы во многих случаях являются историко-геологическими. Более того, блоки земной

коры, выделяемые различными геофизическими методами, могут иметь различную конфигурацию.

На основании синтеза всего имеющегося в нашем распоряжении фактического материала была предпринята попытка скоррелировать эндогенные процессы по всей территории восточной части Балтийского щита и наметить основные периоды развития структуры земной коры в данном регионе.

Как показывают приводимые здесь данные (табл. 6), окончательное оформление мегаблоков, как и составляющих их сегментов и блоков, произошло на поздних этапах геологической истории. Заметные же различия в строении земной коры и геодинамических режимов эндогенных процессов, проявленных в разных геотектонических зонах, наметились уже в древнейшие периоды эволюции.

Древнейшие олигоклазовые гранитоиды (тоналит-тронджемитовая ассоциация) выделяются в Кольском (Батиева, Бельков, 1968) и устанавливаются в Карельском мегаблоках, где они перекрываются основными вулканитами зеленокаменных поясов с возрастом, значительно превышающем 2800 млн лет (Кратц, Лобач-Жученко, 1975). Их геологическая позиция и некоторые геохимические особенности (обогащение Ni, Cr, V, высокое отношение Ni/Mg, низкое первичное отношение  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ , очень низкая концентрация U) могут свидетельствовать о том, что данные олигоклазовые гранитоиды представляют собой участки первичной гранитной коры, возникшей при самой ранней дифференциации вещества литосферы. Приуроченность фрагментов первичной коры к месту сопряжения Хаутаваарско-Койкарской и Восточно-Карельской мобильно-проницаемых зон отнюдь не случайна. Как будет показано ниже, именно эти зоны во время ребольской складчатости испытывали наименее существенные для всего Карело-Кольского геоблока метаморфические преобразования, степень которых лишь в отдельных дислоцированных участках достигала амфиболитовой фации. Можно предполагать, что первично-коровые гранитоиды в предребольский период геологической истории были широко распространены в пределах всего Карельского, а также Кольского мегаблоков.

Более поздние эндогенные процессы доребольского периода геологического развития сыграли существенную роль в преобразовании древнейших пород Кольского и Беломорского геоблоков и в формировании структуры земной коры этих геотектонических регионов.

В пределах Западно-Кольского и Титовского блоков Кольского мегаблока доребольский этап эволюции выявляется с наибольшей достоверностью и выра-

жается в интенсивном проявлении деформаций кольской серии в системах изоклинальных складок (Добржинецкая, 1975), ее однородном метаморфизме в условиях гранулитовой фации и ультраметаморфизме (чарнокитизации) под действием тепловых потоков умеренной плотности (рис. 17). Указанные преобразования накладываются на так называемый фундамент кольской серии (возможный аналог первично-коровых гранитоидов) и на ее пестрые по составу супра-крупные толщи, включающие наряду с кислыми гнейсами продукты контрастного толеит-базальтового, липарит-дацитового вулканизма. Наличие гранитоидов в основании и формационное сходство ранних вулканитов кольской серии и лопия Карелии могут

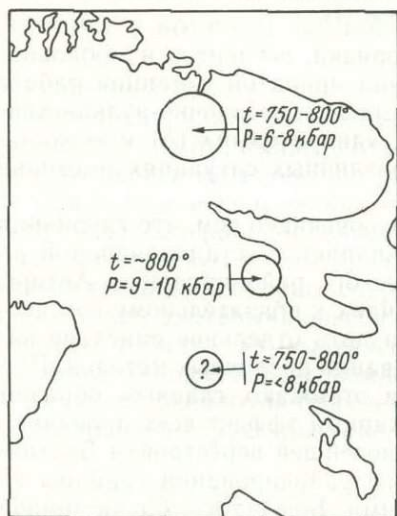


Рис. 17. Условия доребольского метаморфизма.

свидетельствовать о сходстве состояния земной коры во время наиболее древних этапов эволюции Кольского и Карельского мегаблоков. Что же касается возрастных корреляций слагающих их супракрустальных комплексов и выявляющихся в них этапов складчатости, то решение этих задач требует дальнейших исследований.

Доробольский период геологической истории Кольского мегаблока завершается внедрением гиперстеновых диоритов (эндербитов), имеющих возраст около 2950 млн лет (Пушкарев, 1976 г., устное сообщение), которые в совокупности с кольской серией и ее фундаментом, метаморфизованных в гранулитовой фации, являются одним из вещественных выражений выделенного на основании гравиметрических и сейсмических данных «диоритового» слоя земной коры.

В Беломорском мегаблоке признаки доробольских эндогенных процессов устанавливаются в Чупинском сегменте и в Толвандозерском блоке Енского сегмента. В последнем случае реликтовые парагенезисы гранулитовой фации полностью исчезают севернее крупного падающего на север надвига, примерно совпадающего с границей названного блока. Судя по сейсмическому профилю Мончегорск—Пяозеро (Земная кора. . ., 1975), породы, первично метаморфизованные в гранулитовой фации, полого уходят под гнейсы, которые слагают на современном эрозионном уровне большую часть Енского сегмента, а следовательно, распространены они шире, чем это можно установить при геологических исследованиях.

Термодинамический режим доробольского метаморфизма Беломорского мегаблока мало отличается от такового одновозрастных процессов на Кольском полуострове. Можно лишь отметить, что в центральной части Чупинского сегмента (район Поньгомы) установлены (Другова и др., 1977) парагенезисы гранулитовой фации повышенных давлений (рис. 17), что может соответствовать режиму формирования ортопироксен-плагиоклазовых эклогитоподобных пород с гранатом повышенной магнетальности ( $B_2$ ). Продукты этого метаморфизма подвергаются слабому ультраметаморфизму с образованием чарнокит-магматитов. Принадлежность последних к наиболее древним этапам развития беломорид оспаривается О. И. Володичевым (1975а), считающим упомянутые только что чарнокиты и гиперстеновые диориты Поньгом-наволока (табл. 6) селецкими образованиями.

Сами толщи беломорского комплекса, подвергающиеся метаморфизму гранулитовой фации, существенно отличаются от кольской серии широким распространением метаморфизованных основных пород, являющихся продуктами толеит-базальтового эффузивного и интрузивного магматизма.

В пределах Карельского мегаблока древнейшие гранулиты, предшествующие ребольской складчатости, достоверно не выделяются. Такие породы (рис. 17) известны лишь в Западной Карелии (Синицын, Корсакова, 1971; Свириденко, 1974). Однако есть основание предполагать, что метаморфизм гранулитовой фации синхронен одной из стадий ребольской фазы складчатости.

Ребольский период геологического развития сыграл существенную роль в формировании структуры земной коры Карело-Кольского геоблока; в дифференциации тектонических режимов в его пределах; в обособлении Кольского, Беломорского, Карельского мегаблоков и разграничивающих их мобильно-проницаемых зон в качестве автономно развивающихся структур; в расчленении мегаблоков на сегменты, отличающиеся тектоническими и термодинамическими режимами глубинного петрогенезиса. На всей территории Карело-Кольского геоблока существовала обширная дифференцированная подвижная область.

Беломорский мегаблок выделяется среди окружающих его структур режимом эндогенных процессов (рис. 18). Для него характерен однообразный ареально проявленный толеит-базальтовый магматизм, следствием которого является формирование комплекса позже метаморфизованных интрузий лерцолитов, норитов, габбро-норитов и габбро-анортозитов (друзиты I группы);

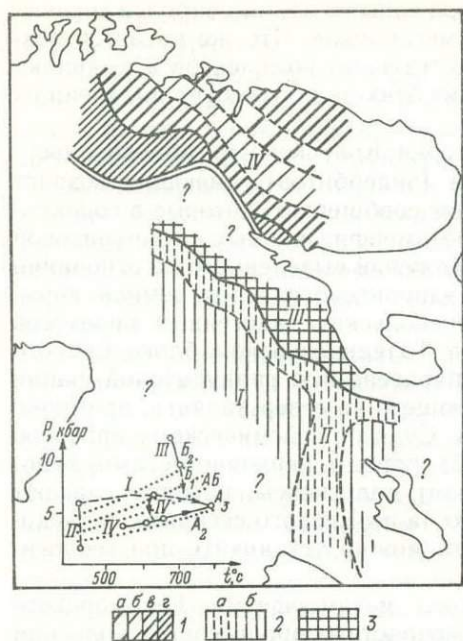


Рис. 18. Условия ребольского метаморфизма.

I—IV — основные структуры (I — Западно-Карельский сегмент, II — Хаутаварско-Койкарская и Восточно-Карельская мобильно-проницаемые зоны, III — Беломорский мегаблок, IV — Кольский мегаблок).

I — андалузит-силлиманитовая серия: а—в — субфации фации куммингтонитовых амфиболитов (а — ставролитовые, б — гранат-биотит-силлиманит-мусковитовые, в — гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовая); г — гранулитовая фация; 2 — кианит-силлиманитовая серия (а—б — соответственно зеленых сланцев и альмандиновых амфиболитов); 3 — фация альмандиновых амфиболитов особо высоких давлений.

становление последних происходит на больших глубинах при давлении порядка 5—12 кбар.

В ребольский период эволюции Беломорского мегаблока в условиях интенсивного тангенциального сжатия были сформированы главные складчатые структуры беломорской серии, которым предшествовала складчатость радиального сжатия и еще более древние структуры тангенциального сжатия. Во время проявления инициального толеит-базальтового магматизма, синхронного ранним стадиям деформаций.

и непосредственно после консолидации интрузий осуществляется интенсивный метаморфизм в режиме  $B_2$  при особо высоких давлениях (9—11 кбар) и при температурах 700—800° с образованием комплекса кианит-ортоклазовых гнейсов и эклогитоподобных пород, в частности кианитсодержащих. Завершался метаморфизм рассматриваемого периода преобразования при несколько пониженных давлениях (в режиме  $B_1$ ) мигматизацией и гранитизацией (плаггиоклазовые и плаггиомикроклиновые граниты I группы).

Приведенные данные свидетельствуют об относительном переохлаждении Беломорско-Лапландской зоны (о низких плотностях тепловых потоков) в ребольский период, что может быть связано с преобладанием здесь быстрых нисходящих движений. Эта особенность зоны отчетливо выступает при ее сравнении с Кольским и Карельским мегаблоками, которые оказываются во многом сходными друг с другом, хотя каждый из них обладает и своими специфическими чертами. Такие специфические режимы глубинного петрогенезиса в Беломорском мегаблоке могли обусловить значительное переуплотнение вещества нижней части коры, что, вероятно, объясняет (по крайней мере отчасти) необычно сильную положительную аномалию силы тяжести, наблюдаемую в этом районе.

Ребольский период эволюции Кольского мегаблока ознаменовался проявлением контрастного толеит-базальтового и липаритдацитового эффузивного магматизма и появлением железорудных пород, причем кислые члены названных серий получили весьма широкое развитие главным образом в пределах Центрально-Кольского сегмента. Проявление высокотемпературного зонального метаморфизма, фиксирующего появление в земной коре положительных термических аномалий, и ультраметаморфизма обычно связано с периодом инверсии тектонического режима и последующего восходящего движения вещества (Глебовицкий, 1973). Данные по глубинной структуре Центрально-Кольского сегмента позволяют высказать предположение о том, что эти движения захватывают глубинные части литосферы, вызывая подъем раздела М. Так же как и в Беломорском мегаблоке, формированию главных линейных структур кольской серии предшествуют деформации радиального сжатия, но

накладывающиеся непосредственно на широко распространенные в данном регионе гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации. Парагенезисы особо высоких давлений, столь характерные для Беломорского мегаблока, на Кольском полуострове отсутствуют. Региональный метаморфизм, синхронный со складчатостью радиального сжатия, отличается необыкновенной однородностью и проявляется в условиях высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов при среднем давлении (6—6.5 кбар), в режиме  $B_1$ , что свидетельствует об умеренной напряженности и слабой дифференцированности температурного поля.

Следует отметить, что геотермический режим глубинного петрогенезиса ребольского периода практически не отличим от режима формирования древних гранулитов кольской серии. Создается такое впечатление, что эти образования не были эродированы в предребольское время, а лишь были приподняты на уровень наложенного метаморфизма фации альмандиновых амфиболитов. Такое воздымание, возможно, явилось причиной радиального сжатия и формирования раннеребольских лежащих структур, предшествовавших главным складкам кольской серии.

Ранний ребольский метаморфизм сопровождался интенсивной глубинной гранитизацией, что явилось причиной существенной перестройки структуры земной коры, появления достаточно мощного гранитного слоя. Особо интенсивно эти процессы проявились в периферических частях Западно-Кольского блока и в Мурманском сегменте.

Дальнейшее воздымание рассматриваемой области обусловило изменения геотермического режима метаморфизма, что было причиной появления диафторитов и прогрессивно метаморфизованных пород лопия, принадлежащих фациальной серии  $A_3$ . Процессы малоглубинного метаморфизма наиболее полно проявлены в западной части Кейвско-Полмосозерской шовной зоны, в Титовском блоке, Лоттинском и Терском сегментах. Степень позднеребольского метаморфизма значительно меняется, возрастая в южной части Кольского мегаблока до гранулитовой фации (рис. 18).

В Карельском мегаблоке, как и в Кольском, а особенно в пределах Центрально-Карельского сегмента, широко проявлен контрастный толеит-базальтовый и липарит-дацитовый эффузивный магматизм лопского времени. В Восточно-Карельской и Хаутаварско-Койкарской мобильно-проницаемых зонах резко возрастает роль толеитовых базальтов и появляется ассоциация пикритов и магнезиальных толеитов, а магматизм в целом становится близким к инициальному ребольскому магматизму Беломорского мегаблока.

Ребольский региональный метаморфизм крайне неоднороден. Степень его меняется по латерали от зеленосланцевой до альмандин-амфиболитовой фации, а режим глубинного петрогенезиса варьирует от  $B_1$  или даже  $B_2$  в среднетемпературных зонах до  $A_3$  в зонах высоких температур (рис. 18). Есть основание предполагать, что гранулиты умеренной глубинности, обнаруженные в Западной Карелии, являются членами упомянутой только что зональности и имеют ребольский возраст. Степень метаморфизма в общем возрастает по направлению к центральным частям Центрально-Карельского сегмента. В этом же направлении возрастает и интенсивность гранитизации земной коры, явившейся причиной редуцирования «диоритового» слоя. Особого внимания заслуживает тот факт, что такая переработка осуществляется на фоне значительного воздымания границы  $M$ ...

В Восточно-Карельской и Хаутаварско-Койкарской мобильно-проницаемых зонах в отличие от Центрально-Карельского сегмента степень метаморфизма пород лопия заметно снижается, благодаря чему мы и наблюдаем здесь хорошо сохранившиеся древнейшие образования Карело-Кольского геоблока и, в частности, фрагменты первичной сиалической коры.

Низкая степень ребольского метаморфизма в мобильно-проницаемых зонах

может свидетельствовать о том, что в их пределах слабо проявлены процессы воздымания постинверсионной стадии развития подвижной области. Такое заключение согласуется с фактом глубокого залегания границы М.

Переход к этапу промежуточной консолидации коры более или менее отчетливо выражен на всей территории Карело-Кольского геоблока и ознаменовался становлением комплексов субщелочных гранитоидов Мурманского сегмента, мангеритов и гиперстеновых гранодиоритов (Топозерский массив) Восточно-Карельской мобильно проницаемой зоны, порфириовидных, существенно микроклиновых гранитов Карельского мегаблока (Карташевский массив). Кроме того, в пределах Карельского мегаблока и Восточно-Карельской мобильно проницаемой зоны наблюдается отчетливое угловое несогласие между лопнем и сумием, а в Кольском мегаблоке — коры выветривания в основании предположительно сумийской кейвской свиты, что может указывать на наличие постребольской пенепленизации территории рассматриваемого геоблока. В настоящее время пока отсутствуют убедительные данные о промежуточной консолидации Беломорского мегаблока и в зоне Главного Беломорского шва.

Таким образом, ребольский период геологического развития характеризуется существованием в пределах всего Карело-Кольского геоблока подвижной области, наиболее тектонически активной, осевой структурой которой была Беломорско-Лапландская зона; последняя по особенностям инициального магматизма, термодинамическому режиму глубинного петрогенезиса напоминает эвгеосинклинали неогей. По тектоническому режиму она близка к Восточно-Карельской мобильно проницаемой зоне и отличается от нее интенсивно проявленным воздыманием в связи с ребольской инверсией, которая выразилась в развитии складчатости радиального сжатия и, возможно, в воздымании глубинных границ, в том числе раздела М в центральных частях Чупинского сегмента.

Кольско-Норвежская и Центрально-Карельская зоны закладывались в ребольское время на сиалической коре и характеризовались существенно иным контрастным инициальным магматизмом. Различия тектонических режимов сравниваемых зон определили формирование на их месте комплементарных (парных) метаморфических поясов, резко отличающихся геотермическими режимами глубинного петрогенезиса. Особенно отчетливо эта закономерность выступает при сравнении эндогенных процессов ребольского возраста Беломорского и Кольского мегаблоков. Восточно-Карельская мобильно проницаемая зона и гипотетическая структура, на месте которой впоследствии возник Главный Беломорский шов, играли роль переходных зон, которые разграничивают структуры земной коры, эволюционирующие в различных тектонических режимах. Восточно-Карельская зона приобрела свойственные ей особенности глубинного строения (глубокое положение разделов К и М, хорошо развитый слой  $\delta$ ) благодаря тому, что в ее пределах слабо проявлены постинверсионные процессы.

Следующий — селецкий — период геологического развития в качестве самостоятельного, четко ограниченного сверху этапа геологического развития выделяется в пределах Карельского мегаблока и с некоторой долей условности — в Кольском мегаблоке. Беломорский мегаблок, возможно, является областью сквозного селецко-свекофеннского развития, и явных признаков постселецкой стабилизации в нем пока не устанавливается. Время проявления эндогенных процессов, свойственных Главному Беломорскому шву, геологически точно не документируется — они могли начаться в селецкий период эволюции (табл. 6). Однако, судя по изотопно-геохронологическим данным, магматизм и метаморфизм в этой зоне проявлялись 1950 млн лет назад, т. е. в свекофеннский период развития.

Селецкий период геологического развития отличается повсеместным формированием узких линейных зон складчатости тангенциального сжатия, разделяю-

щих блоки, которые слабо переработаны деформациями и метаморфизмом. Особо интенсивно селецкая складчатость проявлена в Восточно-Карельской мобильно-проницаемой зоне.

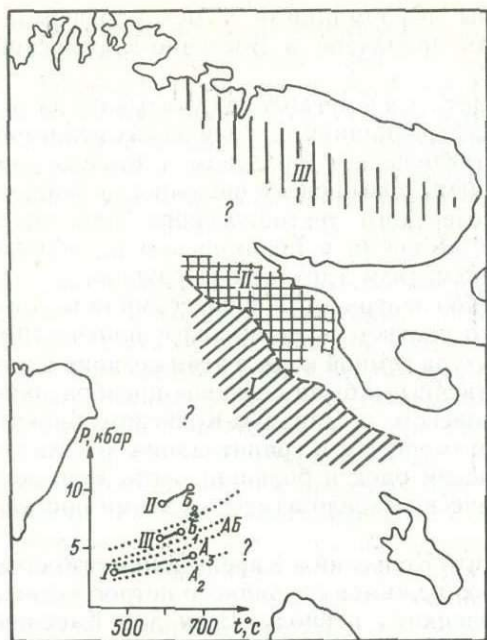
Сравнительный анализ основного магматизма в мегаблоках указывает на то, что намечившаяся в ребольское время дифференциация тектонических режимов сохраняется и в селецкий период. Действительно, в Кольском и Карельском мегаблоках появляются базальтоидные магмы повышенной щелочности (интрузия габбро-анортозитов Кейвско-Поросозерского тектонического шва, вулканы сумия Западной Карелии). В то же время в Беломорском мегаблоке ареально проявлен оливин-толеитовый магматизм (друзиты II группы).

Карельский мегаблок, по-видимому, слабо переработан процессами метаморфизма, проявляющегося в режиме А, что соответствует высоким плотностям тепловых потоков, и гранитизацией; структура земной коры в этом регионе мало менялась в селецкое время. Более существенными были селецкие преобразования Кольского мегаблока. Если в Титовском и Западно-Кольском блоках в Мурманском сегменте складчатость, метаморфизм и гранитизация локализовались в узких линейных зонах, то Кейвский блок и большая часть Кейвско-Поросозерской шовной зоны были практически нацело изменены этими процессами (рис. 19).

Обращает на себя внимание тот факт, что Кольский и Карельский мегаблоки значительно различаются направленностью режимов глубинного петрогенезиса на отрезке времени от ребольского к селецкому периоду. Если для Карелии свойственна эволюция от кианит-силлиманитового ( $B_1$ ) к андалузит-силлиманитовому режиму, что характерно для большинства полициклических областей докембрия (Глебовицкий, 1973), то на Кольском полуострове наблюдается возврат к режимам формирования кианит-силлиманитовой фациальной серии после проявления поздне-ребольского малоглубинного зонального метаморфизма. К сожалению, в настоящее время нет достаточного количества данных по структуре и петрологии метаморфических комплексов Кейвского блока, для того чтобы можно было удовлетворительно объяснить упомянутое нарушение общей закономерности эволюции метаморфических процессов. Вероятно, в связи с этим остаются необъяснимыми и некоторые особенности глубинной структуры Кейвского блока, а в частности — неглубокое залегание границы М (33 км) при значительной мощности  $\gamma$ -слоя.

Хотя в Беломорском мегаблоке никаких признаков постребольской промежуточной консолидации не найдено, магматические и метаморфические процессы, знаменующие начало нового, селецкого тектонического цикла, выражены достаточно отчетливо. К этому моменту относится внедрение пикрит-базальтовых магм, образование друзитов II группы и их метаморфизм совместно с вмещающими их гнейсами и кристаллическими сланцами. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса соответствовал фациальной серии  $B_2$  и мало отличался от режима эндогенных процессов ранних стадий ребольской фазы складчатости (рис. 19). Иными словами, и на основании данного признака можно прийти к заключению о том, что в селецкое время Беломорско-Лапландская зона была максимально мобильной зоной в обширной подвижной области, занимавшей всю площадь Карело-Кольского геоблока. Происходит лишь некоторое смещение тектонически активной зоны на север.

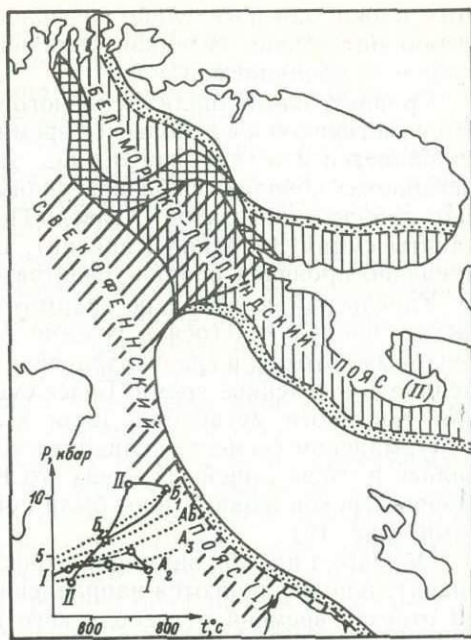
Существующий в настоящее время фактический материал по Беломорскому мегаблоку и Восточно-Карельской мобильно-проницаемой зоне не дает однозначного решения вопроса о возрасте метаморфической зональности, проявленной на границе этих структур. С одной стороны, есть данные о свекофеннском возрасте этих процессов. Но, с другой стороны, детально изученные складчатые структуры супракрустальных толщ Северной Карелии, относимых к сумию или ятулию (Московченко, Турченко, 1975), на ранних своих стадиях коррелируются в одной схеме (табл. 6) с селецким этапом эволюции, а на поздних стадиях —



1 2 3

Рис. 19. Условия селецкого метаморфизма.

I—III — основные структуры (соответственно Карельский, Беломорский, Кольский мегаблоки). 1—2 — фациальные серии (соответственно андалузит- и кyanит-силлиманитовая); 3 — фации альмандиновых амфиболитов особо высоких давлений.



1 2 3 4

Рис. 20. Условия свекофеннского метаморфизма.

1—2 — фациальные серии (соответственно андалузит- и кyanит-силлиманитовая); 3 — зоны горизонтальных температурных градиентов; 4 — гранулитовая фация высоких давлений.

со свекофенским. Невозможность разорвать эти последовательно проявляющиеся деформации и отнести их к разным тектоническим циклам заставляет говорить лишь о проявлении в северной части Беломорья некоторого нерасчлененного селецко-свекофеннского периода метаморфизма.

В свекофеннский период геологического развития произошла существенная перестройка структуры всего Балтийского щита, дооформились ранее обособившиеся мегаблоки, осуществилось обособление в их пределах сегментов и, что самое важное, — обособился Свекофеннский геоблок от Карело-Кольского. Этому периоду предшествовала многообразно проявленная промежуточная консолидация (табл. 6) всей территории Балтийского щита, возможно, исключая Беломорский мегаблок и Главный Беломорский шов.

Несмотря на то что начало эндогенных процессов в Главном Беломорском шве надежно не датировано геологическими методами, данные изотопной геохронологии достаточно определенно свидетельствуют о последовательном внедрении андезитобазальтовых (комплекс габбро-анортозитов Сальных и Колвицких тундр) и пикрит-базальтовых магм (комплекс «друзитов» этих же районов) в начале свекофеннского периода эволюции. Региональный метаморфизм, отражающий изменение во времени условий от гранулитовой фации к альмандин-амфиболитовой фации и осуществляющийся в режиме высоких давлений ( $B_2$ ), проявляется в позднемагматическую по отношению к габброидам и непосредственно постмагматическую стадии и связан с упомянутым только что магматизмом. Таким образом, судя по характеру интрузивной деятельности и термодинамическому режиму глубинного петрогенезиса, Беломорско-Лапланд-

ская зона в селецкий период унаследовала тектонический режим от предшествующих эпох, но зоны максимальной плутонической активности оказались смещенными на север (рис. 20).

Раннесвекофенские складчатость, региональный метаморфизм и основной магматизм в Главном Беломорском шве, знаменующие собою начало последнего цикла развития полициклической Карело-Кольской подвижной области, проявлялись в обстановке интенсивного тангенциального сжатия, обусловившего подвигание Беломорского мегаблока под Кольский. Комплементарными по отношению к Главному Беломорскому шву были, по-видимому, Печенго-Варзугская мобильно проницаемая зона, развивавшаяся в режиме растяжения литосферы во время накопления одноименных вулканогенно-осадочных серий, ранних стадий деформаций и раннего метаморфизма под действием тепловых потоков повышенной плотности (в отличие от геотермического режима метаморфизма в зоне шва). Эти своеобразные зоны рифтогенеза закладывались на консолидированной коре Кольского мегаблока. Ранние этапы эволюции этих структур характеризуются андезит-базальтовым и щелочно-базальтовым магматизмом, поздние — пикрит-базальтовым.

Сходными чертами обладает вытянутая в север-северо-западном направлении Онежско-Сегозерская структура, объединяющая цепочку ятулийских прогибов и заложенная на консолидированной коре Карельского мегаблока вблизи его границы с Восточно-Карельской мобильно проницаемой зоной. Так же как и в Кольском мегаблоке, эти прогибы характеризуются щелочно-базальтовым вулканизмом, в суйсарское время сменяющимся пикрит-базальтовым. Андезит-базальтовые серии здесь проявлены слабо. Однако в отличие от печенгской и имандра-варзугской серий среднепротерозойские толщи Карелии не испытывают существенных деформаций и метаморфической переработки в связи со складчатостью в Беломорском мегаблоке.

Основной магматизм и метаморфизм в режиме  $B_2$  относятся к ранним стадиям эволюции среднепротерозойского Беломорско-Лапландского метаморфического пояса, одной из характерных особенностей которого явилось формирование горизонтальной зональности кианит-силлиманитового типа при повышенных давлениях (около 7—8 кбар). Наибольшие горизонтальные температурные градиенты фиксируются в Восточно-Карельской, Печенго-Варзугской мобильно проницаемых зонах, которые и являются естественными границами названного выше метаморфического пояса. Таким образом, последний не вполне соответствует по объему Беломорскому мегаблоку и включает в себя Терский и Лоттинский сегменты Кольского мегаблока. В этом проявляется отмеченная ранее тенденция к смещению зон максимальной тектонической активности на север.

Во время формирования горизонтальной зональности в связи с инверсией тектонических движений происходит значительное воздымание Беломорского мегаблока относительно Кольского. В это время и происходит вывод на умеренно глубинный уровень весьма глубинных пород Главного Беломорского шва, поднятие гранулитовых зон на юго-западных окраинах Терского и Лоттинского сегментов, надвигание с юга древних пород на печенгскую и имандра-варзугскую серии.

Режим формирования метаморфической зональности заключительного, свекофенского этапа эволюции Беломорского мегаблока менялся в его пределах. Если в Чупинском сегменте на всех стадиях сохраняется режим  $B_2$ , то в Енском сегменте устанавливаются определенные признаки его изменения до  $A_2$  в конце периода. По-видимому, такая неоднородность регионального метаморфизма стала одной из главных причин значительного разуплотнения коры Енского сегмента и появления в этом районе региональной отрицательной аномалии силы тяжести. Забегая вперед, отметим, что Енский сегмент непосредственно граничит со Свекофенским геоблоком и подвергается поэтому переработке

весьма характерными для последнего процессами малоглубинного метаморфизма и гранитизации.

Как уже отмечалось выше, подробная корреляция эндогенных процессов произведена только для территории восточной части Балтийского щита, которая охватывает и Восточно-Финляндскую зону карелид, являющуюся по существу переходной зоной между Кольско-Карельским и Свекофенским геоблоками. Тем не менее ее изучение помогает не только понять взаимоотношение между двумя главными геоблоками Балтийского щита, но и дать общую оценку структуры свекофеннид и сходных с ними областей севера Финляндии и Швеции.

Весь Свекофенский геоблок в среднепротерозойское (свекофенское) время представлял собой обширную внутренне дифференцированную подвижную область, заложенную на сиалической коре. Латеральная неоднородность осадочно-вулканогенных и плутонических формаций позволяет выделить различные по тектоническому режиму структурно-формационные зоны. Восточно-Финляндская зона представляет одну из них. Локально проявленный в ее пределах инициальный толеит-базальтовый и трахибазальтовый магматизм сменяется во внутренних зонах, примыкающих к Центрально-Финляндскому мегаблоку, пикрит-базальтовым и андезитовым магматизмом.

В Восточно-Финляндской зоне выделяется своеобразная краевая антиклинорная зона, протягивающаяся в северо-западном направлении из Северного Приладожья в Центральную Финляндию. В ее пределах как раз и локализован инициальный основной магматизм. Одним из ее выражений в современном эрозионном срезе являются поднятия гранитогнейсового фундамента, слабо переработанного в свекофенское время. Образование этой антиклинорной структуры сопровождается линейными поднятиями глубинных границ К и М, что определяет отличие строения земной коры Восточно-Карельской зоны от внутренних частей Свекофенского геоблока.

Восточно-Финляндская зона, как и прилегающие к ней районы, характеризуется многократным проявлением деформаций, причем главные черты ее строения определяются сквозной складчатостью общего смятия северо-западного простирания, сформированной под действием интенсивного тангенциального сжатия. Количество этапов деформаций, как и степень метаморфизма, увеличивается по направлению от периферии зоны к ее осевой части, что и отражает возрастание тектонической активности от в значительной мере стабилизированного в среднем протерозое Кольско-Карельского геоблока к центральным частям Свекофенского геоблока.

Для Восточно-Финляндской зоны, как и для всего Свекофенского геоблока, характерно проявление зонального малоглубинного метаморфизма, сопровождающегося интенсивнейшей гранитизацией коры (рис. 20). По существу уже на юго-западном фланге названной зоны ранее существовавшее гранитогнейсовое основание полностью перерабатывается. На поздних стадиях складчатости происходит формирование больших диапир-плутонов, особенно характерных для периферических частей Центрально-Финляндского, Выборгского мегаблоков и других структур подобного рода. Внедрение диапиров создает своеобразное петельчато-мозаичное строение Свекофенского геоблока.

Одной из главных, но пока еще нерешенных проблем является определение геологической сущности таких своеобразных и характерных для свекофеннид структур, как Центрально-Финляндский мегаблок. Очевидно, что его глубинное строение во многом определяется интенсивно проявленными здесь процессами гранитизации коры. Ранее один из авторов настоящей работы обращал внимание на то, что рассматриваемая структура контролирует размещение окружающих ее зон пониженного регионального метаморфизма, что свойственно срединным массивам (Геологическое развитие. . ., 1970). Однако своеобразие Центрально-Финляндского мегаблока как раз и заключается в том, что он одновременно является областью наиболее активного свекофенского гранитного

магматизма. Поэтому если данная структура и играла роль срединного массива, то позже она была настолько интенсивно переработана, что мы не только не можем наблюдать никаких латеральных изменений осадочно-вулканогенных формаций, но и выделить древние основания в пределах предлагаемой геоклинали I рода.

Если Восточно-Финляндская зона граничит с Карельским мегаблоком, стабилизированным в предсвекофенское время, то на севере Финляндии и Карелии в соприкосновение приходят лапониды и беломориды или зоны, в одинаковой степени интенсивно тектонически активизированные в рассматриваемый период геологического развития. По-видимому, такое сходство геодинамического состояния соседних участков различных геоблоков обуславливает трудности в определении границы между ними и расхождения в ее геологическом и геофизическом толковании. Термодинамические режимы эндогенных процессов в сравниваемых зонах резко различаются, а переход между ними более или менее постепенный, что и обуславливает неопределенность геологической границы и ее несовпадение с выделяемыми на геофизических картах границами. Последние, как можно убедиться путем сравнения черт метаморфизма и блокового строения Балтийского щита, проходят внутри лапонид и беломорид. В частности, весьма существенная гравитационная ступень разделяет Беломорский мегаблок на Ёнский и Чупинский сегменты, первый из которых как раз и приобретает некоторые специфические черты строения благодаря влиянию малоглубинных, но весьма интенсивных процессов свекофенской метаморфической и ультраметаморфической переработки. . .

Таким образом, сопоставление геологических и геофизических данных позволило не только произвести районирование земной коры Балтийского щита и разделить ее на блоки различных порядков, но и проследить эволюцию основных структурных элементов и понять их природу границ.

В постсвекофенское время, в период кратонизации, когда происходило становление крупных массивов рапакиви в пределах Свекофенского геоблока, структура земной коры существенно менялась. Особенно это сказалось на обособлении таких мегаблоков, как Выборгский и Аландский.

Подводя итоги обсуждению результатов, полученных в процессе комплексных геолого-геофизических исследований, подчеркнем еще раз, что при районировании земной коры Балтийского щита удается выделить структуры двух основных морфогенетических типов. Это — мегаблоки и составляющие их сегменты, с одной стороны, и разделяющие их шовные и мобильно-проницаемые зоны — с другой. Установлено, что обособление мегаблоков, отличающихся геодинамическими и термодинамическими режимами глубинного петрогенезиса, характером основного и кислого магматизма, произошло в ранний, по крайней мере ребольский, период геологического развития. В это же время начали свою эволюцию в качестве автономных структур мобильно проницаемые зоны, разделяющие геоблоки, а на Кольском полуострове, возможно, и сегменты.

Внутренняя глубинная структура каждого из мегаблоков претерпевала существенную перестройку в каждый из рассмотренных периодов эволюции земной коры, что вызвало дифференциацию тектонических режимов, разделение мегаблока на сегменты и блоки, заложение новых, разделяющих их мобильно проницаемых и шовных зон и активизацию эндогенных процессов в пределах древних пограничных структур. Такие специфические черты строения блоков различных порядков и мобильно проницаемых зон, как наличие или отсутствие  $\delta$ - и  $\gamma$ -слоев, их мощности, деформации глубинных разделов М и К, являются результатом всей геологической эволюции земной коры. Точно так же современные геофизические поля выделенных основных структурных элементов земной коры являются суммарным эффектом всей совокупности последовательно проявлявшихся эндогенных процессов.

Обособление Свекофенского геоблока от Кольско-Карельского произошло

в позднекарельский (или свекофеннский) период в связи с заложенным в западной или юго-западной частях Балтийского щита новой геосинклинальной области. Граница между Карело-Кольским и Свекофенским геоблоками имеет характер постепенного перехода, осуществляющегося, например, во внешней части Восточно-Финляндской зоны карелид. Последняя имеет ряд промежуточных признаков, характеризующих как Свекофенский, так и отдельные части Карело-Кольского геоблока. Точно так же Дальсландский геоблок представляет собой позднепротерозойскую подвижную область, отделенную от Свекофенского геоблока переходной зоной переработки свекофенских структур.

Таким образом, выделяемые на Балтийском щите геоблоки представляют собой структуры земной коры, принципиально отличающиеся друг от друга внутренней глубинной структурой (что являлось следствием кардинальных различий термодинамических и геодинамических режимов эндогенных процессов) и временем проявления активных процессов складчатости и ее завершения.

Данная работа является первой попыткой сопоставить комплекс геофизических и геологических данных и произвести районирование земной коры Балтийского щита. Естественно, что в настоящее время многие проблемы корреляции эндогенных процессов и глубинного строения щита остались нерешенными. Ясна необходимость дальнейших исследований как геологического, так и геофизического плана. Вместе с тем становится все более очевидным, что такого рода работы должны вестись комплексно не только на стадии обобщения фактического материала, но и в период сбора новой информации.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., 1968.
- Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере Беломорского комплекса). Л., 1975.
- Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье) / Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л. Л., 1970.
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973.
- Добржиницкая Л. Ф. Структура кольской серии как результат многократной деформации // Геотектоника. 1975. № 1.
- Другова Г. М., Крылова М. Д., Климов Л. В. О ранних этапах гранулитового метаморфизма в беломорском комплексе // ДАН СССР. 1977. Т. 234, № 3.
- Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., 1966.
- Земная кора восточной части Балтийского щита / Кратц К. О., Глебовицкий А. В., Другова Г. М. Л., 1978.
- Клушин И. Г., Шустова Л. Е. Некоторые вопросы методики интерпретации региональной гравиметрической съемки с целью изучения элементов глубинной структуры северо-восточной части Балтийского кристаллического щита // Прикладная геофизика. М., 1965. Вып. 14.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Багдасарова Э. В. Щелочные габброиды Карелии. Л., 1969.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л., 1978.
- Московченко Н. И., Турченко С. И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л., 1975.
- Свириденко Л. П. Специфика докембрийских гранитоидов на примере формационных типов Карелии // Проблемы докембрийского магматизма: Тр. I сес. Научн. сов. по геологии докембрия. Л., 1974.
- Синицин А. В., Корсакова М. А. О докембрии и метаморфических фациях Ребольско-Муезерского района Центральной Карелии (в связи с проблемой гранитоидов в беломорском комплексе) // Метаморфические пояса СССР. Л., 1971.

## СТРАТИГРАФИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ВОПРОСЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

### СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОНТОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ, ДРЕВНЕЙШИЕ РАДИОЛОГИЧЕСКИЕ ДАТИРОВКИ И ГРАНИЦА КЕМБРИЙ—ДОКЕМБРИЙ<sup>1</sup>

Многие важнейшие проблемы геологии решаются на основании геологической карты, совершенство которой зависит от совершенства ее стратиграфических основ. В этом заключается первое, главное практическое значение стратиграфии. Наиболее совершенной представляется стратиграфическая шкала, разработанная на единых принципах для всего геологического отрезка истории Земли. Однако очевидно, что практика геологического картирования ныне не может быть поставлена в зависимость от разработки такой единой стратиграфической шкалы, которая по состоянию наших знаний нереальна в зримом будущем.

Действительно, признано, что современные биостратиграфические основы фанерозоя неприменимы к расчленению нижнего (архей + нижний протерозой) докембрия. Данное обстоятельство определяется как уровнем наших знаний, так и особенностями общего поступательного характера геологического развития Земли. Поэтому в познании геологии планеты признается определенная самостоятельность, автономность принципов и методов стратиграфического расчленения нижнего докембрия.

По тем же причинам необходимо признать аналогичное положение для стратиграфии верхнего докембрия (верхний протерозой).

В связи с этим возникает проблема принципов и критериев расчленения и корреляции верхнего докембрия и нижнего докембрия.

Как известно, верхнедокембрийские супракрустальные серии распространены преимущественно на древних (докембрийских) платформах, где они залегают на обширных площадях, слагая практически недислоцированные и неметаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные покровы и, частью, миогеосинклинального типа комплексы, выделение которых фактически составляет вещественно-геологическую основу стратиграфии верхнего докембрия.

В противоположность этому в нижнем докембрии, где эпиконтинентальные отложения распространены весьма ограниченно, объектом стратиграфического расчленения и корреляции являются супракрустальные образования, почти исключительно представленные геологическими формациями древних мобильных поясов, в различной степени и во многих случаях неоднократно дислоцированными и метаморфизованными.

Поиски единых принципов и критериев расчленения и корреляции слоистых комплексов этих двух типов до сих пор сталкиваются с практически непреодолимыми трудностями, в связи с чем появляются различающиеся между собой стратиграфические схемы докембрия, предложенные разными исследователями. Очевидно, что пока не может быть предложена единая провинциальная основа для расчленения всего докембрия, которая отвечала бы требованиям современной геологической картографии.

<sup>1</sup> Докембрий: Междунар. геол. конгр. 26 сес. Докл. сов. геологов. М., 1980. С. 122—125.

Исторически в развитии стратиграфической классификации докембрия Советского Союза сложились два в целом самостоятельных пути (подхода), соответственно отражающие особенности различных по типу разрезов верхнего и нижнего докембрия (Келлер, Кратц, 1979). При этом, если один подход сегодня обеспечивает относительно удовлетворительное расчленение разреза верхнего докембрия в качестве основы для геологического картирования, то он неприменим к нижнему докембрию. В то же время возможный ныне подход к расчленению и корреляции супракрустальных пород нижнего докембрия как по своей принципиальной основе, так и по разрешающей способности существенно уступает первому.

Успехи расчленения и корреляции верхнего докембрия СССР основываются на применении комплекса методов — литологических, биостратиграфических и радиометрических (Келлер и др., 1979). Сравнение гомотаксиальных разрезов относительно выдержанных в пространстве верхнедокембрийских отложений чехлов древних платформ составляет благоприятную основу для их стратиграфических сопоставлений (Семихатов, 1974). Значение регионального маркера для верхней части разреза придается горизонту ледниковых отложений (Чумаков, 1978). Важную роль в изучении стратиграфии верхнего докембрия СССР в 60—70-х годах сыграли строматолиты, стратиграфическое значение которых было показано советскими исследователями. Ныне стратиграфическое расчленение верхнедокембрийских отложений Советского Союза охарактеризовано также сообществами микрофитофоссилий (Тимофеев, 1979). Обнаруженное буквально в последние годы в верхах докембрия (в венде) богатое разнообразие бесскелетных животных организмов (Соколов, 1979), сопоставимых с эдиакарской фауной Австралии, позволяет впервые подойти, хотя пока в ограниченном масштабе из-за редких мест их нахождения, к фаунистической характеристике верхнего стратиграфического подразделения докембрия. Наряду с этим совокупность радиометрических данных дает основание наметить возрастные границы основных стратиграфических подразделений верхнего докембрия.

Опорными являются стратотипические разрезы верхнего докембрия, установленные в европейской и азиатской частях СССР.

Как видно, принципы и критерии расчленения и корреляции верхнедокембрийских отложений СССР напоминают таковые для фанерозоя, но разрешающая способность их значительно менее совершенна.

Иначе обстоит дело с нижним докембрием. Прежде всего выделение стратотипов как основы стратиграфического подразделения нижнедокембрийских супракрустальных комплексов в силу их в целом значительной изменчивости становится невозможным. Данное обстоятельство усугубляется тем, что местами слоистые комплексы нижнего докембрия были неоднократно дислоцированы и метаморфизованы. Выделяемые типовые комплексы, как правило, имеют лишь локальное значение и не могут служить целям межрегиональной корреляции. Нет здесь также тех биостратиграфических основ, которые ныне применяются для верхнего докембрия. Поэтому, по общему признанию, единственной ныне приемлемой основой общего расчленения и межрегиональной корреляции нижнего докембрия является выделение периодов (эпох) интенсивных тектонических движений и сопряженных с ними процессов метаморфизма и кислого плутонизма, датироваемых радиометрическими методами. Возрастные рубежи, определяемые такими эпохами диастрофизма, позволяют отнести ограниченные ими супракрустальные комплексы к тому или иному из временных подразделений шкалы.

Правда, в этом случае возникают свои специфические проблемы, обуславливающие нередко труднопреодолимые сложности в решении стратиграфических вопросов. Так, например, при неоднократном проявлении процессов диастрофизма последний (или один из последних) часто бывает настолько

интенсивным, что определяет окончательный, преобразованный облик супра-крустального комплекса. При этом тектоно-плутонические события одного и того же периода могут охватывать разновозрастные комплексы, что, однако, далеко не всегда можно установить прямыми геологическими наблюдениями. Решение таких вопросов лежит в междисциплинарной области установления типов и этапов тектонических и плутонометаморфических процессов и их тщательного датирования радиометрическими методами. Установленные таким образом структурно-метаморфические шкалы ныне широко применяются при изучении нижнего докембрия СССР. Существенно отстает радиометрическая датировка тектонометаморфических процессов, особенно в полициклически преобразованных комплексах. Не исключено, что в некоторых случаях эта задача невыполнима и решаемые вопросы остаются открытыми. Тем не менее, несмотря на сложности в решении стратиграфических проблем нижнего докембрия, описанный подход в настоящее время является единственно возможным.

Таким образом, с целью максимального удовлетворения потребностей практической геологии и прежде всего геологического картирования следует признать два принципиально различных подхода к разработке стратиграфических шкал, соответственно верхнего и нижнего докембрия.

Исходя из современного представления о геологическом строении докембрийских регионов других континентов представляется, что рассмотренные основные положения могут найти и межконтинентальные применения и обеспечить лучшее международное взаимопонимание общих геологических закономерностей докембрия в межматериковом масштабе.

#### ЛИТЕРАТУРА

Келлер Б. М., Кратц К. О. Единая стратиграфическая шкала докембрия СССР и пути ее совершенствования // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л., 1979.

Келлер Б. М., Кратц К. О., Тугаринов А. И. Принципы и методы расчленения и корреляции докембрия // Там же.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., 1974.

Соколов В. С. Палеонтология докембрия // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л., 1979.

Тимофеев Б. В. Микрофитофоссилии докембрия и кембрия Северной Евразии: (История открытия и основные результаты изучения) // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л., 1979.

Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М., 1978.

#### ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ<sup>1</sup>

На примере обширных площадей докембрия показано, что наряду с другими методами изотопная геохронология может быть использована для выявления и картирования крупных структур или сегментов земной коры, установления времени их формирования, изучения особенностей строения и развития и, следовательно, развития коры в целом.

#### Введение

Целью большинства изотопно-геохронологических исследований является установление возраста горной породы и создание геохронологической шкалы. Любой изотопный метод определяет возраст отдельного минерала или породы, что может рассматриваться как возраст осадконакопления, магматизма или

<sup>1</sup> Геотектоника. 1970. № 2. С. 74—79. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко).

метаморфизма. В соответствии с теми или иными геологическими концепциями с большей или меньшей достоверностью те же числовые выражения трактуются как возраст геологической формации, складчатости, тектономагматического, геосинклинального или тектонического цикла.

Очень часто (это особенно касается К-Аг метода) получаемые значения не соответствуют геологическому возрасту и относятся к возрасту пока недостаточно ясного по своей геологической природе процесса «омоложения». Установлено, что именно К-Аг метод четко реагирует на разного рода и разной степени наложенные процессы, что некоторые геологи считают недостатком, даже чуть ли не отрицанием годности К-Аг метода.

Однако опыт изучения докембрийских областей Советского Союза показывает, что эти изотопно-геохронологические данные могут оказаться весьма ценными в изучении других сторон геологии, таких как строение земной коры, специфика ее глубинных зон, особенности региональных структур и др. Намечается некоторая взаимосвязь между данными изотопной геохронологии и глубинным строением коры.

Настоящей статьей авторы хотели обратить внимание на отдельные примеры из этой области, которые, как представляется, намечают новые, пока неиспользованные методические возможности изотопной геохронологии в изучении сложных вопросов геологии.

### Геохронологические поля и глубинное строение коры

Распределение изотопных датировок на площади обнаруживает определенные закономерности, которые заключаются в том, что крупные области характеризуются цифрами возраста, не превышающими или не опускающимися ниже некоторого возрастного предела, который может быть изображен соответствующей изохроной. Области, ограниченные такими изохронами и обладающие сходной изотопно-возрастной числовой характеристикой, мы для удобства будем называть геохронологическими полями.

Л. Е. Шустова (1966), анализируя геофизические данные по Балтийскому щиту, показала прежде всего (рис. 21), что эта территория подразделяется на три области, или региона, отличающиеся друг от друга по своей геофизической характеристике и имеющие, согласно этим данным, различное строение земной коры, и что установленные регионы с отличным для каждого из них характером геофизического поля, по геофизическим же данным, частью подтвержденным геологическими, отделяются друг от друга глубинными разломами, ограничивающими крупные блоки земной коры. Согласно Л. Е. Шустовой, восточный и юго-западный блоки имеют мощность коры около 34—38 км, тогда как центральный, Ботанический блок характеризуется увеличенной мощностью — до 42 км.

При сравнении карты глубинного строения Балтийского щита, по Л. Е. Шустовой (1966), и геохронологической карты (рис. 22) этой же территории (Kratz et al., 1968) обнаруживается удивительное соответствие главных геохронологических полей с геофизическими и соответственно с блоками земной коры, имеющими различное строение. Так, на территории восточного блока выделяется геохронологическое поле, соответствующее выделенной здесь Саамо-Карельской геохронологической зоне и отличающееся значениями возраста в интервале от 3000 до 1700 млн лет. Территория Ботанического блока характеризуется геохронологическим полем, названным Свекофеннской геохронологической зоной с интервалом возрастных датировок от 2300 до 1750 млн лет. Территории юго-западного блока свойственно геохронологическое поле (Свеконорвежская геохронологическая зона) с возрастными датировками в интервале 1300—800 млн лет.

Весьма сходная картина получена и для Украинского щита (рис. 23).

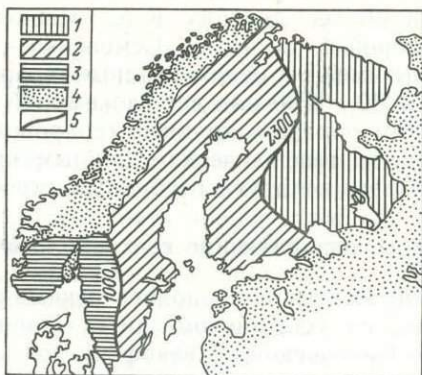
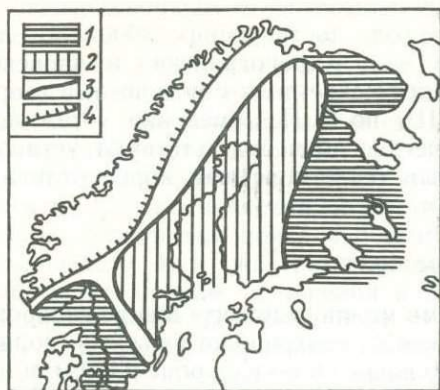


Рис. 21. Схема глубинного строения Балтийского щита (Шустова, 1966).

1 — приподнятые блоки; 2 — опущенные блоки; 3 — границы блоков; 4 — граница каледонид.

Рис. 22. Распределение К-Аг датировок (в млн лет) пород орогенных формаций Балтийского щита.

1 — 2300—1700; 2 — 2300—1650; 3 — 1200—800; 4 — палеозой; 5 — границы зоны.

Согласно современным геофизическим исследованиям (Тяпкин и др., 1966; Соллогуб и др., 1965, 1966), на этой территории установлены главные геофизические зоны, соответствующие, по мнению исследователей, глубинным разломам в земной коре, делящим эту площадь на ряд регионов. Для части северо-западного региона приводится мощность гранитного слоя около 5 км (Соллогуб и др., 1965), центрального (Кировоградский) и юго-восточного (Азовский) регионов (для района Белозерской аномалии) — всего 5—9 км (Соллогуб и др., 1966).

На геохронологических картах (рис. 23) Украинского щита (Геохронология. . ., 1965; Тугаринов и Карпенко, 1967) видно, что северо-западный регион характеризуется геохронологическим полем с К-Аг датировками слюд в интервале 1700—1200 млн лет (докембрий IV, по Н. П. Семененко — см.: Геохроно-

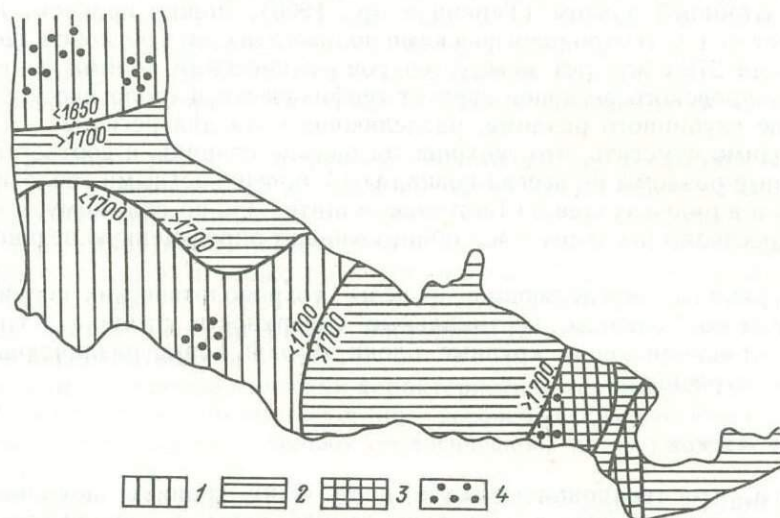


Рис. 23. Распределение К-Аг датировок (в млн лет) слюд на Украинском щите, по данным Н. П. Семененко (1965), А. И. Тугаринова и С. Ф. Карпенко (1967).

1 — 1150—1650; 2 — 1700—1900; 3 — 2100—2900; 4 — участки неглубокого залегания базальтового слоя (Соллогуб и др., 1965, 1966; Тяпкина и др., 1966).

логия. . ., 1965). Днепрпетровскому региону соответствует геохронологическое поле наиболее древних К-Аг возрастов слюд, достигающих 3000 млн лет (докембрий I, по Н. П. Семененко — там же), Кировоградский и Азовский регионы имеют в целом сходные геохронологические поля с возрастными в пределах 2600—1700 млн лет (докембрий II—III, по Н. П. Семененко — там же).

Таким образом, крупные геохронологические поля соответствуют установленным по геофизическим данным крупным блокам земной коры, отличающимся друг от друга глубинным строением.

### **Границы, разделяющие геохронологические поля**

Границу между геохронологическими полями можно выразить в виде изохроны.

Так, на Балтийском щите граница между геохронологическими полями Саамо-Карельской и Свекофеннской зон проводится по изохроне 2300 млн лет, означающей, что к юго-западу от нее в геохронологическом поле Свекофеннской зоны неизвестны К-Аг датировки, превышающие 2300 млн лет, которые обычны для расположенного северо-восточнее Саамо-Карельского поля. Указанная изохрона удивительно совпадает с геофизически установленной вертикальной поверхностью раздела между восточным и Ботническим блоками земной коры, по Л. Е. Шустовой (1966).

Совершенно так же граница между геохронологическими полями Свекофеннской и Свеконорвежской зон следует изохроне 1000 млн лет, показывающей, что в смежном с востока поле Свекофеннской зоны не встречаются значения возраста около 1000 млн лет (и менее), которые определяют максимум датировок поля Свеконорвежской зоны и соответствуют проявившимся в ней дальсландской регенерации и орогении, по Н. Магнуссону (Magnusson, 1960). Основная изохрона совпадает с геофизически установленным глубинным разломом, разделяющим Ботнический и юго-западный блоки Балтийского щита и в современном эрозионном срезе выраженным в виде мощной «зоны дробления» (schistosity zone) Южной Швеции с внедрившимися в нее многочисленными интрузиями гиперитов (имеющих возраст 1000 млн лет).

Таким же образом на Украинском щите по границе между геофизическими полями Северо-Западного и Кировоградского регионов, определяемой как мощный глубинный разлом (Тяпкин и др., 1966), можно провести изохрону 1700 млн лет между геохронологическими полями этих двух регионов. Пограничная изохрона 2700 млн лет между геохронологическими полями Кировоградского и Днепровского регионов следует геофизически и геологически установленной зоне глубинного разлома, разделяющего эти два региона.

Необходимо отметить, что геохронологические границы и соответствующие им глубинные разломы не всегда совпадают с поверхностными геологическими границами и в ряде случаев на Балтийском щите, как, по-видимому, и на Украинском, пересекают последние, чем обнаруживают определенную независимость от них.

Итак, границы, определяющие пределы геохронологических полей, вместе с тем отражают главные вертикальные поверхности раздела — глубинные разломы, ограничивающие крупные блоки земной коры, различающиеся по глубинному строению.

### **О возрасте блоков**

Кроме того, что геохронологические поля и их границы довольно точно отражают крупные блоки в структуре земной коры и ограничивающие их глубинные разломы, анализ геохронологических полей и геологического строения позволяет решить очень важный вопрос о времени возникновения основных структурных сегментов коры.

Главные черты геологического строения восточного блока Балтийского щита в основном определились в селецкую фазу карельской складчатости с возрастом 2000—1900 млн лет. Кроме того, есть некоторые данные, указывающие на то, что в связи с этой складчатостью произошли изменения в глубинных зонах коры, сформировавшие ее строение, которое, за исключением эродированной верхней части, вероятно, мало отличается от современного.

Глубинный разлом, совпадающий с изохроной 2300 млн лет и разделяющий центральный, Ботнический, и Восточный блоки, пересекает селецкие и более древние складчатые пояса и поэтому не может быть древнее селецкой фазы складчатости. В то же время типичные для Восточного блока эпигеосинклинальные ятулийские отложения и образуемые ими тектонические структуры, возникшие вслед за селецкой фазой, неизвестны к западу от указанного разлома в пределах территории Ботнического блока. Эту особенность, по-видимому, следует объяснить тем, что условия геологического развития территории Ботнического блока после селецкой фазы отличались от таковых для территории Восточного блока. С другой стороны, современные черты геологического строения, как и геохронологического поля территории Ботнического блока, в основном определились в заключительную фазу свекофеннской складчатости с возрастом 1800—1750 млн лет. Таким образом, по сравнению с более древней корой Восточного блока геологическое, как, вероятно, и глубинное, строение земной коры (в частности, увеличенная мощность) Ботнического блока, отделившегося от первого около 1900 млн лет назад, сформировалось 1800—1750 млн лет назад.

Северо-Восточная граница Юго-Западного блока в свою очередь сечет свекофеннские структуры Ботнического блока возрастом 1750 млн лет. В то же время основные черты геологического строения и наблюдаемого геохронологического поля этого блока определились в дальсландскую складчатость возрастом 1000 млн лет. Окончательное формирование блока в это время подтверждается и возрастом залегающих в зоне ограничивающего его глубинного разлома гипербазитов (1000 млн лет). Вероятно, как и в Восточном блоке, в связи с этой главной фазой складчатости установились и главные черты глубинного строения земной коры данного блока, отличного от соседнего, Ботнического блока. Ясно только, что этап интенсивного геологического развития территории этого блока, завершившегося дальсландской складчатостью, не сказался на смежном с ним Ботническом блоке, который в это время представлял собой уже вполне консолидированную область.

Итак, период становления каждого из блоков был длительным, время же окончательного формирования каждого блока определяется сравнительно надежно.

Сопоставление данных изотропной геохронологии, геофизики и соответственно строения земной коры древних щитов открывает новые важные аспекты и проблемы изучения коры, как-то: связь изотопного возраста со строением и развитием земной коры, постоянство и изменчивость строения земной коры и отдельных ее слоев, историю развития земной коры и ее главных структур. Однако каждая из этих проблем требует самостоятельного изучения и рассмотрения, выходящего за рамки настоящей статьи, поэтому ограничимся здесь основными выводами.

1. Изотопно-геохронологическая характеристика территорий древних щитов находится в определенном соответствии с геофизическими особенностями этих территорий и отражает не только геологическое, но и глубинное строение земной коры в их пределах.

2. Изотопная геохронология для достаточно обширных площадей может наряду с другими методами быть использована для выявления и картирования крупных структур или сегментов земной коры.

3. При помощи изотопной геохронологии удастся выявить время формирования таких структур, а также изучить особенности их строения и развития.

В итоге можно подойти к изучению последовательности развития крупных структур коры, характера их разрезом и развития коры в целом.

## ЛИТЕРАТУРА

- Геохронология докембрия Украины. Киев, 1965.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т., Хилинский Л. А. Строение верхней части кристаллической коры в районе Овручского синклиория по сейсмическим данным // Геофиз. сб. АН УССР. 1965. Вып. 1 (12).
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т. и др. Глубинное строение земной коры Белозерского железорудного района, по данным сейсмических исследований // Геофиз. сб. АН УССР. 1966. Вып. 18.
- Тугаринов А. И., Карленко С. Ф. Геохронологическая карта Украинского щита // Атлас литолого-палеографических карт СССР. Л., 1968. Т. 1.
- Тяпкин К. Ф., Нечаев В. А., Харитонов В. Д. и др. О тектонике Украинского щита, по геолого-геофизическим данным // Геотектоника. 1966. № 2.
- Шустова Л. Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований // Сов. геология. 1966. № 5.
- Kratz K. O., Gerling E. K., Lobach-Zhuchenko S. B. The isotope geology of the Precambrian of the Baltic shield // Canad. J. Earth Sci. 1968. N 5.
- Magnusson N. H. Age determination of Swedish Precambrian rocks // Geol. foren. i Stockholm forhandl. 1960. Bd. 82. N. 4.

## РЕГИОНАЛЬНАЯ СХЕМА СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ<sup>1</sup>

### Введение

Главная задача стратиграфии — расчленение осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, а в отношении докембрийских образований — еще и выяснение возрастного положения метаморфических комплексов. Правильное решение этих вопросов необходимо для составления высококачественных геологических карт, которые в свою очередь представляют основу для оценки перспектив той или иной территории в отношении полезных ископаемых и для планирования и проведения поисково-разведочных работ. Об этой практической стороне стратиграфических исследований и построений нельзя забывать, иначе занятия стратиграфией в значительной мере теряют смысл и не оправдывают затрат труда, средств и времени.

В инструкциях Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) подчеркивается, что выделение любого стратиграфического подразделения должно исходить из возможно более объективного раскрытия хода геологической истории, т. е. должно отражать естественные этапы геологического развития земной коры.

Существует два типа стратиграфических шкал: общая (международная) и провинциальная, или региональная. При этом подразделения каждой местной шкалы, согласно требованиям МСК, должны быть обязательно сопряжены с подразделениями общей шкалы. Кроме того, для всех стратиграфических подразделений должны быть установлены и указаны стратотипы или по крайней мере опорные разрезы.

Для докембрия пока не разработано единой общепринятой международной шкалы, но существует ряд «национальных шкал», и одной из ближайших задач советских геологов является разработка унифицированной стратиграфической схемы докембрия СССР.

<sup>1</sup> Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971. С. 120—129. (Совместно с К. А. Шуркиным, С. Б. Лобач-Жученко, В. А. Маслениковым).

Следует заметить, что хотя инструкции МСК менее строги в отношении обоснования стратиграфических подразделений докембрия, тем не менее правила и в этом случае остаются достаточно жесткими и не допускают волевых решений в данном вопросе. В частности, каждая единица в ранге групп, подгрупп, отделов, серий и т. д. должна иметь: четкую верхнюю и нижнюю границы, строго определенное положение в разрезе, характерные, легко опознаваемые черты — литологические, петрографические и другие, позволяющие отличать ее от всех других комплексов, достаточно широкое площадное распространение, а также должна отражать определенный этап геологической истории со всеми особенностями его тектоники, литогенеза, а также метаморфизма и магматической деятельности.

### **Состояние проблемы региональной стратиграфической шкалы в Карело-Кольском регионе**

Отвечают ли указанным выше требованиям все те стратиграфические подразделения и шкалы, которые фигурируют в печатных изданиях и рукописных работах, посвященных докембрию Карелии и Кольского полуострова? Всякий, кто более или менее знаком с состоянием дела, не может не согласиться с отрицательным ответом на этот вопрос. Это подтверждается уже фактом сосуществования многочисленных стратиграфических схем, охватывающих как весь регион, так и отдельные его части (схемы А. А. Полканова, Н. Г. Судовикова, Л. Я. Харитоновна, К. О. Кратца, В. А. Перевозчиковой, М. А. Гиляровой, Е. П. Чуйкиной и многих других авторов).

За последние годы разработка все новых стратиграфических схем разного объема и выделение все новых подразделений приняли катастрофический характер. Если 10 лет назад в первом издании «Стратиграфического словаря СССР» для докембрия советской части Балтийского щита было зарегистрировано около трех десятков наименований комплексов, формаций и свит, то сегодня их насчитывается около сотни, причем многие нередко повторяют друг друга или мало отличаются от прежних и часто остаются необоснованными с точки зрения требований МСК.

Уместно подчеркнуть особенно распространенное нарушение обязательного правила, согласно которому никакое стратиграфическое подразделение не может быть выделено под новым названием, если слагающие его отложения приблизительно в тех же границах как по существу, так и терминологически кем-либо выделялись ранее. Это правило действует независимо от первоначального толкования геологического возраста и стратиграфического положения каждой данной единицы. Иначе говоря, каждое стратиграфическое нововведение требует фактических доказательств неправомерности старого понятия, что очень часто не выполняется. Давая новые или расширяя смысл старых подразделений, авторы в большинстве случаев не подтверждают такой необходимости фактическим материалом, который показывал бы ошибочность первоначального расчленения.

Создается впечатление, что наша региональная докембрийская стратиграфия постепенно утрачивает научную основу и становится похожей скорее на искусство, не приобретая значения фундаментальной базы геологического картирования и картосоставления.

Возникает вопрос: чем вызывается обилие разноречивых точек зрения на состав отдельных комплексов и многообразии стратиграфических схем?

Вероятно, имеют место две группы причин. Первая — это причины объективные, как-то: пространственная разобщенность пород, объединяемых в те или иные стратиграфические единицы; отсутствие единства в строении их разрезов в разных структурно-фациальных зонах; разная степень метаморфизма толщ, нередко настолько интенсивного, что оказывается невозможным восстано-

вать первичную их природу; сложность тектонической структуры докембрийских толщ; неизученность причин несоответствия геологического и радиологического возраста отдельных комплексов.

Другая группа — это причины субъективные (и организационные), в частности: отсутствие должного внимания со стороны исполнителей к рекомендациям МСК и нежелание считаться с ними в практической работе; необъективная оценка предшествующих стратиграфических построений других авторов; отсутствие должным образом организационной взаимной информации исполнителей о первичных фактических материалах и отсюда — часто односторонний подход к решению вопросов; недостаточное знакомство геологов-съемщиков с возможностями современных методов исследования — петроструктурных, петрологических, геохимических, радиологических и др.; отсутствие контроля со стороны секций МСК по «нижнему» и «верхнему» докембрию за разработкой региональной стратиграфической шкалы.

Процесс углубления и совершенствования, детализации и уточнения стратиграфических познаний и связанные с этим видоизменения региональной схемы стратиграфии — это процесс неизбежный и необходимый. Он предопределяется развитием теоретической геологии, разработкой и внедрением в геологическую практику новых методов исследований, детализацией геолого-съемочных работ. Для стратиграфии докембрия особое значение имело и имеет внедрение методов изотопной геохронологии, а также применение принципов и методов литолого-формационного и геохимического анализов осадочных толщ, применение структурного и парагенетического анализа для метаморфических толщ, разработка биостратиграфических методов для отложений верхнего докембрия и др.

Именно с усовершенствованием методического подхода и связан бурный рост стратиграфических построений для докембрия Карелии и Кольского полуострова в последние годы. Однако стихийное развитие этого процесса привело к результатам, далеким от решения тех практических задач, о которых сказано вначале. Сейчас совершенно очевидна настоятельная необходимость глубоко и четко разобратся в том, что мы сделали в области региональной стратиграфии за последние годы, критически оценить и систематизировать все материалы, отбросить исторически себя изжившие и стратиграфически мало обоснованные подразделения, принять за основу наиболее рациональную и близкую к действительности схему, учредить Региональную стратиграфическую комиссию и поручить ей впредь осуществлять неослабный контроль за внесением изменений в эту схему, когда таковые окажутся неизбежными.

Все эти организационные меры по упорядочению «стратиграфической службы» в нашем регионе особенно необходимы и своевременны в связи с предстоящим составлением новой сводной геологической карты СССР на базе уточнений и унифицированной легенды, а также в связи с решением задач, поставленных на повестку дня государственным крупномасштабным геологическим картированием.

Эту работу следует начать с принятия провинциальной, общей для территории Балтийского щита стратиграфической шкалы, охватывающей крупные подразделения в ранге групп, подгрупп и отделов.

Обсуждение проблем корреляции серий и свит следует поручить Региональной стратиграфической комиссии. Однако авторы этой статьи считают целесообразным обсудить предлагаемый вариант провинциальной стратиграфической шкалы в его главных чертах, т. е. левую часть таблицы, и принять те подразделения, которые не вызывают сегодня принципиальных возражений, а также отметить те дискуссионные вопросы региональной стратиграфии, которые требуют специальных исследований.

## Провинциальная стратиграфическая шкала докембрия Карелии и Кольского полуострова

В основу шкалы в соответствии с установками МСК положен принцип историко-геологического развития главных структурно-фациальных зон и крупных, тектонически обособленных частей региона, каковыми являются подвижные зоны карелид (Кольская и Карельская) и беломорид. В своей хронологической части анализ геологического развития опирается на радиологические данные, критически проанализированные с учетом явлений радиологического омоложения, охватывающего крупные структурные блоки земной коры.

В геологической части он базируется на подчеркнутых еще А. А. Полкановым (1936) основных принципах стратиграфического расчленения и корреляции докембрийских образований, заключающихся в гармоничном комплексном использовании методов стратиграфического их расчленения в сочетании с глубоким петрологическим анализом складчатых систем и магматических тел с целью выявления взаимосвязи и последовательности геологических процессов, результатов взаимодействия которых и является каждый данный комплекс пород.

На основании этих критериев в провинциальной шкале выделяются группы и подгруппы, отвечающие наиболее крупным хронологическим подразделениям — эрам и периодам. Рубежи между ними в абсолютном летосчислении устанавливаются следующие (в млн лет): архей—протерозой— $2600 \pm 150$ ; ранний—средний протерозой— $1900 \pm 100$ ; средний—поздний протерозой— $1650 \pm 50$ ; длительность раннего рифея — 1500—1300, среднего рифея — 1300—1000; рубеж докембрий—кембрий — 600.<sup>2</sup>

Все эти значения обоснованы несколькими радиологическими методами для конкретных комплексов, развитых в регионе; они также соответствуют рубежам, принятым в общесоюзной геохронологической шкале 1964 г. Нет оснований думать, что эти рубежи претерпят в дальнейшем существенные изменения. Возможно лишь некоторое смещение в сторону удревления рубежа архей—протерозой, отражающего время метаморфизма нижнепротерозойских толщ, если удастся установить для них время осадконакопления.

Значения возраста, характеризующие отдельные серии и свиты, обнаруживают разброс данных, полученных разными методами по разным минералам. Все случаи несовпадения радиохронометрического возраста с геологическим для стратиграфически единых комплексов объясняются влиянием на соотношение K/Ar, Rb/Sr, изотопов Pb и U/Pb различных геологических процессов (контактный динамотермальный метаморфизм, ультраметаморфизм, метасоматоз, тектонические движения и т. д.), которые проявляются с разной интенсивностью в каждой структурно-фациальной зоне. Отсюда проистекает очевидная, но часто не принимаемая во внимание отдельными исследователями неправомочность решения вопроса о стратиграфической корреляции какого-либо конкретного комплекса с другими только на основании радиологических данных.

Переходя непосредственно к характеристике главных подразделений провинциальной стратиграфической шкалы, вряд ли следует особенно детально останавливаться на обосновании выделения групп — архейской и протерозойской, разделенных, как известно, крупным перерывом и различающихся совокупностью процессов, осадконакопления, тектоники, магматизма и метаморфизма. Эти группы всегда выделялись в региональных стратиграфических схемах докембрия Карелии и Кольского полуострова, хотя понимание их объема, естественно, со временем видоизменялось. Они также приняты МСК

<sup>2</sup> В настоящее время появляется все больше данных, свидетельствующих о необходимости выделения вновь среднепротерозойского подразделения в Стратиграфической шкале докембрия СССР. (Прим. ред.).

в ранге группы для общей стратиграфической шкалы докембрия СССР и используются в ряде «национальных» шкал и проектах международных шкал.

В некоторых региональных схемах для Карелии и Кольского полуострова (например, в схеме СЗТГУ) предлагается объединение этих двух групп в виде «архей—нижний протерозой» для конкретных нерасчлененных комплексов метаморфических пород. Такое объединение не имеет отношения к обсуждению провинциальной стратиграфической шкалы, так как является по существу вопросом легенды карт и следствием недостаточной изученности каждого из этих конкретных комплексов.

Нельзя также согласиться с предложением рассматривать в одном ранге группу архея и подгруппы нижнего, среднего и верхнего протерозоя, как это сделано в схеме ВСЕГЕИ, поскольку особенности геологических процессов архейской эры несравнимы с теми, которые свойственны каждому из периодов протерозойской эры.

В некоторых частных стратиграфических схемах нижнего докембрия Кольского полуострова выделяется в качестве самостоятельного подразделения катархей. Этот термин, предложенный в свое время для древнейших образований Фенноскандии И. И. Седергольмом, позднее вышел из употребления, но был восстановлен в 1961 г. А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом в их геохронологической шкале докембрия Балтийского щита, где возраст катархейских образований принят в интервале 3590—2710 млн лет. В соответствии с радиохронологическими границами предлагаемой нами провинциальной стратиграфической шкалы этот интервал относится целиком к архею. Выделение же катархея пока нельзя признать правомерным, так как геологически и стратиграфически катархейские образования на территории Карелии и Кольского полуострова не доказаны. Также преждевременно, по-видимому, вводить в провинциальную шкалу расчленение архея на подгруппы — нижнюю и верхнюю. Этот вопрос поставлен давно, но за отсутствием надежных геологических доказательств внутриархейского перерыва он остается нерешенным.

Для решения этой проблемы требуется постановка специальных исследований по выяснению: 1) возрастного положения серии, известной под двойным названием «полмос—порос», или «колмозеро—воронья»; 2) истинного возраста и состава «кольской серии», которая, возможно, объединяет стратиграфически разновозрастные, но структурно и метаморфически неоднократно совместно переработанные образования; 3) причин расхождения радиохронометрического и геологического возраста беломорской серии, относимой одними геологами к архею, другими — к протерозою, а третьими расчленяемой на протерозойскую и архейскую части с выделением некоторых толщ в качестве древнейшего фундамента беломорид. Пока все попытки изменения стратиграфического положения и понимания объема беломорской серии как целиком архейской нельзя признать обоснованными; тем не менее возникшая дискуссия требует проведения специальных исследований. Наконец, такие же целенаправленные работы необходимы для выяснения возрастного состава пород фундамента карелид во всех структурных зонах с выявлением реликтов архея среди реоморфических, метасоматических и интрузивных комплексов гранитоидов и мигматитов нижнего протерозоя.

Выделенные в ранге подгрупп нижне-, средне- и верхнепротерозойские образования соответствуют трем главным последовательным этапам истории развития региона в протерозойскую эру. Объективные обоснования такого подразделения вполне очевидны и находят отражение почти во всех стратиграфических схемах, составленных после 1960 г., т. е. с тех пор, как разделение протерозоя на три подгруппы было принято в легендах Государственных геологических карт, а также в сводке по геологии Карелии. На современном, более высоком, чем в 50-е годы, уровне изученности протерозойских образований Карело-Кольского региона также не возникает сомнений в необхо-

димости их трехчленного деления. Сегодня главные споры касаются понимания границ и объема каждой подгруппы и связанной с этим корреляции конкретных комплексов пород разных структурно-фациальных зон.

В целом для комплексов нижнепротерозойской подгруппы характерны: залегание на архее, иногда с базальными конгломератами в основании; геосинклиальный тип осадков и участие в их составе специфических железорудных и колчеданных формаций, а также кислых и средних вулканитов-лептитов; сложность тектонической структуры с развитием изоклинальной и крутой складчатости и с участием в деформациях кристаллического фундамента; зональность в проявлении регионального метаморфизма в условиях от амфиболитовой, местами гранулитовой, до зеленосланцевой фации; локальное развитие явлений ультраметаморфизма в основании геосинклиального комплекса на границе с участками реоморфизованного фундамента; наличие прорывающих складчатых и позднескладчатых гранитоидов различного состава, в том числе и мигматитообразующих; абсолютный возраст в пределах  $2600 \pm 150$ —1800 млн лет — в участках, не испытавших радиологического омоложения.

Сумме этих критериев отвечают все конкретные комплексы пород, объединенные в таблице подгруппой нижнего протерозоя. Все они относятся к геосинклиальному этапу развития карелид и распространены в синклиниях, которые разделены антиклинальными выступами докарельского фундамента, в той или иной степени охваченного тектоническими движениями раннекарельской орогении. Не затрагивая пока проблему расчленения нижнепротерозойской подгруппы на отделы, тем не менее уместно подчеркнуть некоторые дискуссионные вопросы стратиграфии этой подгруппы в целом. В частности, остается пока неясным: 1) возрастное положение уже упоминавшейся серии полмос—порос, стоящей, по радиохронметрическим данным, на границе архей—протерозой; 2) стратиграфическое положение оленегорской железорудной толщи Кольского полуострова (архей или протерозой?); 3) возраст ладожской формации, включенной нами в состав нижнего протерозоя — вопреки мнению Л. Я. Харитоновой, Л. И. Салопа, В. З. Негруцы, А. И. Кайряка и других исследователей о среднепротерозойском ее возрасте; 4) время формирования кейвской серии во всем ее объеме (архей, ранний и средний протерозой); 5) время формирования тунгудско-надвоицкой серии и место сариолия (нижний или средний протерозой?). Как видно, все эти вопросы по существу касаются уточнения нижней и верхней границы нижнего протерозоя в региональной шкале докембрия.

Среднепротерозойская подгруппа в целом включает осадочные и осадочно-вулканогенные толщи, несогласно перекрывающие с базальными конгломератами в основании глубоко денудированные архейские и (или) нижнепротерозойские образования. Этот комплекс пород распространен только в пределах зон карелид и не отмечается на Беломорском срединном массиве. Он выполняет изолированные, связанные с разломами тектонические депрессии, очень часто тяготеющие к раннепротерозойским геосинклиальным трогам. Характер осадков эпиконтинентальный с преобладанием обломочных пород, местами хомогенных водорослевых карбонатных толщ и углистых (шунгитовых) сланцев. Региональный метаморфизм в большинстве случаев не превышает зеленосланцевой фации или ограничивается диагенезом. Магматические комплексы представлены зеленокаменными вулканоплутоническими формациями, синхронными с осадконакоплением, а также интрузиями платформенного типа, часто многофазными. Все эти особенности указывают на то, что среднепротерозойский этап в геотектоническом аспекте является переходным от геосинклиального в раннем протерозое к платформенному в позднем протерозое и в целом характеризуется режимом «области завершенной карельской складчатости». По радиохронологическим данным, этот этап охватывает интервал от 2000—

1800 до 1700—1600 млн лет. Следует заметить, что в среднем протерозое многие более древние формации подверглись в той или иной степени радиологическому омоложению.

В свете сказанного авторам данной статьи представляется геологически неоправданным включение в состав среднего протерозоя Л. Я. Харитоновым (а позднее и рядом его последователей) типично геосинклинальных образований ладожской серии, части тунгудско-надвоицкой, или тунгудской, серии и некоторых других. В этой связи кажется неправомерным, с точки зрения рекомендаций МСК, изменение первоначального содержания предложенного И. И. Седергольмом понятия «ятулий» с распространением его на весь средний протерозой, как это принято в схеме ВСЕГЕИ (Богданов и др., 1971), где кроме собственно ятулия выделяются еще зоятулий и эпиятулий, оба с комплексами геосинклинального типа.

На других дискуссионных вопросах внутренней стратиграфии среднего протерозоя удобнее остановиться немного ниже.

К подгруппе верхнего протерозоя в соответствии с рекомендациями комиссии МСК по верхнему докембрию в предлагаемой схеме отнесены платформенные отложения рифея, развитые в пределах Беломорской синеклизы (терская свита), возникшей в центре Беломорского срединного массива; в расположенной на южной окраине щита Ладожской тектонической депрессии (приозерская и салминская свиты); в области сочленения щита с рифейской геосинклинальной зоной (рифиды, или байкалиды), на побережье Баренцева моря (гиперборейские образования). Принадлежность названных толщ к верхнему протерозою подтверждена в последние годы радиохронометрическими (интервал 1300—715 млн лет) и микропалеонтологическими данными. Последние также позволяют сопоставить часть гиперборейских отложений (волоковая свита) с венденским комплексом Русской платформы, условно выделяемым в предлагаемой схеме в качестве самостоятельной послепротерозойской (эпипротерозойской) стратиграфической единицы, завершающей докембрий Карело-Кольского региона.

В прежних схемах стратиграфии верхний протерозой включал иотнийские отложения Южной Карелии (кварцитопесчаники Прионежья). В настоящее время геологические и радиохронометрические данные свидетельствуют о необходимости пересмотра содержания иотния, как аналога верхнего протерозоя или рифея, и, в частности, исключения из его состава прионежских кварцитопесчаников, которые древнее 1600 млн лет. Собственно верхнему протерозою соответствуют только иотнийские отложения Швеции и Финляндии, которые на основании тех же данных коррелируются с рифеем восточной части Балтийского щита и Русской платформы. Иначе говоря, только в применении к этим отложениям сохранился первоначальный стратиграфический смысл термина В. Рамсея «иотний» как синонима термина «верхний протерозой». Прионежский же «иотний» следует рассматривать в составе среднепротерозойской подгруппы в качестве заключающего ее отдела и принять для него новое название, например «вепский» или «вепсий», по племенному наименованию аборигенов — вепсов.

Следующие по рангу подразделения провинциальной стратиграфической шкалы — отделы — в настоящее время могут быть выделены лишь в составе трех протерозойских подгрупп, поскольку изученность архея пока недостаточна. Для обоснования отделов радиохронометрические данные не являются решающими, поскольку длительность соответствующих эпох, по крайней мере для среднего протерозоя, лежит в пределах современной точности радиологических методов определения возраста геологических формаций докембрия. Для слабометаморфизованных осадков верхнего протерозоя радиологические данные вообще пока мало надежны ввиду отсутствия возможности применения комплекса методов. Для стратиграфических подразделений в ранге отделов

ограниченное значение имеют даже такие важные геологические критерии, как угловое несогласие и характер магматизма, поскольку речь идет о корреляции разных структурно-фациальных зон с индивидуальными особенностями проявления тектономагматических процессов. В связи с этим главное значение приобретают критерии литолого-петрографические, геохимические, а для слабометаморфизованных толщ — палеогеографические и биостратиграфические.

Предлагаемое разделение подгрупп на отделы основывается главным образом на материалах по стратиграфическому расчленению протерозоя Карелии и в меньшей мере — Кольского полуострова.

В нижнепротерозойской подгруппе выделяются лопский и сумский отделы, разделенные несогласием, локально проявленным в Западно-Карельской синклинальной зоне и отвечающим ребольской фазе раннекарельской складчатости.<sup>3</sup>

Стратотипом лопского отдела может служить гимольская серия, развитая в Западно-Карельской структурно-фациальной зоне. В настоящее время ее разрез достаточно детально изучен. С большим или меньшим основанием в качестве стратиграфических эквивалентов рассматриваются нами все другие серии, стоящие в той же графе. О возрасте некоторых из них уже говорилось выше, как о проблеме дискуссионной.

В качестве стратотипа сумского отдела на данной стадии изученности предлагается большеозерская серия; стратиграфически ей соответствует в других зонах тунгудская серия, а также, вероятно, ладожская серия и хирвиноволокская свита в Кукаозерской зоне.

Не осуществлено пока расчленение с соответствующей корреляцией по отделам метаморфизованных осадочных и вулканогенных толщ протерозоя в Северной Карелии, в зоне Алакуртти—Панаярви, а также тундровой серии на Кольском полуострове, включая сюда и распространенные по периферии Беломорского блока гнейсосланцево-амфиболитовые пачки пород в пределах тундр Карека, Терма, Корва, Талья и др. Попутно уместно заметить, что зона сочленения карелид и беломорид, как показывают геолого-геофизические работы последних лет, совпадает с зоной глубинного разлома, в пределах которой широким распространением пользуются тектониты.

Многие из выделенных здесь рядом исследователей серий и свит (солнцегубская, бабозерская и др.) в действительности не имеют стратиграфического смысла, а представляют blastsmilonites гнейсоподобного или (и) сланцевидного облика, возникшие по более древним метаморфическим породам. Иногда такие тектониты, ошибочно принятые за нормальные осадочно-метаморфические толщи, являются основанием для неверных выводов об отсутствии стратиграфического несогласия между беломорской серией и протерозойскими образованиями, о принадлежности части пород первой к протерозою и т. д. Не останавливаясь на конкретных примерах, следует подчеркнуть, что при решении стратиграфических вопросов в зоне сочленения карелид и беломорид совершенно необходимы специальные макро- и микроструктурные исследования, а также глубокий парагенетический анализ, без чего любые стратиграфические построения здесь окажутся несостоятельными.

В среднепротерозойской подгруппе разрез начинают базальные образования — конгломераты, гравелиты, кварциты, которые уже давно были выделены П. Эскола под названием сариолийских; они рассматриваются К. О. Кратцем в качестве самостоятельного отдела, поскольку имеют региональное распростра-

<sup>3</sup> В соответствии с новыми радиологическими данными ребольская фаза складчатости по времени отвечает границе архея и нижнего протерозоя (2700—100 млн лет), поэтому в современной региональной шкале сумский отдел рассматривается в составе нижнего протерозоя, а лопский — в составе архея.

нение и свидетельствуют о консолидации карельской геосинклинали к началу их отложения в результате завершения селецкой фазы раннекарельской складчатости. Однако такое понимание сариолия вызывает возражения со стороны ряда геологов (В. З. Негруца, В. А. Перевозчикова и др.).

Наиболее широким развитием пользуются принадлежащие к ятулийскому отделу сегозерская и онежская серии, разрезы которых в одноименных структурных зонах являются стратотипическими. Именно эти отложения первоначально выделялись в качестве «карельской формации» — у нас в Карелии и «ятулия» — в Финляндии, почему и следует именно к ним относить последнее понятие, о чем упоминалось выше. Следует заметить, что в настоящее время нет полной и однозначной договоренности о возрастном соотношении этих двух серий: одни геологи, в том числе и авторы этой статьи, считают их разнофациальными, но разновозрастными образованиями, а другие (Л. Я. Харитонов и др.) — разновозрастными, причем онежскую более молодой.

Менее четко очерчены границы и содержание суйсарского отдела, для которого пока нет хорошо изученного и полного типового разреза. Сюда относится мощная толща основных вулканогенных пород, перекрытых глинисто-сланцевыми и песчанистыми отложениями, расчлененными А. И. Кайряком и другими исследователями на ряд свит. Эти образования тяготеют к западной части Онежской тектонической депрессии и, возможно, частично распространены в синклинии Ветреного Пояса.

В других районах, в частности в шовных длительно живших прогибах, на границе Беломорского блока с карелидами, выделяются среднепротерозойские серии — печенгская, варзугская, Ветреного пояса, пока еще не расчлененные в соответствии с названными отделами. Судя по предварительным данным, такая возможность намечается, но для этого необходимы специальные исследования по сопоставлению этих серий с соответствующими комплексами Центральной и Южной Карелии.

О завершающем средний протерозой вепском отделе уже говорилось выше, и здесь следует лишь добавить, что большие буровые работы последних лет в районе распространения этих образований вселяют надежду получить в скором времени достаточно надежный их типовой разрез.

Вопрос о расчленении на отделы верхнепротерозойской подгруппы, как уже отмечалось, решается в предложенном макете провинциальной стратиграфической шкалы в соответствии с принятой в СССР шкалой для верхнего докембрия (рифея). В частности, к среднему рифею (нижнерифейские осадки в восточной части Балтийского щита пока не обнаружены) отнесены салминская и приозерская свиты Южной Карелии, а с верхнерифейскими образованиями сопоставляются терская свита песчаников и сланцев с включенными в нее фенитизированными кварцитопесчаниками Турьего мыса, а также развитые на севере Кольского полуострова гиперборейские отложения.

Наименование гиперборей, давно введенное И. И. Седергольмом, представляется предпочтительным для названия отдела провинциальной стратиграфической шкалы, соответствующего неполной (без нижнего отдела) рифейской подгруппе общесоюзной стратиграфической шкалы.

Заканчивая на этом характеристику провинциальной стратиграфической шкалы для докембрия восточной части Балтийского щита, следует заметить, что общий анализ данных скандинавских и финских геологов свидетельствует о принципиальной возможности ее распространения в объеме групп, подгрупп и отчасти отделов на докембрийские образования Финляндии, Швеции и Норвегии; такая предварительная корреляция уже производилась при составлении Тектонической карты Европы (1964). Таким образом, можно ожидать, что в дальнейшем при постановке согласованных международных стратиграфических исследований эта шкала получит признание и за пределами Карелии и Кольского полуострова, т. е. для Балтийского щита в целом.

В заключение следует указать, что большая часть материалов, послуживших основанием для предлагаемого макета провинциальной стратиграфической шкалы, изложена в ранее опубликованных работах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Ю. Б., Негруца В. З., Суслова С. Н. и др. Стратиграфия докембрийских отложений восточной части Балтийского щита // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971.
- Геологическое строение СССР. Т. I. Стратиграфия. М., 1958.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.; Л., 1963.
- Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова // Тр. Аркт. ин-та. 1936. Т. III.
- Полканов А. А., Кратц К. О., Шуркин К. А. Четвертичная геология Карелии и Кольского полуострова // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. 1964. Вып. 19.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.

#### ГЕОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ В ДОКЕМБРИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ<sup>1</sup>

В мировой геологической литературе широко обсуждаются вопросы геологической сущности, глобальности и региональности докембрийских геохронологических рубежей, а также их идентичности в докембрии и фанерозое (Салоп, 1964, 1973; Муратов, 1968; Яншин, 1965; Геохронология докембрия... 1968; Кратц и др., 1972; Семихатов, 1974, и др.). Для решения этих вопросов особый интерес представляет Восточная Сибирь, где выходы докембрия известны в разных тектонических структурах. Докембрийские образования этой территории слагают фундамент и нижнюю часть чехла Восточно-Сибирской платформы, а также комплексы основания разновозрастных складчатых систем Центрально-Азиатского складчатого пояса.

На основании геологических данных в докембрии Восточной Сибири выделяются четыре структурно-метаморфических (тектоно-магматических) мегакомплекса: раннеархейский, позднеархейский, ранне-среднепротерозойский и позднепротерозойский. Каждый из них включает осадочные, вулканогенные и магматические породы, неоднократно деформированные, метаморфизованные и прорванные интрузиями.

Раннеархейские породы в настоящее время известны лишь в структурах Восточно-Сибирской платформы. Для большинства раннеархейских пород характерным является метаморфизм гранулитовой фации, а также син- и поздне-метаморфическое гранитообразование (чарнокитообразование). Радиологическое изучение пород раннего архея дает большой спектр возрастных значений (Геохронология докембрия... 1968), наибольшие из которых, превышающие 3500 млн лет, получены U-Th-Pb методом по цирконам из чарнокитов Енисейского кряжа (Волобуев и др., 1970) и по монациту из пегматитов Анабарского щита (Вишневский и др., 1963); а Pb-Pb и K-Ar методами — по валовым пробам метаморфических пород и гранитоидов и по пироксенам Витимо-Алданского щита (Собонович, Рудник, 1971). Основная масса определенных возрастов по слюдам и роговым обманкам из метаморфических и интрузивных пород находится в интервале 1900—2000 млн лет.

Осадочно-вулканогенные породы позднего архея обнажаются в структурах платформы и в Центрально-Азиатском складчатом поясе. В структурах плат-

<sup>1</sup> Актуальные вопросы современной геохронологии. М., 1976. С. 34—39. (Совместно с М. М. Мануйловой, А. Н. Нееловым, В. Я. Хильтовой, Е. К. Юргиной).

формы они метаморфизованы преимущественно в амфиболитовой и меньше в гранулитовой фациях метаморфизма. Последняя по времени приурочена к позднеархейскому этапу развития, но часто проявляется в нижнеархейских породах фундамента. В структурах складчатого пояса метаморфизм проявлен как в амфиболитовой, так и в гранулитовой фациях. В породах верхнеархейского мегакомплекса изотопные датировки также варьируют. Наиболее древний возраст, превышающий 2600 млн лет, получен по амфиболам из метаморфических пород и мусковитам из пегматитов. Так же как и для раннего архея, основная масса К-Аг значений радиологического возраста в структурах фундамента приходится на интервал времени 1900—2000 млн лет; в структурных зонах Центрально-Азиатского складчатого пояса имеет место широкий спектр значений радиологического возраста — от 600 до 150 млн лет, в зависимости от тектонического положения.

Между отложениями раннего и позднего архея на Витимо-Алданском щите, Енисейском и Присаянском краевых поднятиях устанавливается структурное и метаморфическое несогласие. . .

Нижнепротерозойские образования, залегающие в фундаменте платформы и краевых поднятиях, представлены вулканогенно-осадочными и магматическими комплексами, характерной особенностью которых является частое проявление зонального метаморфизма от низкотемпературной зеленосланцевой до амфиболитовой фации низких давлений. Нижнепротерозойские породы складчатых областей представлены преимущественно более глубоко метаморфизованными разностями (амфиболитовая фация), относящимися к фаціальным сериям умеренных давлений.

Максимальные значения возраста, составляющие 2400—2000 млн лет (Pb-Pb и К-Аг методы), получены по нижнепротерозойским метаморфическим породам фундамента и краевых поднятий. Близкий, хотя и несколько более молодой (2000—1600 млн лет) возраст в этих структурах имеют прорывающие их послеметаморфические гранитоиды. Максимальное число определений, полученных К-Аг методом в породах этого фундамента, приходится на интервал 2000—1800 млн лет, в краевых поднятиях — на 1700 млн лет и близко совпадает с возрастом послеметаморфических орогенных гранитоидов.

Породы нижнего протерозоя в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса имеют, по данным U-Th-Pb метода, максимальные значения, соответствующие  $1800 \pm 100$  млн лет (Волобуев и др., 1970). Максимум К-Аг значений в различных структурных зонах этого пояса приходится на интервалы 600—500, 500—400, 400—300, 220—120 млн лет соответственно (Геохронология докембрия. . ., 1968).

Среднепротерозойские образования, объединяемые нами с нижнепротерозойскими в единый мегакомплекс, обнажаются в структурах фундамента платформы и в краевых выступах. Они представлены своеобразными вулканоплутоническими формациями этапа стабилизации, характерной особенностью которых является широкое распространение существенно континентальных вулканогенных и комагматических с ними интрузивных пород калиевого ряда (Мануйлов, 1974). . .

Наиболее древний возраст, отвечающий  $1700 \pm$  млн лет, получен изохронным Rb-Sr методом для вулканогенных пород краевых прогибов. Близкие значения возраста имеют гранитоиды, о чем свидетельствуют данные определений изохронным Rb-Sr ( $1700 \pm 100$  млн лет) и К-Аг (1660 млн лет) методами по амфиболам.

Раннепротерозойские образования налегают на глубокометаморфизованные породы верхнего архея. Их метаморфизм и структурные преобразования отразились как в ниже-, так и в верхнеархейском структурно-метаморфических мегакомплексах. Глубокая эрозия верхнеархейского комплекса, наличие гипабиссальных роев даек, приуроченных к границе верхнего архея и нижнего

протерозоя, а в некоторых структурах, кроме того, и присутствие гранитоидов калиевого ряда, свидетельствуют об этапе стабилизации, предшествовавшем раннему протерозою.

Позднепротерозойские образования начинают платформенный чехол в структурах и слагают геосинклинальный структурный ярус, обычно зонально метаморфизованный, в складчатых областях Центрально-Азиатского пояса. В структурах они датированы К-Аг методом по глауконитам в интервале 1570—1350 млн лет для нижнего, 1270—950 млн лет для среднего и 890—720 млн лет для верхнего рифея (Семихатов, 1974). В складчатом обрамлении поздний протерозой охарактеризован главным образом К-Аг датировками, максимумы которых в различных структурных зонах приходятся на вышеприведенные интервалы времени. История палеотектонического развития позднего протерозоя в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса завершается этапом стабилизации, аналогичным описанным ранее, уже в фанерозое.

Таким образом, завершение развития каждого из докембрийских мегакомплексов сопровождается этапами интенсивного и неоднократного складкообразования, региональным метаморфизмом и интрузивным магматизмом, особенно гранитоидным, что приводит к стабилизации соответствующих структурных зон, к их орогенезу и эрозии. Каждый новый мегакомплекс образуется на эродированной поверхности предыдущих. Иначе говоря, образование каждого мегакомплекса связывается с определенным мегациклом в развитии земной коры. Каким же образом эта «мегацикличность» геологического развития отражается в изотопных значениях возраста докембрийских пород? В изотопных датировках возраста докембрийских мегакомплексов Восточной Сибири наблюдаются статистические максимумы. При этом интервалы, на которые приходятся они в структурах Восточно-Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса, различаются. В структурах платформы максимум изотопных значений для раннепротерозойских, ранне- и позднеархейских пород приходится на интервал 1800—2100 млн лет.

При этом на Анабарском щите этот максимум находится в сравнительно узком временном интервале — 1800—1900 млн лет, а на Алданском он расплывается до 2100 млн лет. В структурах краевых выступов фундамента платформы максимум датировок смещается на 1700—1800 млн лет. Помимо указанных максимумов в каждой из этих зон раннеархейских мегакомплексов намечается статистический максимум в интервале 3500—3600 млн лет, а для позднеархейских — 2500—2600 млн лет. Для складчатых областей Центрально-Азиатского пояса максимумы иные. Так, для Джугджуро-Становой складчатой области наибольший максимум датировок приходится на  $150 \pm 25$ , для Монголо-Охотской — 220 и 500, для Байкальской — 350—450, для Восточно-Саянской — 500—600 млн лет и т. д. (рис. 24). Помимо крупных максимумов имеются максимумы, на которые приходится меньший процент датировок, но они также специфичны для каждой из структурных зон. Так, например, для докембрийских пород Енисейской складчатой области характерны два максимума — 1000—1100 и 1200—1300 млн лет, которые в других структурах менее выражены. При анализе этих максимумов возникают два вопроса: какой геологический процесс они выражают и почему именно этот процесс выражен статистическими максимумами?

Исходя из физической сущности радиоизотопных методов определения возраста большинство исследователей полагает, что эти методы отражают время закрытия геологических систем относительно радиогенных изотопов. Причиной закрытия систем является, по-видимому, прекращение активных эндогенных процессов в соответствующих структурных зонах, что происходит при их стабилизации.

Стабилизация характеризует собой крупнейшую тектоническую перестройку

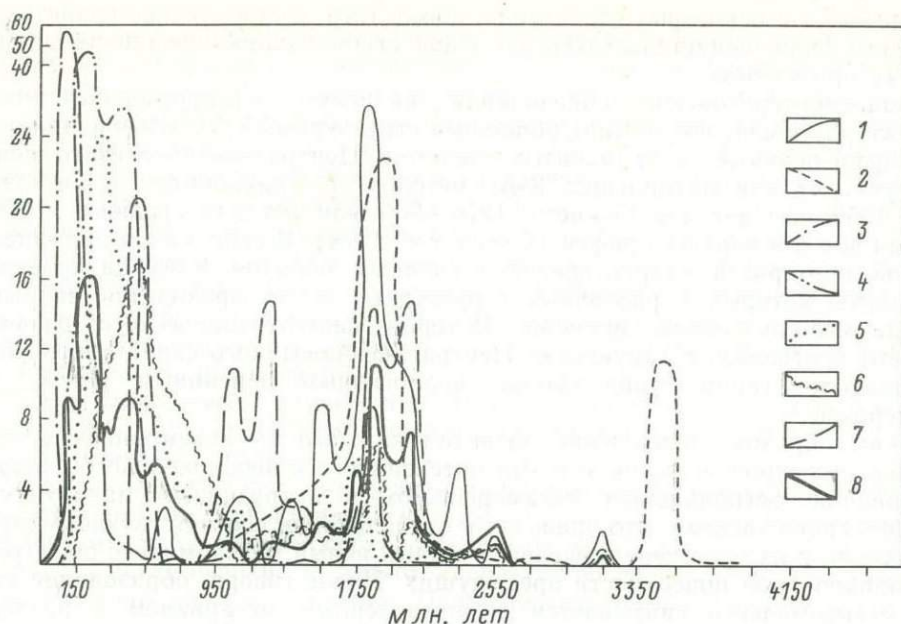


Рис. 24. График частот встречаемости изотопных датировок для докембрийских пород по возрастным интервалам.

1—2 — Восточно-Сибирская платформа (1 — Анабарский щит, 2 — Алданский щит); 3—7 — складчатые области (3 — Джугджуро-Становая, 4 — Монголо-Охотская, 5 — Байкальская, 6 — Восточно-Саянская, 7 — Енисейская); 8 — Сибирская платформа и ее складчатое обрамление в целом.

земной коры и резкую смену ее термодинамического режима для данной территории. Наличие нескольких статистических максимумов в докембрии Восточной Сибири свидетельствует о том, что прежде чем тектоническая зона переходит в платформу, она претерпевает ряд этапов стабилизации. Совокупное рассмотрение геологических и изотопно-геохронологических данных по докембрию Восточной Сибири позволило выделить здесь 4 мегацикла длительностью в 800—1000 млн лет: раннерахейский (древнее  $3500 \pm 100$ ); позднеархейский ( $3500 \pm 100$ — $2600 \pm 100$ ), ранне-среднепротерозойский ( $2600$ — $1700 \pm 100$ ) и позднепротерозойский ( $1700$ — $800 \pm 100$ ).

В течение каждого из этих мегациклов в соответствующих структурно-формационных зонах имело место образование комплексов осадочных, вулканических и плутонических пород. С каждым мегациклом связаны метаморфизм, неоднократная складчатость и интрузивный магматизм (рис. 24).

Докембрийские мегациклы, выраженные структурно-метаморфическими мегакомплексами, имеют полициклическое строение. В настоящее время в разных регионах начинают устанавливать в одном мегакомплексе дометаморфические несогласия и формации, образующиеся в разных геотектонических условиях. Все это дает основание предполагать возможность расчленения крупных мегациклов, охватывающих 800—1000 млн лет, на более мелкие циклы. В настоящее время существующими геохронологическими методами расчленить раннедокембрийские мегациклы на более мелкие подразделения, сопоставимые по времени с фанерозойскими геосинклинальными циклами, не представляется возможным.

#### ЛИТЕРАТУРА

Вишневский А. Н., Рабкин М. И., Ненашев Н. И. Анабарский щит // Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1963.

Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступников Н. И. К геохронологии Енисейско-Восточно-Саянской области // Тр. XV сес. Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М., 1970.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1968. Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972.

Мануйлова М. М. Калиевый ряд кислых вулканоплутонических формаций этапа стабилизации раннедокембрийских подвижных зон // Проблемы докембрийского метаморфизма. Л., 1974.

Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры // Геотектоника. 1968. № 1.

Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли // Геология докембрия: Междунар. геол. конгр. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 10. М., 1964.

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., 1974.

Соботович Э. В., Рудник В. А. Истинный и кажущийся радиологический возраст пород Алданского комплекса // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1971. Вып. 198, № 2.

Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии // Геотектоника. 1965. № 5.

## ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ДОКЕМБРИЯ СССР И ПУТИ ЕЕ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ<sup>1</sup>

В порядке подготовки к Совещанию в течение полутора лет многочисленная группа специалистов, изучавших стратиграфию докембрия в разных регионах страны, в составе трех рабочих комиссий занималась разбором и обсуждением основных вопросов расчленения докембрия СССР с целью выработки проекта общей стратиграфической шкалы. В итоге критического рассмотрения этого проекта была одобрена шкала.

По ряду важнейших принципиальных вопросов не было единства взглядов, и задачей настоящего очерка является кратко охарактеризовать и суммировать итоги всей проделанной работы и постараться показать, почему был принят именно этот вариант шкалы. За более полной информацией о разборе стратиграфических вопросов отдельных регионов или типовых возрастных комплексов читатель может обратиться к соответствующим очеркам рабочих комиссий и материалам дискуссий. . .

Со времени принятия стратиграфической шкалы докембрия, положенной в основу составления государственных геологических карт (рис. 25), прошло 14 лет. За это время геологи собрали огромное количество новых данных, которые заставляют теперь заняться ее пересмотром и усовершенствованием. Получили дальнейшее развитие и методы расчленения и корреляции докембрийских образований; в практику вошли разнообразные изотопно-геохимические методы определения их возраста: калий-аргоновый, урано-ториево-свинцовый, рубидий-стронциевый. Все шире стал применяться в этих же целях палеонтологический метод. При этом в сферу изучения были вовлечены не только фитолиты и акритархи, но и микрофоссилии водорослевого происхождения, выделяемые из кремнистых пород. Все это давало возможность проводить более детальную корреляцию докембрийских отложений и отстаивать принятие более точное и подробной стратиграфической шкалы.

Обратимся сперва к совещанию 1963 г., созванному в Ленинграде стратиграфическими комиссиями МСК по нижнему докембрию, верхнему докембрию и абсолютному возрасту. В решениях этого совещания (Решение. . ., 1965) и в постановлении МСК (Постановление. . ., 1965) указывается, что следует «сохранить в стратиграфической шкале докембрия два главных его подразделения — архей и протерозой» (Решение. . ., 1965. С. 34). Было отме-

<sup>1</sup> Общие вопросы расчленения докембрия СССР: Тр. 5-й сес. Науч. сов. по геологии докембрия. Уфа, 1979. С. 127—146. (Совместно с Б. М. Келлером).

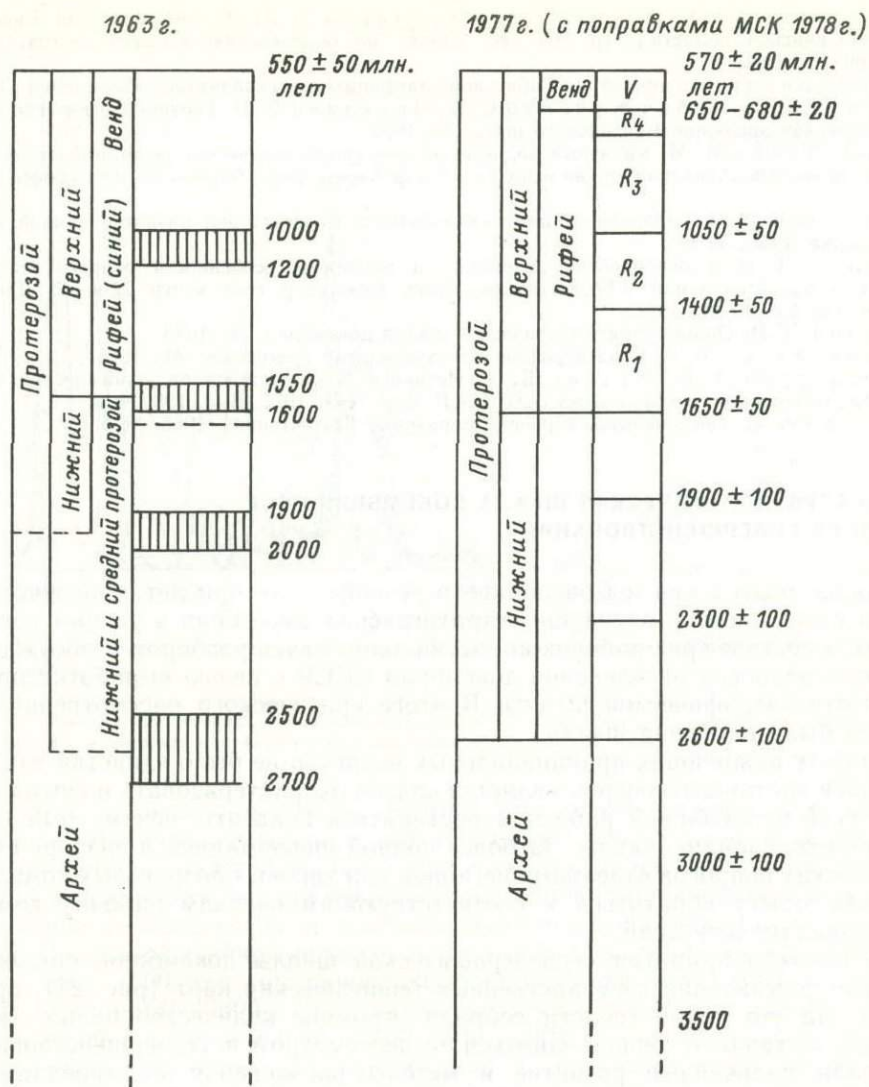


Рис. 25. Стратиграфические шкалы докембрия, принятые в 1963 и 1977 гг.

чено, что границы между археем и протерозоем в главных районах их распространения в СССР недостаточно определены. В нижней части докембрия, по данным абсолютного возраста, выделяются два рубежа, соответствующие интервалам времени 1900—2000 и 2500—2700 млн лет, которые могли бы быть приняты за границу архея и протерозоя. В соответствии с этим протерозой мог быть разделен на две или три части. И в том, и в другом варианте нижняя граница верхнего протерозоя была датирована 1550—1600 млн лет. Внутри верхнего протерозоя был намечен важный рубеж — 1000—1200 млн лет. Верхняя граница протерозоя, совпадающая с нижней границей кембрия, получила изотопную датировку  $550 \pm 50$  млн лет. «Там, где это возможно, допускается выделение рифея, синия и венда, которые одни участники совещания (13 членов комиссии) считают местными подразделениями, другие (10 членов комиссии) три комплекса рифея и венд считают основой для корреляции верхнего протерозоя в пределах всей территории СССР. Вендский комплекс большинство

участников совещания относит к самой верхней части протерозоя» (там же, с. 35).

Оценивая итоги совещания 1963 г., следует подчеркнуть большое расхождение во взглядах на расчленение докембрия и явно скептическое отношение к таким подразделениям, как рифей (синий) и венд, которые тогда только что получили обоснование и начали применяться на практике. В официальную шкалу были допущены только архей и протерозой с расчленением последнего на нижний и верхний. Более дробные подразделения, внедрявшиеся в то время в практику, не могли еще получить в этой схеме достаточного обоснования. В действительности же новые данные широко развернувшихся в те годы работ по геологическому картированию разных масштабов, как и все увеличивавшееся число радиометрических датировок, привели к выделению из состава нижнего протерозоя среднего протерозоя с нижней границей 1900—2000 млн лет и к принятию границы архея и протерозоя с возрастом около 2600 млн лет. Наметилось и более дробное расчленение верхнего протерозоя, которое получило четкое оформление уже после 1963 г. на ряде региональных совещаний по стратиграфии верхнего докембрия, состоявшихся в Свердловске (1963, 1977 гг.), Казани (1964 г.), Фрунзе (1965 г.), Новосибирске (1965 г.), Караганде (1969 г.), Алма-Ате (1971 г.), Кишинев (1974 г.). В стратиграфических схемах, принятых на этих совещаниях, в качестве основных подразделений были названы три подразделения рифея и венд, а на последнем из них — четыре подразделения рифея, обозначенные как нижний, средний, верхний и терминальный рифей. Таким образом, эти новые, более дробные подразделения стихийно вошли в стратиграфические схемы докембрия и широко применялись в геологической практике страны.

Предлагаемая настоящим Совещанием коллективная схема развивает и расширяет выводы, принятые в решениях упомянутых совещаний. Остановимся теперь на некоторых дискуссионных вопросах этой схемы и на возможных их решениях в дальнейшем.

Общее подразделение докембрия, как и ранее, предусматривает выделение двух крупных его частей — архея и протерозоя, которые могут считаться зонотемами или еще более крупными подразделениями. Мы не можем согласиться с выводом К. Ранкамы (1968 г.), что эти подразделения представляют собой «сорняки в докембрийском каменном саду». Эти два крупных зона были и ранее взяты за основу стратиграфического расчленения докембрия, и именно они выделялись на государственных геологических картах. Поэтому для сохранения преемственности в стратиграфической основе государственных карт они оставлены и в настоящей схеме. Наряду с этим и несмотря на критику, которой подверглись и подвергаются эти два термина, они как в СССР, так и в большинстве докембрийских регионов мира являются наиболее употребительными, трактуются практически в одинаковом объеме и тем самым обеспечивают лучшее взаимопонимание между геологами.

В пределах этих значительных по своей длительности подразделений намечаются разные по рангу рубежи.

В протерозое таким рубежом является историко-геологическая граница рифея и дорифейского протерозоя СССР (см. ниже), на которой резко изменился ход эволюции земной коры и которая по своей значимости может сравниваться с границей архея и протерозоя.

Выделенные в предлагаемой шкале нижний и верхний протерозой одни геологи считают эратемами (группами), другие — более крупными подразделениями (зонотемами). Представлялось, что подразделениям такого высокого ранга целесообразно дать названия собственные. Предложенные термины «карелий» и «рифей» являются лучшими среди других названий, хотя и не безупречны. С точки зрения геологов, выделяющих венд из состава рифея, объем рифея не отвечает полностью верхнему протерозою. Что касается

объема карелия, то он может быть меньше объема нижнего протерозоя.

Обращает на себя внимание отсутствие в предлагаемой шкале принятого в ныне действующей стратиграфической шкале докембрия подразделения «средний протерозой». Это объясняется тем, что кроме резкого несоответствия этого подразделения рангу нижнего и верхнего протерозоя отложения в типовом разрезе его выделения (ятулий Балтийского щита), по новейшим данным, оказались древнее принятой для среднего протерозоя нижней возрастной границы (1900—2000 млн лет). Более того, эта граница является внутренним рубежом свекофенно-карельского цикла и тем самым не отвечает принятым в данном случае принципам выделения такого ранга подразделений общей стратиграфической шкалы докембрия.

В пределах архея, как следует из публикуемых материалов Совещания, рубежи такого ранга только намечаются, но не являются еще достаточно обоснованными геологически и (или) радиометрически, чтобы выделить соответствующие им подразделения в предлагаемой общей стратиграфической схеме.

**Архей.** За последние 10—15 лет в изучении стратиграфии архея (древнее  $2600 \pm 100$  млн лет, согласно предлагаемой схеме) имел место значительный прогресс. Однако одновременно возникли новые проблемы установления стратиграфического объема тех или иных комплексов, их достоверных стратиграфических и геохронологических границ, а значит, их возрастной последовательности и места в общей шкале. Так, в архее выделяются супракрустальные комплексы, древнейший (архейский) возраст которых никогда не вызывал и не вызывает сомнения исследователей, как, например, кольская и беломорская серии Балтийского щита, алданский комплекс, ольхонская и шарыжалгайская серии Восточной Сибири, гранулитовые комплексы Побужья и Приазовья, Украины и др. Наряду с ними выделены комплексы, возраст которых трактуется то как архейский, то как протерозойский. Более того, некоторые исследователи считают такие комплексы настолько «протерозойскими» по своему облику, что, по их мнению, архейско-протерозойскую границу следует проводить под ними. При этом возраст этой границы одни исследователи определяют около 3000, другие — даже около 3500 млн лет. В качестве иллюстрации указанных неразрешенных вопросов и их значения для расчленения архея приведем несколько примеров.

Лопский комплекс (гимольская, парандовская и другие серии) Балтийского щита, который в ряде мест достоверно, через базальные конгломераты залегает на глубоко размытом гранитном основании и нижняя граница которого определялась К-Аг методом не древнее 2550 млн лет, считается в ныне действующей стратиграфической схеме стратотипом низов нижнего протерозоя. Как показали новые U-Pb определения прорывающих его гранитов, лопский комплекс без сомнения древнее 2700 млн лет. При таком удревнении лопского комплекса некоторые исследователи считают его все же моложе кольской и беломорской серий. Если принять во внимание, что возраст последних (с большой долей вероятности) определяется древнее 2900—3100 млн лет, то и возрастную границу между ними и лопием принимают за 3000 млн лет.

Вероятность таких соотношений между указанными комплексами не может быть исключена. Однако приводимые в пользу этой точки зрения доводы — о различии в формационном составе и стиле тектоники без непосредственных стратиграфических соотношений между ними — не могут быть достаточным основанием для введения их в качестве самостоятельных подразделений общей стратиграфической схемы докембрия. Среди других вопросов одним из важных для решения этой проблемы является установление возраста нижней геологической границы лопского комплекса с гнейсогранитным основанием. Важность этого вопроса усугубляется еще и тем, что аналогичное гранитное основание ныне допускается для кольской и даже беломорской серий.

Стратиграфическая граница возрастом около 3500 млн лет на Балтийском щите является еще менее определенной, так как единичные датировки такого порядка (в основном К-Аг методом) лишены конкретного стратиграфического значения. В то же время следует обратить внимание на успехи в изучении стратиграфии архея Балтийского щита. Во-первых, минимальный возраст кольской и беломорской серий определяется  $3000 \pm 100$  млн лет. Во-вторых, архей Карелии несомненно делится на две части — лопский комплекс и подстилающие его гранитное основание, хотя место их в общей стратиграфической шкале остается неустановленным.

В типовом регионе раннего докембрия Восточной Сибири, на Алданском щите и в его складчатом обрамлении дело обстоит еще сложнее, что обусловлено, как правило, полициклическим развитием древнейших комплексов, наличием между ними нередкого тектонических контактов и других причин, лишающих возможности установления их истинных стратиграфических соотношений. Отсюда следует и отсутствие единства во взглядах на расчленение и корреляцию архея данного региона. Так, например, все еще не решен вопрос о том, является ли алданский комплекс единым, но представленным в разных фациях, или он расчленяется на иенгскую и более молодую желтулинско-тимптонскую серию? Действительно ли становой комплекс является самостоятельным и имеет посталданский возраст, как думают многие, или это разновидность алданского комплекса, тектонически переработанного в более позднее время? Относить ли резко отличный от алданского архея по своей тектонической структуре и формационному составу троговый комплекс к протерозою и, следовательно, провести границу архея и протерозоя под ним? Коррелировать ли олекминскую серию со становым комплексом или считать, что вместе с курультинской серией она соответствует алданскому комплексу?

Эти и другие вопросы отражают различия в существующих взглядах на архей Восточной Сибири. В то же время, как показало обсуждение, имеющиеся данные не исключают расчленение архея Сибири на два, три или даже четыре разновозрастных комплекса (серии). Отсутствие согласованных мнений объясняется не только, а в ряде случаев и не столько отсутствием достаточного количества радиогеохронометрических данных. Есть датировки в 3000 млн лет и более, но они не имеют необходимого стратиграфического смысла.

Так, например, в Сибири для олекминской серии и станового комплекса по прорывающим гранитам и пегматитам приводится минимальный их возрастной предел — около 3000 млн лет, что имеет несомненное значение для региональной стратиграфии. Однако с позиции общей шкалы ввиду указанных выше нерешенных вопросов неизвестно, насколько они древнее. Для станового комплекса допускается и верхний предел в 3200 млн лет. Также неясно значение этого рубежа для покрывающих их образований, например трогового комплекса для определения его положения в общей шкале.<sup>2</sup> Иными словами, чтобы радиометрия решала стратиграфические вопросы, необходимо располагать достоверными данными о стратиграфических соотношениях между комплексами и сериями, чтобы не принимать за стратиграфические рубежи непосредственно не связанные с ними проявления тектонических или плутонометаморфических процессов.

<sup>2</sup> В настоящее время в результате исследований, начатых под научным руководством К. О. Кратца, возраст «тропоого» комплекса U-Pb изохронным методом по цирконам из метавулкаников датируется  $2960 \pm 70$  млн лет (Бибикова и др., 1984), а его верхняя граница по прорывающим гранитам —  $2700 \pm 100$  млн лет (метод термоионной эмиссии, Другова и др., 1983 г.). Для пород курультинского комплекса изохронным и U-Pb методами по нерастворимой фракции цирконов получены значения 3390 и 3500 млн лет. Примерно такие же значения получены по фундаменту верхнеалданского комплекса (Левченков и др., 1985 г.). Иными словами, новые геологические и радиологические данные подтверждают по крайней мере трехчленное деление архея на Витимо-Алданском щите и в его обрамлении.

Такого же типа вопросы возникают и относительно расчленения и корреляции архея Украины, несмотря на то что здесь насыщенность радиометрическими определениями довольно значительна. Так, например, в конкско-верховцевской серии с возрастом 3100 млн лет (прорывающие ее граниты имеют возраст 2800 млн лет) в смежных районах относятся сходные образования, которые другими исследователями коррелируются с криворожской серией протерозоя. Следовательно, и здесь задача заключается прежде всего в установлении достоверных стратиграфических отношений, которые могут быть обоснованно документированы геохронологическими данными.

В заключение следует еще отметить существенный прогресс, достигнутый по расчленению архея на два, а местами и на большее число комплексов, имеющий важное значение для региональной стратиграфии. Определенный смысл для этой же цели имеет и геохронологический уровень 3000 млн лет, хотя он пока еще не достаточно исследован геологически. Можно надеяться, что дальнейшее целеустремленное геолого-геохронологическое изучение указанного рубежа, как и других пока не решенных вопросов, позволит в ближайшие годы подойти к выделению обоснованных подразделений архея в общей стратиграфической шкале докембрия СССР.

**Граница архея и протерозоя.** За последние годы вопрос о возрастном уровне границы архея и протерозоя привлекает внимание исследователей. В схемах одних авторов верхняя граница проводится на уровне 3500 млн лет, другие предлагают принять за эту границу рубеж 3000 млн лет, а третьи настаивают на сохранении ее на уровне 2600 млн лет, как это было предложено в решениях геохронологической комиссии в 1964 г.

Обсуждение стратиграфии образований древнее 2600 млн лет на рабочих комиссиях и на Совещании показывает, что в пределах СССР пока нет ни одной геологически и геохронологически обоснованной стратиграфической границы внутри них, которую можно было бы принять в предлагаемой схеме за границу расчленения архея, а тем более за рубеж такого ранга, как граница архея и протерозоя.

Наиболее древняя граница, которая обоснована геологически и геохронологически, устанавливается на возрастном уровне  $2600 \pm 100$  млн лет. На Балтийском щите этот историко-геологический рубеж устанавливается по залеганию сумийских образований на глубоко размытой поверхности гранитоидов с возрастом 2600—2700 млн лет и интродуцированных ими образованиях лопского комплекса. На Украине этот же рубеж документируется по возрасту подстилающих криворожскую серию протерозоя плагиогранитов (в среднем 2600 млн лет). Определенный А. И. Тугариновым U-Pb методом возраст времени седиментации нижней свиты курской серии ныне оспаривается Н. П. Семеновым на основании полученных им данных модельного возраста свинца из галенитов в гальках вторичных кварцитов базальных конгломератов этой же серии в интервале  $2100-2500 \pm 200$  млн лет. Этот вопрос хотя и не меняет значения самого рубежа, заслуживает дальнейшего изучения.

Аналогичные данные имеются для КМА, где прорывающие михайловскую серию плагиограниты с возрастом 2600—2500 млн лет встречаются в гальке базальных конгломератов протерозойского возраста курской серии, давшей ту же цифру — 2600 млн лет.

В Восточной Сибири этот вопрос решается труднее. Некоторые новые данные показывают широкое развитие тектоно-плутонических процессов возраста 2500—2700 млн лет. Но они проявляются среди древнейших архейских комплексов, поэтому стратиграфический смысл данного геохронологического рубежа остается неясным. В этом отношении более показательными являются гнейсограниты с возрастом около 2600 млн лет, рвущие граевскую толщу на Енисейском кряже, и барсалинскую серию, которая, вероятно, залегает на олекминской серии (с верхним возрастным пределом 3000 млн лет).

Особый интерес должны вызывать соотношения трогового комплекса с перекрывающей удоканской серией, которая принимается за типовой комплекс нижнего протерозоя Сибири. Троговой комплекс перекрывается удоканской серией с общими для них процессами деформации и метаморфизма. Такие соотношения, если они действительно имеют место, не дают основания в данном разрезе проводить между троговыми комплексами и удоканской серией столь значительную границу, как граница архея и протерозоя. Правда, о наличии здесь рубежа, хотя и слабо выраженного, могут свидетельствовать, с одной стороны, трансгрессивное залегание удоканской серии на породах трогового комплекса и на окружающих его более древних образованиях, с другой — пегматиты возрастом около 2400 млн лет, рвущие низы удоканской серии и, следовательно, указывающие на более низкое возрастное положение ее нижней границы.

Отсутствие более обоснованных данных об этом рубеже в сибирском докембрии объяснить трудно. Возможно, это связано с отсутствием подходящих и доступных изучению соотношений разрезов соответствующих архейских и протерозойских комплексов в обнаженной части докембрия. Не исключено и то, что соответствующий стратиграфический уровень в сибирских разрезах пока мало изучен, особенно радиометрически. Тем важнее вести дальнейшее целенаправленное изучение данной проблемы для ее более удовлетворительного решения. Такое решение позволило бы также уточнить роль эволюции докембрия Сибири этого этапа, который имеет столь огромное значение в развитии докембрия Европы и других материков, определив многие важнейшие черты эволюции земной коры в нижнем протерозое.

Н и ж н и й п р о т е р о з о й. Нижний протерозой, как одно из двух основных подразделений, определяется комплексом слоистых толщ, которые в более полных разрезах отражают развитие единого раннепротерозойского (свекофенно-карельского) тектонического цикла, завершившегося обширной кратонизацией земной коры и формированием орогенных и субсеквентных магматогенных формаций в интервале времени 1750—1650 млн лет. Резкая смена общего характера осадконакопления на этом рубеже нижнего и верхнего протерозоя послужила основанием считать его важнейшей историко-геологической границей для расчленения протерозойской части общей стратиграфической шкалы.

Разрезы нижнепротерозойских комплексов лучше известны и изучены в пределах фундамента древних платформ. При наличии во многих случаях некоторых общих для них черт они отличаются друг от друга специфическими особенностями, отражающими различия в палеотектонических и палеогеографических условиях их формирования даже в пределах отдельных крупных регионов. Вследствие этого установление типовых разрезов (комплексов), которые можно было бы проследить в межрегиональном масштабе, практически невозможно. Поэтому в настоящее время пока также трудно дать обоснованное расчленение нижнего протерозоя в рамках общей стратиграфической шкалы.

В то же время нельзя не обратить внимание на некоторые региональные геолого-геохронологические границы, которые пока не могут быть приняты в качестве границ подразделений общей шкалы, но будут иметь существенное значение при составлении межрегиональных рабочих корреляционных схем. Наиболее ранний из таких рубежей определяется на уровне  $2300 \pm 100$  млн лет. На Балтийском щите этим рубежом определяется граница между существенно вулканогенными толщами сумия и с несогласием и перерывом перекрывающимися их эпиконтинентальными отложениями ятулия. Верхний возрастной предел курской серии КМА определяется возрастом прорывающих их даек и диабазов — 2300 млн лет. Низы удоканской серии Восточной Сибири рвутся пегматитами возрастом 2300—2400 млн лет. Обоснования этих, как и других границ

того же возраста, различны, но они позволяют отнести одни толщи выше, а другие ниже этого возрастного уровня, и, следовательно, искать возможности унификации стратиграфических схем по указанной границе.

Еще более значимой представляется устанавливаемая для многих регионов геолого-геохронологическая граница возрастом  $1900 \pm 100$  млн лет. Как известно, в действующих стратиграфических схемах она была принята за границу нижнего и среднего протерозоя. Этот рубеж также определяет временной уровень совершенно различного типа осадконакопления в разных регионах, например верхний возрастной предел ятулийско-калевийского (ладожского) и свекофеннского осадконакоплений на Балтийском щите, криворожской серии Украины, удоканской серии Сибири и т. д.

В характере этих рубежей несомненно содержится та позитивная специфика, участь которую необходимо при дальнейшей разработке принципов стратиграфического расчленения нижнего протерозоя и архея, чтобы стало возможным создание более дробной стратиграфической шкалы раннего докембрия. Более однороден верхний рубеж нижнего протерозоя, который характеризуется орогенного типа терригенными, нередко красноцветными формациями и кислыми вулканогенными (порфировыми) формациями с сопровождающими их гипабиссальными гранит-граносиенитовыми интрузиями и гранитами рапакиви (улкано-уянский комплекс и акитканская серия Сибири, красноцветы вепсия и рапакиви Карелии, пугачевско-овручевская серии и рапакиви Украины). Несмотря на некоторые колебания возрастных границ этих комплексов (1700—1650 млн лет), выдержанность их типовых черт определяет стратотипический характер самой границы нижнего и верхнего протерозоя. Действительно, эта граница именно в таком стратотипическом выражении и на том же возрастном уровне ныне трассируется не только в СССР, но и в Скандинавии, на Канадском щите и в Австралии.

В заключение нужно сказать, что в охарактеризованных региональных рубежах кроются определенные перспективы дальнейшего общего, но более дробного расчленения нижнего протерозоя. Для развития этого, однако, внимание не может быть ограничено только одной геологической стороной вопроса. Сознвая необходимость разработки более детальной стратиграфической шкалы, нужно осознать и необходимость дальнейшего совершенствования самих принципов расчленения, учитывающих специфику раннедокембрийской стратиграфии, без которой ее более детальное расчленение невозможно. . .

**В е р х н и й п р о т е р о з о й.** Хорошо известно, что под названием «рифей» Н. С. Шатский объединил отложения, относящиеся к единому тектоническому циклу, охватывающему четыре крупные серии Южного Урала. Этот цикл в нижней своей части включал основные эффузивы, в средней — флишеподобные отложения и заканчивался молассами ашинской свиты. Общая мощность рифейских отложений в миогеосинклинальном прогибе Южного Урала достигала 1500 м. Позже каждая из серий уральского рифея была охарактеризована комплексом фитолитов, а в верхней, ашинской серии, обнаружены остатки *Metazoa*, на основании чего доказывается ее принадлежность к венду.

**Н и ж н я я г р а н и ц а р и ф е я.** Основным дискуссионным вопросом стратиграфии уральского рифея в последние годы была проблема нижней его границы и стратиграфическая принадлежность бурзянской серии. Вопрос этот до сих пор привлекает внимание исследователей, поэтому на нем следует остановиться более подробно. Напомним, что нижняя граница рифея на территории СССР проводится по кровле вулканогенных моласс свекофенно-карельской складчатости. Соответственно этому в опорных разрезах СССР она трассируется выше улканской вулканогенной серии Восточной Сибири, акитанской серии Прибайкалья, субиотния Балтийского щита и сходных с ними образований. Возраст этого рубежа обычно принимается равным 1650 млн лет.

На Урале типом нижнего рифея является бурзянская серия, состоящая из трех свит. В районе города Кусы нижняя терригенная айская свита бурзянской серии, сложенная конгломератами и песчаниками с потоками базальтов, имеет всюду тектонический контакт с метаморфическими породами тараташской серии нижнего протерозоя, сложенной гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Верхи айской свиты слагаются темными микрослоистыми сланцами, на которых согласно располагается мощная саткинская свита (до 1800 м), сложенная доломитами с подчиненными пачками сланцев, а выше — песчаных доломитов, иногда и песчаников.

Западнее, продвигаясь в пределы Русской плиты, мы видим тот же тип строения нижнерифейских отложений, выполняющих здесь обширный Волго-Камский прогиб. Здесь глубокими буровыми скважинами вскрываются аналоги айской свиты, представленные песчаниками тюрюшевской свиты, а выше — темными сланцами арланской свиты. На Кучуковской площади на восточном крыле Татарского щита среди тюрюшевских песчаников располагается несколько пачек миндалекаменных базальтов и порфиринов, возраст которых, определенный К-Аг методом по валовым пробам, оказался равным 1650 млн лет (материал Е. М. Аксенова и Л. Ф. Солонцова, лаборатория Башкирск. фил. АН СССР). Выше следуют темные сланцы арланской свиты, содержащие глауконитовые прослои возрастом 1575 млн лет (свита отвечает верхам айской свиты Урала), и, наконец, доломиты калтасинской свиты, мощность которых достигает местами 1500—1800 м (скв. Орьебаш-82). Особенности комплекса микрофитолитов калтасинской свиты давали повод относить ее к среднему и даже к верхнему рифею. Только ко времени Кишиневского совещания 1974 г. была показана рациональность прямой корреляции трех перечисленных свит с нижним рифеем Урала.

Хорошо известно, что саткинская свита Урала прорывается гранитами рапакиви Бердяшского массива. В карьерах у ст. Бердяш хорошо виден горячий контакт гранитов с породами нижней половины саткинской свиты, содержащей большое количество строматолитов нижнего рифея (*Kussiella kussiensis* Maslov и др.). Возраст гранитов Бердяшского массива в последние годы был предметом оживленной дискуссии. Он подробно рассмотрен в книге «Нижняя граница рифея и строматолиты афебия» (1977), а здесь приведем лишь краткие сведения по этому поводу. Первоначально определенный по слюдам возраст бердяшских гранитов составил 1360—1410 млн лет. Близкие датировки — 1430 млн лет — были получены U-Th-Pb методом А. И. Тугариновым и Е. В. Бибиковой. Однако Л. И. Салопом и Г. А. Муриной тем же методом была получена цифра 1545 млн лет, а затем по изохронным Rb-Sr определениям — 1560 млн лет. На этом основании нередко делается вывод, что возраст гранитов Бердяшского массива близок к 1600 млн лет, а весь нижний рифей Урала древнее. В подтверждение данного вывода приводятся очень древние датировки валовых проб доломитов саткинской и калтасинской свит, полученные А. Д. Искандеровой с сотрудниками по Pb-Pb изохроне и близкие к 2100—2300 млн лет. Громадная ошибка измерений ( $\pm 400$  млн лет) лишает эти даты достоверности, а уязвимость и ненадежность цифр, полученных этим методом, уже обсуждалась в литературе. Тем не менее приведенные даты изохронных определений Бердяшского массива дали повод Л. И. Салопу и Г. А. Муриной принимать одновозрастность нижнего рифея Урала и ятулия Балтийского щита, растягивать возрастной интервал накопления нижнерифейских пород от 2600 до 1900 млн лет и относить к мезопротерозою схемы Л. И. Салопа. Вышележащая машакская осадочно-вулканогенная свита коррелируется этим автором с молассами карельской складчатости (субиотний и синхроничные ему образования). Приведенные ниже данные не позволяют принять эти выводы.

1. Строматолиты саткинской свиты составляют комплекс видов, резко

отличный от ятулийского и в то же время чрезвычайно близкий к ассоциации, встреченной в котуйканской свите нижнего рифея Сибири.

2. На западном крыле Тараташского антиклинария в районе города Кусы в конгломератах айской свиты имеются гальки красных кварцитов, сходных с кварцитами вепсия Балтийского щита. Здесь же Ю. Д. Смирновым отмечались гальки гранитов рапакиви с изотопным возрастом 1650 млн лет (устное сообщение). Эти данные показывают, что породы айской свиты моложе вепсия Балтийского щита и гранитов рапакиви Карелии.

3. Возраст дорифейских гнейсов тараташской свиты оценивается как несколько более древний, чем 2000 млн лет. Прорывающие их граниты дали 1720—1870 млн лет (валовые пробы). Возраст метасоматически измененных тараташских гнейсов составил 1600—1810 млн лет. Имеющиеся данные позволяют датировать этап метаморфизма этих пород  $1750 \pm 100$  млн лет. Вместе с тем валовые пробы эффузивов из тюрюшевских песчаников нижнего рифея, определенные К-Аг методом, дали 1580—1650 млн лет, а глауконитов арланской свиты — 1515 млн лет. Все указанные данные позволяют проводить нижний рубеж бурзянской серии нижнего рифея Урала на уровне 1650 млн лет, т. е. принять для рифея нижний предел возраста, который был зафиксирован для этого рубежа на ряде межведомственных стратиграфических совещаний.

Граница среднего и верхнего рифея. Эта граница является вторым дискуссионным вопросом стратиграфической шкалы рифея. . .

В европейской части СССР и, видимо, во всей Атлантической провинции граница среднего и верхнего рифея совпадает с резким историко-геологическим рубежом, связанным с проявлением гренвильской складчатости или, точнее говоря, гренвильского диасхизиса. В цифрах изотопного датирования эти движения некоторые авторы оценивают 1100 (кульминация) или в 1000 млн лет (завершение складчатости). Этот рубеж не может быть прокорректирован палеонтологическими данными, так как пограничные слои представлены терригенными и нередко красноцветными отложениями, в которых фитолиты и акритархи отсутствуют. В проекте схемы к настоящему Совещанию этот рубеж датирован  $1050 \pm 50$  млн лет. В Сибири, где гренвильские движения проявились чрезвычайно слабо, мы имеем вблизи рассматриваемого рубежа ряд карбонатных свит, содержащих фитолиты, однако их изучение привело исследователей к различным выводам по поводу корреляции уральского и сибирского разрезов. Суть этих разногласий, видимо, заключается в том, что авторы требуют от фитолитов значительно более узкой стратиграфической приуроченности отдельных форм строматолитов и микрофитолитов, а иногда и целых их комплексов, чем эти группы могут дать. Одни исследователи считают, что такой узкой стратиграфической приуроченностью обладает пластовая форма *Malginella malica* Kom. et Semick., другие приписывают роль руководящего ископаемого виду *Inzeria tjomusi* Kryn. На самом деле границы подразделений, выделенных по фитолитам, в значительно большей степени скользят во времени, чем рубежи, основанные на распределении в разрезе скелетной фауны. Видимо, при современном состоянии наших знаний точно обоснованный рубеж среднего и верхнего рифея пока не может быть намечен. Вероятно, самым разумным было бы выбрать один из хорошо трассируемых рубежей, совпадающий с подошвой малгинской свиты (1050 млн лет, по глауконитовым датам) или с подошвой лахандинских отложений (около 1000 млн лет), и принять его в Сибири за границу среднего и верхнего рифея.

Верхние подразделения докембрия (кудаш и венд). В последние годы стратиграфии самой верхней части докембрийского разреза геологи уделяли пристальное внимание, поэтому естественно, что в процессе исследования для этого интервала появилось большое количество стратиграфических схем, а бурное накопление фактического материала заставляло улучшать и пересматривать многие сложившиеся концепции. По времени

выделения первым подразделением для слоев, непосредственно предшествующих кембрийской системе, является венд, обособленный Б. С. Соколовым в 1950 г. В начале эта единица не претендовала на универсальность и выделялась под именем вендской серии в составе синия. Вследствие досадного недоразумения в 1951 г. она была заменена в официальных изданиях термином «валдайская серия», якобы более благозвучным. Серия эта была полным синонимом венда. Сколько-нибудь заслуживающая внимания палеонтологическая характеристика для венда (валдайская серия) в 50-х годах не приводилась.

В самом конце 50-х годов объем венда был увеличен за счет присоединения к нему воынской серии, включавшей в то время ледниковые отложения и вышележащие базальты, развитые в Оршанском прогибе. Популярность венда особенно возросла после 1963 г. в связи с выходом из печати тома «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий», где это подразделение было взято за основу для корреляции разрезов СССР. В этой работе было дано изображение нескольких форм бесскелетных животных венда, в том числе своеобразной трилобитоморфной формы, названной позже *Vendia sokolovi* Keller.

Для юдомской свиты Сибири, которая в этом томе рассматривалась как карбонатная фация венда, З. А. Журавлевой был установлен характерный, так называемый IV комплекс микрофитоцитов в составе *Vesikularites bothrydioformis* Krasn. и сопутствующих форм. Позже в европейской части СССР карбонатные породы с тем же составом микрофитоцитов были встречены в слоях более древних, чем воыно-валдайские отложения.

Исходя из гипотезы, что объем венда определяется пределами распространения IV комплекса, возникла концепция большого венда (венд *sensu lato*), в который была включена пачелмская серия Русской плиты, укская свита Урала и одновозрастные им отложения. Такое расширенное толкование венда, вытекающее из корреляции с сибирским эталонным разрезом, дано в одной из статей Б. С. Соколова и последовательно проводилось И. Е. Постниковой, З. А. Журавлевой и многими другими исследователями. Оно было принято также на совещании по стратиграфии верхнего докембрия востока Русской платформы, проходившем в г. Казани в 1964 г. Для того чтобы устранить создавшийся разнобой в понимании объема венда, при котором первоначальный объем подразделения был увеличен почти в два раза, Б. М. Келлер для венда *sensu lato* предложил название «терминальный рифей», или «вендомий». Особенности этого подразделения были освещены в сводке, опубликованной в 1974 г. коллективом геологов под редакцией В. В. Меннера. Нижняя граница терминального рифея определялась сменой фитоцитовых комплексов, верхняя совпадала с подошвой кембрия.

Анализируя современные фактические данные, относящиеся к вендомию, мы видим, что в состав этого подразделения были включены достаточно разнородные отложения. Главным образом на материалах европейской части СССР эти отложения естественно могли быть разделены на две части. Верхняя из них, давно известная под именем венда, заключила характерный комплекс бесскелетных животных, нижняя была охарактеризована только фитоцитами и получила название «кудаш». Может быть поставлен вопрос: нужен ли терминальный рифей (вендомий) на современной стадии изучения верхнего докембрия? Наверное, списывая это подразделение в архив, мы окажем плохую услугу геологии докембрия. Действительно, в ряде районов СССР, особенно таких, как Средняя Сибирь и Дальний Восток, разграничение кудаша и венда не может быть дано с достоверностью и нередко обосновано лишь одной уверенностью авторов, проводящих такое разделение. Естественно, здесь рационально использовать конкретные местные термины (юдомий) или применять подразделения более широкого объема (терминальный рифей). Будущее покажет, какой из двух вариантов окажется для этих районов более жизненным.

Следует, однако, учесть, что любая принятая и утвержденная схема хороша только в том случае, если она способна вобрать в себя все многообразие фактических данных, полученных при геологическом картировании, а не является прокрустовым ложем, мешающим нормальной работе.

После этих предварительных замечаний рассмотрим теперь кудаш и венд, выделенные в европейской части СССР.

*Кудаш.* Кудашские отложения включают сложно построенный комплекс пород, располагающийся между породами верхнего рифея и венда. Стратотипической местностью кудашских отложений является Горная Башкирия. Здесь наиболее полный разрез кудашских отложений располагается на восточном крыле Башкирского антиклинория в районе Кривой Луки, где, по данным ряда авторов (М. И. Гарань, А. В. Ключихин, В. И. Козлов, В. А. Романов, Н. М. Чумаков и др.), выделяются следующие свиты: 1) укская — 260 м, сложенная в нижней части кварцевыми песчаниками, а выше — доломитами и известняками; 2) криволукская — 350 м (глинисто-алевролитовые породы с глауконитом — 125 м, апшакские кварцевые песчаники — 100 м и алевролитовая пачка с ленточными сланцами — 125 м); 3) терригенная кургашлинская свита — 300 м, заключающая внизу пачку тиллитоподобных конгломератов — 30 м. На этих отложениях лежат песчаники и гравелиты, обычно сопоставляемые с урюкской свитой ашинской серии более западных разрезов.

На западном крыле Башкирского антиклинория (р. Зилим и более южные разрезы по рекам Аютапкану и Осила на крыльях кудашской синклинали) разрез становится менее полным. Здесь выделяются: 1) укская свита (230—250 м), сложенная в нижней части кварцево-глауконитовыми песчаниками, алевролитами и мергелями (100 м), а выше — доломитами и известняками с микрофитолитами IV комплекса (*Vesicularites bothrydioformis* и др.) и строматолитами (*Linella ukka* и др.); 2) бакеевская свита (40—50 м), залегающая с небольшим перерывом и сложенная внизу глауконитовыми песчаниками, а выше — кварцевыми песчаниками и алевролитами. Еще выше лежат кварцевые песчаники и гравелиты урюкской свиты. Положение бакеевской свиты в криволукском разрезе неясно. Одни авторы сопоставляют с ней кургашлинскую свиту, другие — доапшакскую глинисто-алевролитовую пачку.

Более надежно аналоги криволукских свит распознаются на Среднем Урале. В состав кудашских отложений здесь могут быть включены часть клыктанской свиты, содержащей микрофитолиты IV комплекса, и басегская серия, сложенная внизу ослянскими песчаниками, а выше — основными эффузивами и сланцами. Серия покрывается тиллитоподобными конгломератами танинской свиты. В дотиллитовых песчано-алевролитовых отложениях Северного Урала (устьчурочинская свита) имеется несколько прослоев глауконитовых песчаников (650—685 млн лет, по данным К-Аг метода). Выше располагается мощная и сложно построенная толща ледниковых отложений (среднечурочинская свита) и песчано-глинистых пород (кочешорская свита) возрастом 628—640 млн лет. На Русской плите кудашские отложения сохранились лишь в прогибах (авлакогенах), таких как Пачелмский и Оршанский. В Пачелмском прогибе Е. М. Аксенов и Л. Ф. Солонцов сравнивают с кудашскими отложениями секретаркинскую свиту карбонатных пород с IV комплексом микрофитолитов и пачелмскую терригенную серию в составе трех свит. Большие значения возраста нижней (веденяпинской) свиты (около 700 млн лет) подтверждают сопоставление ее с устьчурочинской свитой.

В целом кудашские отложения представляют собою сложнопостроенный комплекс терригенных и карбонатных пород, в которых выделяется несколько следующих хорошо распознаваемых уровней: 1) уксский, сложенный главным образом карбонатными породами, заключающий характерный комплекс строматолитов (*Linella ukka* и др.) и микрофитолитов (даты К-Аг определений относятся к низам свиты и не выходят за пределы 610—670 млн лет); 2) криво-

лукский (пачелмский), представленный терригенными породами с глауконитом (до 700 млн лет); 3) древлянский, сложенный в нижней части тиллитами, а выше — терригенными породами с глауконитами (628—640 млн лет на Северном Урале); возможно, к этому уровню относится бакеевская свита бассейна р. Зилим (618—625 млн лет по глаукониту).

Если даты изотопного возраста укских и криволукских отложений верны, то может быть сделан вывод, что породы 1-го и 2-го уровней замещают друг друга по простиранию и являются примерно одновозрастными. Возможно, однако, что глаукониты укской свиты изменены и возраст их омоложен. В этом случае нумерация трех уровней отвечает их возрастной последовательности. Как в одном, так и в другом случае тиллиты венда на Северном Урале заключены между датами 640 и 680 млн лет.

Органические остатки кудашских слоев приурочены главным образом к укскому ее уровню. Резкое отличие их от комплексов видов верхнего рифея и поразительное сходство с фитолитами юдомской свиты неоднократно отмечались в литературе. Акритархи устьчурочинской свиты, по данным И. Н. Голуб, представлены кильдинеллами, свойственными верхнему рифею. Находки *Metazoa* в кудашских отложениях неизвестны, если не считать остатков кольчатых червей, обнаруженных Л. В. Хмелевской в шлифах из укских отложений бассейна р. Ук. Находки эти пока заново не изучались.

Венд европейской части СССР, в современном его понимании Б. С. Соколовым, А. С. Махначом и другими исследователями, включает вильчанскую, волинскую и валдайскую серии. Из них нижняя включает тиллиты, средняя сложена основными эффузивами и их туфами, и только верхняя содержит богатый комплекс бесскелетных животных, составляющих характерную биоту венда. В состав биоты входят птеридиниумы (*Pteridinium simplex* Gurich, *Pt. nepoha* Keller), дикинсонии (*Dickinsonia costata* Sprigg.), сцифомедузы (*Albumares brunsaе* Fedonkin), членистоногие (*Vendomia menneri* Keller, *Onega stepanovi* Fedonkin, *Vendia sokolovi* Keller) и другие формы.

Несколько иной комплекс видов, представленный кишечнополостными, был встречен в валдайской серии Приднестровья, где В. С. Заика-Новацким, В. М. Палием и Б. С. Соколовым были описаны *Cyclomedusa plana* Glaessner et Wade, *Tirasiana disciformis* Paliј, *Bronicella podolica* Zaika—Nov., *Planomedusites grandis* Sok. Анализ стратиграфической приуроченности бесскелетных животных венда показывает, что все они связаны в редкинской свитой. Вместе с тем в вильчанских и волинских отложениях каких-либо остатков животных обнаружено не было.

В связи с этим возникает вопрос: не следует ли нам ограничить объем венда валдайской серией и вернуться к первоначальному пониманию венда Б. С. Соколовым (1952 г.)? Так как в основу выделения венда должен быть положен биостратиграфический принцип, то эту точку зрения, высказанную Л. И. Салопом и К. Э. Якобсоном, следует признать наиболее правильной. По-видимому, в истории становления венда как стратиграфического подразделения имело место то же досадное недоразумение, которое не так давно произошло с кембрийской системой. К слоям с характерной кембрийской фауной начали «подвешивать» разнообразные немые свиты и причленять к кембрию все толщи пород до первого крупного стратиграфического несогласия. Присоединение снизу к венду ледниковых отложений продолжает и развивает эту неправильную методику. Конечно, ледниковые отложения представляют собой хороший корреляционный уровень, подошва которого может быть намечена в Северном полушарии. Однако если мы будем считать этот уровень довендским, то задача обособления венда с его специфическим комплексом органических остатков не станет более трудной. Кроме того, следует учесть, что в Южном полушарии (Африка, Австралия) известны ледниковые образования заведомо верхнерифейского возраста, в связи с чем проведение здесь

нижней границы венда по подошве тиллитов встретит большие трудности. Таким образом, представляется, что в будущем, может быть, следует придерживаться первоначального объема венда, предложенного Б. С. Соколовым в 1952 г.

Рассматривая кудаш и венд в качестве основных подразделений стратиграфической шкалы верхнего докембрия, мы встретим большие затруднения при попытке трассировать эти подразделения в Сибири. Действительно, наличие характерного комплекса фитолитов и К-Аг определения по глаукониту заставляют считать кудашские и юдомские отложения в значительной своей части одновозрастными. Если это так, то венд может найти себе место в верхней части юдомия (слои с *Anabarites*) или в низах немакитдалдынского горизонта, нижняя часть которого, залегающая ниже первого комплекса скелетной фауны (зоны *Tixitheca licis*), содержит анабариты. Так как точная корреляция европейских и сибирских разрезов венда пока не проведена, для Сибири рационально пользоваться укрупненными подразделениями, объединяющими кудаш и венд (юдомий, терминальный рифей, вендомий). Изотопные определения кудаша и венда пока очень неполные и основаны исключительно на глауконитах (К-Аг метод). Анализ этих дат, полученных из терригенных пород основания кудаша (низы укской свиты), позволил для данного уровня, который в то время соответствовал подошве «большого венда», принять цифру 680 млн лет. Она получила широкую популярность и с уменьшением объема венда была оставлена без изменений. Стали считать, что подошва волюновалдайских слоев датируется именно этой цифрой. Подкреплением данной точки зрения послужили Rb-Sr определения возраста, полученные Принглом для сланцев межтиллитовой пачки Норвегии (667 млн лет), и определения К-Аг методом по глауконитам для тиллитов Северного Урала. Таким образом, возраст тиллитов превышает 650—660 млн лет. Условно возраст основания валдайской серии Русской платформы, согласно определениям по глауконитам, можно оценивать в 620 млн лет.

Следует остановиться в двух словах на вопросе о стратиграфической принадлежности венда. На стратиграфическом совещании 1963 г. было специально отмечено, что венд входит в состав протерозоя, а Всесоюзное совещание по пограничным слоям кембрия и докембрия (Уфа, 1967 г.) исключило его из палеозоя. Таким образом, венд является составной частью протерозоя. Вместе с тем рифей всегда был синонимом верхнего протерозоя, в связи с чем венд рационально включить в состав рифея.

Однако имеются и другие представления, согласно которым венд не входит в рифей и в составе протерозоя следует выделять рифей и венд. В этом случае обращает на себя внимание несоответствие длительности двух подразделений. Если общую продолжительность рифея мы можем оценивать в 1000 млн лет, то длительность венда в наиболее расширенном его толковании равна около 100 млн лет и в более узком (валдайская серия) — 50 млн лет.

Такова общая стратиграфическая шкала докембрия, которая принимается настоящим Совещанием. Сравнение ее со шкалой 1963 г. показывает разительный прогресс. Если в 1963 г. мы имели протерозой с трехчленным его делением, то ныне он разделен на две крупные группы, а верхняя из них подразделена на пять частей. Вместе с тем Совещание указало на слабые, нерешенные положения стратиграфической шкалы и на необходимость более подробного их изучения с целью: 1) подразделения архея и нижнего протерозоя на более дробные единицы для всей территории СССР; 2) решения проблемы нижнего рифея; 3) принятия для верхов докембрия стратиграфической шкалы, применимой как для европейской, так и азиатской части СССР; 4) упорядочения геохронологических дат, определяющих возраст принятых рубежей докембрия; 5) создания прочной биостратиграфической основы для расчленения и корреляции рифейских отложений.

Постановление Межведомственного стратиграфического совещания по результатам работы объединенного пленума трех постоянных комиссий: по нижнему докембрию, верхнему докембрию и абсолютному возрасту (принято на пленарном заседании 12 апреля 1963 г.) // Материалы конференций, семинаров, совещаний. М., 1965. Вып. 7.

Решение объединенного пленума трех постоянных комиссий МСК по нижнему докембрию, верхнему докембрию и абсолютному возрасту // Там же.

Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М., 1977.

## ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ДОКЕМБРИЯ<sup>1</sup>

Принципы и методы расчленения и корреляции докембрия служат, во-первых, для выделения главных его подразделений на основе единых историко-геологических критериев и, во-вторых, для создания биостратиграфической шкалы прежде всего позднего докембрия. При этом чрезвычайно важным представляется то, что биостратиграфическая шкала позднего докембрия и общедокембрийская шкала, для которой биостратиграфических основ пока не существует, должны не противопоставляться друг другу, а в основе своей дополнять друг друга, быть взаимно увязанными. Это укрепит позиции того, что уже сделано в области биостратиграфии докембрия, и наметит создание в будущем общей единой шкалы, учитывающей те и другие принципы и методы. Пока сопоставление этих двух шкал вызывает разные толкования и разногласия.

Касаясь принципов и методов расчленения и корреляции докембрия с целью выделения его подразделений, следует кратко остановиться на некоторых ныне предлагаемых и обсуждаемых основных положениях. Прежде всего отметим, что пока не существует согласия относительно принципов, которым необходимо следовать в определении главных хроностратиграфических подразделений докембрия и их номенклатуры. Ныне выдвигаются два основных принципиально различных подхода к решению этой проблемы.

Один из них основывается на делении геологического времени на равные отрезки, устанавливаемые условно или на основании радиометрических данных, но без отнесения к конкретным комплексам горных пород или без увязки с каким-либо типовым геологическим районом. Так, предлагается делить геологическое время на мега-, или джигагоды, по 1 млрд лет или на интервалы по 72 млн лет (Г. Шубер), по 400 млн лет (С. Голдич) и т. п. Такой принцип, несмотря на свою простоту, не связан с самой геологией и в общем не годен для различения (выделения) геологически познаваемых и картируемых комплексов.

Другой подход — эталонный — основывается на выделении стратиграфических комплексов в типовых районах их развития. В этом случае комплексы горных пород, избранные в качестве эталона для сравнения, получают наиболее полную палеонтологическую или радиометрическую характеристики, позволяющие проводить их корреляцию. Принцип выделения эталонных единиц, основанных на геологических комплексах типовых районов, отличается несомненными преимуществами.

В соответствии с этим принципом предложены две системы расчленения и корреляции супракрустальных комплексов. Одна из них основана на времени отложения осадочных и (или) вулканических пород. Вторая основана на времени крупных тектонических событий и связанных с ними процессов, резко меняющих условия накопления слоистых комплексов.

Первая система обращает на себя внимание тем, что она является продолжением схемы, принимаемой в фаунистически охарактеризованном фанерозое

<sup>1</sup> Общие вопросы расчленения докембрия СССР: Тр. 5-й сес. Науч. сов. по геологии докембрия. Л., 1979. С. 8—16. (Совместно с Б. М. Келлером, А. И. Тугариновым).

и тем самым очень желательной. Однако опыт показывает, что ее осуществление встречает определенные, нередко непреодолимые трудности. Они возникают, например, в определении границ стратотипов в пределах непрерывных разрезов осадочных и (или) вулканических пород, подобно случаю определения вендско-кембрийской границы в их непрерывном осадочном разрезе. Трудности вызывает и применение самих стратотипов в связи с определенной в стратиграфическом отношении их ограниченностью. Дело в том, что ни в фанерозое ни тем более в докембрии, где стратотипы обычно (или чаще всего) с одной или двух сторон ограничены перерывами и несогласиями, они не могут определять стратиграфический объем подразделения, а определяют как в фанерозое, так и в некоторой мере в верхнем докембрии лишь название подразделения, его место в шкале и тип фауны и флоры. Для большей же части докембрия мы даже этого не имеем. В связи с этим возникает вопрос о целесообразности установления в докембрии стратотипов границ подобно тому, как это давно делают английские геологи применительно к фанерозою.

В разработке данной системы применяются различные методы, разрешающая способность которых также различна. Литологический метод, который заключается в выделении серий, свит, пачек, и в докембрии и фанерозое используется по существу однозначно, но в докембрии имеет в основном значение для региональной стратиграфии. Исключением для этого метода при корреляции разрезов докембрия на более широких площадях являются характерные маркирующие пласты, пачки, свиты и формации, картирование которых иногда может служить для сопоставления разрезов даже разных континентов. В первую очередь к ним относятся ледниковые отложения (тиллиты). Так, тиллиты верхов рифея возрастом от 750 до 650 млн лет устанавливаются на материках южного полушария. Они приурочены к двум уровням и хорошо прослеживаются в Австралии, экваториальной Африке и Южной Америке. Великое лапландское оледенение северного полушария устанавливается на Русской платформе, Урале, Шпицбергене, в Норвегии, Франции, Испании, Северной Америке, Средней Азии и КНР.

К маркирующим пластам относятся также пепловые туфы, которые, например, известны в редкинской свите валдайской серии венда и позволяют протянуть разновозрастные пласты от Приднестровья через центральные районы Русской Платформы вплоть до Пермской области.

Некоторые исследователи придают важное стратиграфическое значение железисто-кремнистым или железорудным формациям, являющимся специфическими формациями раннего докембрия. Следует, однако, иметь в виду, что издавна различаются два основных типа железорудных формаций, из которых, как ныне известно, так называемый тип альгома встречается исключительно в архее (древнее 2600 млн лет), тогда как сьюпириор типичен для раннего протерозоя. В пределах же как архея, так и раннего протерозоя образования этих типов могут быть разного возраста, и более точная их корреляция по одним литологическим признакам невозможна.

Такое же общее стратиграфическое значение имеют свойственные древним зеленокаменным поясам и по своему составу и строению удивительно сходные между собой на всех древних щитах вулканогенно-граувакко-сланцевые серии архейского возраста, в типичном своем виде не повторявшиеся в более позднее время.

Палеонтологический метод имеет потенциальное значение для расчленения и широкой корреляции слоистых комплексов, в первую очередь позднего докембрия, и уже успешно применяется в расчленении рифея. Из палеонтологических остатков, встречающихся в докембрии, особенно важное значение в последние годы приобретали бесскелетные животные, следы их жизнедеятельности и различные фитолитовые структуры (строматолиты, микрофитолиты). В будущем, вероятно, не меньшее, а возможно, и большее значение будут иметь

акритархи (сфероморфиды), а также различные микрофоссилии, сохраняющиеся в кремнистых породах. Стратиграфическое значение этих остатков предстоит еще выяснить.

...В настоящее время для расчленения и корреляции рифея наиболее успешно используются строматолиты на основе параллелизма в смене их комплексов (эмпирически установленных устойчивых ассоциаций определенных таксонов), выявленного в удаленных друг от друга разрезах, и приуроченности одноименных комплексов к разновозрастным по радиометрическим и историко-геологическим данным интервалам. Для этих же целей наряду со строматолитами применяются и микрофитолы, для которых также эмпирически установлены четыре сменяющие друг друга ассоциации, временные границы которых, однако, не синхронны в удаленных разрезах.

Следует отметить, что «биостратиграфические» подразделения рифея (довендские) отличаются от таковых фанерозоя прежде всего тем, что они опираются не на собственно органические остатки, а на фитолитовые структуры — продукты жизнедеятельности водорослевых сообществ. . .

Для более древних отложений на первый план выходят другие принципы и методы.

Так как свойства слоистых комплексов большей частью ограничены региональными рамками и не сопоставимы для удаленных друг от друга районов, установление их места в общей шкале возможно лишь по их отношению к общим для разных регионов геологическим границам (рубежам).

По признанию большинства исследователей, в основе установления таких межрегиональных (и межконтинентальных) рубежей должны лежать тектонические принципы и методы, отчетливо раскрывающие общую периодичность (цикличность) геологических процессов, в том числе и формирования слоистых комплексов (т. е. это вторая система принципов и методов расчленения и корреляции). Сущность использования этого подхода заключается в том, что периоды интенсивных тектонических и сопряженных плутонических процессов (периоды диастрофизма) сменяются периодом эпейрогенических движений, поднятий, остывания, глубокой эрозии и последующего несогласного на более ранних комплексах накопления осадочного и вулканического материала.

Представляется, что определенные таким образом — от окончания одного диастрофического эпизода или цикла до окончания следующего — отрезки не оставляют пробелов в геологической истории. Такие границы между разновозрастными комплексами в целом легко распознаются и картируются. Ныне даже в случае глубоко измененных полиметаморфических и политектонических комплексов, где obvious признаки в значительной мере уничтожены, новейшими структурными и структурно-метаморфическими методами становится возможным различать и разделять разновозрастные комплексы. В тектоническом методе расчленения и корреляции докембрия можно различать два аспекта.

1. Выделение крупных тектонических циклов, которые отражены в перестройке структурного плана и включают характерные ряды формаций, завершающиеся молассами. Типичным примером таких циклов является байкальский тектонический цикл, выделенный Н. С. Шатским в рифее Урала. В объеме этого цикла была выделена рифейская группа, позднее получившая биостратиграфическую характеристику. В настоящее время нижняя граница рифея имеет главным образом историко-геологическое обоснование и проводится по кровле вулканических моласс свекофенно-карельской складчатости в основании байкальского тектонического цикла. В известной мере сходный пример мы имеем для раннего протерозоя на Балтийском щите, где вулканические (субиотний) и терригенные (вепсий) молассы завершают свекофенно-карельский тектонический цикл, или для того же возраста на Канадском щите, где супракрустальные серии афебия завершаются молассами пенокийского (гудзонского) тектонического цикла. Однако ни в том, ни в другом случае в основании нижнепротеро-

зойской супракрустальной серии не установлены завершающие молассы предшествовавшего тектонического цикла, которые позволили бы однозначно решать вопрос об ее нижней стратиграфической границе. Допрогерозойские примеры такого типа единичны и известны пока только в Южной Африке.

2. Выделение эпох диастрофизма (складчатости и связанных с ней процессов метаморфизма и плутонизма). Принципиальным отличием от предыдущего подхода является то, что здесь рубеж проводится не по времени отложения моласс, а по времени проявления предшествовавших последнему наиболее интенсивных тектоноплутонических процессов, что большей частью только и возможно в раннем докембрии. Известным приближением ко времени молассообразования было бы определение времени последующего за складчатостью поднятия, остывания и эрозии (например, К-Аг методом), собственно, отвечающему орогенному этапу.

В самом деле, в отличие от описанного выше байкальского тектонического цикла, ограниченного сверху и снизу молассами и успешно примененного для неизменных и неметаморфизованных рифейских отложений, молассы в докембрии, особенно в раннем, встречаются крайне редко. Причины могут быть самые разные: степень изученности, глубокая эрозия, специфика развития и т. д. В этом одна из причин того, что для возрастного деления характерных для докембрия интенсивно дислоцированных, прорванных интрузиями глубинных пород и нередко сильно метаморфизованных супракрустальных комплексов многие исследователи докембрия наиболее приемлемым считают принцип выделения эпох диастрофизма.

Такие периоды интенсивных диастрофических процессов, вызывающие коренную перестройку структуры земной коры и изменение условий накопления слоистых серий, могут быть, кроме того, обоснованно выделены геологически. К преимуществам этого подхода относится и то, что образования, участвующие в диастрофическом цикле, можно датировать несколькими радиометрическими методами по разнообразному веществу так, что получаемые значения возраста могут быть интерпретированы со значительной убедительностью.

Указанные обстоятельства определяют другое важное достоинство данного подхода, заключающееся в том, что некоторые из определенных таким образом рубежей устанавливаются в разных странах и пригодны для межконтинентальной корреляции докембрийских разрезов. Яркими их примерами являются рубежи: 2600—2700 млн лет, разделяющий архейские и протерозойские отложения, и 1800—1900 млн лет, связанный со свекофенно-карельской эпохой диастрофизма; эти границы прослеживаются практически на всех материках. К таковым относится и гренвилльская тектоноплутоническая эпоха возрастом около 1000 млн лет, отчетливо проявившаяся на всех материках, кроме Сибири, где она не прослежена (или, возможно, пока не выделена). Именно в этом сегодня заключается главное значение данного подхода для общего расчленения и корреляции докембрия. Выделяющиеся таким образом и коррелируемые между собой главные рубежи возрастной шкалы докембрия позволяют установить место ограниченных ими слоистых комплексов в общей шкале.

Естественно, что ранг рубежей или, точнее, ранг определяемых ими подразделений шкалы определяет и ранг разграничения и корреляции соответствующих слоистых комплексов. Это положение важно подчеркнуть, ибо, как показывает опыт, типовые (или стратотипические) разрезы слоистых комплексов (особенно раннедокембрийских), являющиеся важным элементом стратиграфических исследований, не могут служить надежным критерием для корреляции таких комплексов между собой без дополнительных данных, например радиометрических и (или) палеонтологических.

Таким образом, принципы и методы, положенные в основу расчленения и корреляции докембрия, различны для нижнего и верхнего отрезков его стратиграфической шкалы.

В верхнем докембрии применение палеонтологического метода создало предпосылки для использования тех приемов расчленения и корреляции, которые зарекомендовали себя в фанерозе. Следует лишь отметить, что медленное изменение во времени комплексов фитолигов и акритарх дает возможность выделять подразделения значительно большие по объему, чем зоны и ярусы фанерозоя. Границы горизонта и фитем докембрия в силу зависимости видовых сообществ фитолигов от условий внешней среды не являются строго изохронными и могут скользить, переходя с одного дробного уровня на другой. Несмотря на эти особенности, использование палеонтологического метода в верхнем докембрии приносит неоценимую пользу для корреляции осадочных толщ, а точность расчленения рифея на четыре фитемы, прослеживающиеся на разных континентных, для докембрия пока не была достигнута другими методами.

Корреляция тектономагматических рубежей в верхнем докембрии играет вспомогательную роль: обычно устанавливаемые в пределах одного континента, эти рубежи иногда связывают разрезы двух соседних континентов. Таковы, например, эльсонский и гренильский тектономагматические рубежи возрастом 1400 и 1100 млн лет, связывающие разрезы Европы и Северной Америки, «Пан-Африканская орогенция» возрастом 600 млн лет и др.

В нижнем докембрии картина иная. Здесь расчленение и корреляция докембрия основывается главным образом на выделении важнейших периодов диастрофизма, которые позволяют коррелировать находящиеся между ними слоистые комплексы и связывать друг с другом местные стратиграфические шкалы в единую общую шкалу. Весьма существенным для дальнейшего усовершенствования такой шкалы представляется отмеченное выше установление стратотипов самих рубежей или границ, которые должны определяться как характером смены во времени слоистых комплексов, так и особенностями явлений, их разделяющих. Различное совершенство предлагаемых такого рода шкал для разных отрезков времени свидетельствует не только и не столько об их принципиальных недостатках, сколько о различном уровне изученности геологического, в том числе и стратиграфического, содержания выделяемых геохронологических единиц.

Уместно здесь вспомнить и некоторые возражения против применения тектонического подхода к разработке стратиграфической шкалы. Одним из убедительнейших возражений против этой концепции считается несинхронное развитие тектонических событий в фанерозе, однако хорошо обособленные в возрастном отношении данные по фанерозою не только не дают основания для априорных утверждений о том, что в докембрии, по аналогии с фанерозоем, не существовало синхронных планетарных событий, а, наоборот, прямо свидетельствуют об их наличии в истории Земли. Планетарность их следует понимать в том смысле, что они проявлялись с той или иной интенсивностью в определенных возрастных рамках на ряде материков. Другими словами, понимание планетарности в данном случае (например, М. А. Семихатовым) не отличается от ее понимания применительно к единицам фанерозойской биостратиграфической шкалы.

Выше при рассмотрении различных геологических методов отмечалась необходимость подкреплений их радиометрическими данными о возрасте. Действительно, в настоящее время немыслимо решение общих вопросов расчленения докембрия без радиометрии. . .

В настоящее время для целей стратиграфии главную массу информации дают три метода: K-Ar, Rb-Sr и U-Pb. Все они имеют свои достоинства и недостатки, и в различных конкретных случаях значение их различно. Именно недооценка этого обстоятельства нередко приводит к произвольным и просто недопустимым результатам. Отметим коротко лишь, что невыполнение требований к отбору и чистоте анализируемого материала, тщательности эксперимен-

тальной работы и достаточно полной геолого-геохимической оценки возможности интерпретации полученных цифр может привести к случайным и неправильным, дезинформирующим и дезориентирующим результатам. Требования эти известны и опубликованы Комиссией по определению возраста геологических формаций АН СССР.

Теперь о применимости методов. Как известно, возраст осадконакопления (т. е. самих осадочных пород) поддается определению радиометрическими методами с большим трудом, поэтому надежных цифр такого рода для докембрия крайне мало, и они не играют решающей роли в решении общих вопросов стратиграфии докембрия. Некоторым исключением являются относительно хорошо сохранившиеся вулканические породы, которые могут изучаться разными методами. В какой-то мере отличаются отложения рифея, для которых, однако, К-Аг определения по глаукониту имеют весьма относительное значение. Большей же частью радиометрические методы применяются для изучения глубинных кристаллических пород — магматических и метаморфических. Этим определяется основная специфика их использования, а также смысл полученных радиометрических значений: в большинстве случаев устанавливается возраст супракрустальных образований лишь относительно к датируемому радиометрически возрасту эндогенных процессов.

Датирование сложных по генезису эндогенных образований создает и определенные трудности из-за недостаточной пока изученности условия закрытости анализируемых изотопных систем для получения достоверных аналитических данных. Это одинаково верно для всех методов, но различно для каждого из них. Естественно, что наиболее надежным считаются сходящиеся результаты, полученные несколькими методами.

Разрешающая способность радиометрических методов для докембрия и фанерозоя резко различна. В фанерозое межрегиональная и межконтинентальная корреляция возможна для подразделений длительностью всего в несколько миллионов лет. В докембрии же мы используем для тех же целей подразделения, длительность формирования которых достигает 150—200 млн лет и более. Это зависит не только и не столько от неизбежной аналитической ошибки (около 1—3%), сколько от сложности объекта изучения. Той же причиной объясняется и некоторая размытость геохронологических рубежей (колебания цифр). Например, длительность многих докембрийских периодов тектоноплутонической активности определяется в 150—200 млн лет. Однако это не отрицает принципиальной возможности их использования для стратиграфии. Диахронность же границ, устанавливаемая радиометрически для докембрия, пропорциональна рангу подразделений и поэтому не больше, чем диахронность границ подразделений биостратиграфической шкалы фанерозоя.

#### **РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ АНАЛИЗЕ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И ИХ КОРРЕЛЯЦИИ<sup>1</sup>**

В предлагаемой статье на примере Восточной Сибири, Балтийского щита, Казахстана показана возможность использования радиометрических методов для решения вопросов корреляции, а также палеотектонических и палеометрических реконструкций. Прежде чем перейти к изложению фактического материала, уточним, что же датируют радиометрические методы. Как принято в настоящее время большинством радиологов и геологов, радиометрические методы датируют время закрытия природных систем в отношении материнских и дочерних изотопов. Для каждого из методов существует свой «порог», или критический

<sup>1</sup> Процессы глубинного петрогенезиса и минерации в докембрии СССР. Л., 1979. С. 4—25. (Совместно с М. М. Мануйловой, В. Я. Хильтовой, Е. К. Юргиной).

уровень, при достижении которого система закрывается и «включаются» соответствующие изотопные часы.

Экспериментально эти уровни лучше всего изучены для К-Аг метода. Выделение  $^{40}\text{Ag}$  из биотитов и амфиболов в зависимости от их состава начинается уже при нагревании соответственно до 500—600 и 800—1000 °С (Котловская, Бурксер, 1965). Максимальное количество  $^{40}\text{Ag}$  выделяется в биотитах из двух положений при температурах 700—800 и 1000—1100 °С, в амфиболах — при 1000—1200 °С (Герлинг и др., 1966). Еще более высокие температуры требуются для открытия системы в отношении  $^{40}\text{Ag}$  пироксенов и основных плагиоклазов (Морозова и др., 1972). Диффузия радиогенного свинца в монацитах и цирконах начинается при температурах, превышающих 1000—1200 °С (Nicolaisen, 1961; Вороновский, Муратов, 1969).

Расчеты показали, что при термальном воздействии длительностью в 100 млн лет биотиты могут потерять весьма накопленный ранее  $^{40}\text{Ag}$  уже при температурах 208—300 °С (в зависимости от состава), амфиболы — при 510—570 °С, пироксены и плагиоклазы основного состава — при 670 °С (Герлинг, Морозова, 1968; Evernden et al., 1960).

Таким образом, приведенные экспериментальные данные показывают, что при наложении длительно действующих эндогенных процессов термального уровня зеленосланцевой фации биотиты перестают существовать как закрытые системы в отношении  $^{40}\text{Ag}$ . Амфиболы, пироксены и основные плагиоклазы «открываются» при наложении процессов термального уровня эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой до гранулитовой фации. Нарушение закрытости приводит к искажению К-Аг отношений и соответственно — возраста (Обручев, 1958; Геохронология докембрия. . ., 1968).

Влияние давления на сохранность  $^{40}\text{Ag}$  в минералах почти не изучено, хотя, будучи связанным функциональной зависимостью с температурой и давлением газовой фазы, оно также должно влиять на положение критического уровня (Hurley et al., 1962; Брандт, Петров, 1966).

Комплексные геологические и изотопно-радиометрические исследования показали, что причиной закрытия систем в отношении материнских и дочерних изотопов являются восходящие орогенные движения, в результате которых огромные площади выводятся из зоны воздействия эндогенных процессов, что и обуславливает последовательное или одновременное, в зависимости от характера этих движений, включение соответствующих изотопных часов.

Закрытие может происходить в соответствии с двумя моделями. Согласно одной из них, исследуемый объект является монометаморфическим или мономагматическим, и в этом случае изотопно-радиологические датировки будут близко соответствовать возрасту метаморфизма или магматизма. Согласно второй модели, которая особенно характерна для докембрийских образований, изучаемые геологические комплексы являются полициклическими и полиметаморфическими. В этой модели может быть несколько вариантов.

**1 - й вариант.** Метаморфические и магматические комплексы раннего этапа в процессе своего образования (преобразования) уже выводились на определенные изотермы, что обеспечивало закрытие радиоизотопных систем, накопленных дочерних изотопов до какого-то временного рубежа. Далее они вновь подвергались длительному воздействию наложенных эндогенных процессов, вызвавших вторичное преобразование пород, и, как следствие, — открытие изотопных систем, а также при этом: а) полную или б) частичную потерю продуктов радиоактивного распада.

В случае 1а при новом подъеме до уровня соответствующей изотермы будет датироваться верхний возрастной предел достижения соответствующей минеральной системой Р—Т условий ее закрытия для радиогенных изотопов в связи с прекращением воздействия эндогенных процессов, а древняя история пород будет документироваться методами с более высокими геотермическими

порогами устойчивости к наложенным процессам. Так, например, в поясах «омоложения» Восточной Сибири (Геохронология докембрия. . ., 1968; Мануйлова и др., 1969), Украинского (Шербак, 1975) и Балтийского (Геохронологические рубежи. . ., 1972) щитов возраст по биотитам (К-Аг метод) является верхним пределом прекращения регионального воздействия эндогенных процессов в связи с консолидацией структур, а U-Th-Pb и изохронный Rb-Sr методы (иногда и К-Аг методы по роговым обманкам) позволяют расшифровать более древнюю историю комплексов соответствующих структур.

В случае 16 будут получены цифры, не отвечающие какому-либо определенному геологическому событию, а показывающие лишь, что исследуемые породы являются более древними. Примером может служить кольская серия, для которой И. М. Гороховым с соавторами (1976) К-Аг методом по различным минералам из одной пробы и по одноименным минералам из различных проб устанавливается большой разброс значений возраста — от 1300 до 3430 млн лет — без видимой связи с составом минералов. Лишь биотиты дают более или менее сnivelированные значения в интервале 1510—1830 млн лет, отражая, по-видимому, время прекращения воздействия эндогенных процессов.

2 - й в а р и а н т. Метаморфические и магматические породы ранних этапов длительное время находились под воздействием эндогенного тепла, превышающего 500 °С, что обуславливало открытость их в отношении <sup>40</sup>Ag, а также, возможно, и Pb и Sr. Тогда датироваться будет опять же лишь время выхода из зоны воздействия эндогенных процессов соответствующего термального уровня, при этом древняя история изотопными методами расшифровываться не будет. Примером могут быть докембрийские породы мамской зоны Байкальской складчатой области. Здесь геологически разновозрастные образования докембрия дают по амфиболам, биотитам и мусковитам датировки возраста в пределах 300—450 млн лет (К-Аг метод). Лишь в выступах реоморфизованного фундамента (например, Согдиондонский шток и др.) они иногда достигают 900—1000 млн лет. Возраст 350—390 млн лет также дают U-Th-Pb (по самарскиту и колумбиту) и Rb-Sr (по мусковиту и биотиту) методы из пегматитов и вмещающих их гранитоидов (Геохронология докембрия. . ., 1968). На Алданском щите относительно разновозрастные образования раннего докембрия по К-Аг методу также имеют сnivelированный возраст в интервале 1800—2000 млн лет. По данным И. М. Морозовой, такие же значения дает и изохронный Rb-Sr метод по наиболее древним метаморфическим породам иенгурской серии.

Исходя из изложенного, можно предполагать, что первая модель лучше реализуется в платформенных структурах, в которых эндогенные процессы выражаются во внедрении магматических пород (траппов, щелочных интрузий, реже гранитоидов), а также в локальных проявлениях складчатых деформаций и разрывной тектоники, происходящих без заметного повышения температур. В этих структурах достижение соответствующей изотермы может быть обусловлено остыванием и кристаллизацией магматических тел или временем образования соответствующих минералов осадочных пород (глауконита, серицита, гидрослюд и др.). Таким образом, изотопно-радиометрические методы в платформенных образованиях могут датировать абсолютный возраст геологических объектов (Геохронология докембрия. . ., 1968).

Расхождение цифр возраста по минералам с различной термодинамической устойчивостью из платформенных магматических пород может отражать последовательность их образования и тем самым — длительность соответствующего процесса формирования магматической горной породы. Цифры возраста по материалу осадочных пород (серицит, глауконит, порода в целом) отражают скорее всего время гомогенизации и закрытия К-Аг систем, связанных со стадией диагенеза и эпигенеза. Интересно, что в геологически разновозрастных платформенных осадочных породах также устанавливается расхождение

цифр, полученных К-Аг методом по аргиллитам, серицитам, глауконитам (Ивановская и др., 1973).

В соответствии со второй моделью развиваются геологические комплексы фундамента платформ и полициклических складчатых областей докембрия и фанерозоя. Неоднократно проявленные процессы складчатости и регионального метаморфизма открывают изотопные системы, что приводит к частичной или полной потере  $^{40}\text{Ar}$ , и при новом закрытии их датировки возраста получаются заниженными.

Для установления принадлежности геологических комплексов, развитых в определенных структурах, к вариантам 1а и 1б или ко 2-му варианту второй модели, необходимо провести анализ распределения изотопных значений возраста, полученных для геологически разновозрастных пород по одноименным минералам и одним методом или для геологически одновозрастных пород различными методами.

Если по одноименным минералам (например, по биотитам или амфиболам) геологически разновозрастные образования имеют в определенных структурах сивелированные датировки, значит, мы имеем дело с вариантом 1а второй модели. Если нивелировки нет, может иметь место первая модель или вариант 1б второй модели. Различить их можно путем анализа характера изменения цифр возраста в связи с геологической последовательностью комплексов. В случае прямой зависимости цифр от геологического возраста структура скорее всего развивается в соответствии с первой моделью; если такой зависимости нет, по-видимому, имеет место вариант 1б второй модели.

Если в изучаемой структуре геологически одновозрастные образования имеют сходящиеся значения возраста, полученные всеми методами, но эти значения не соответствуют геологическим данным, то в этом случае либо геологические данные ошибочны и требуют проверки, либо имеет место 2-й вариант второй модели.

Нивелировка изотопных значений возраста проверяется путем построения гистограмм для разновозрастных геологических образований одной структурной зоны. Если датировки, полученные одним методом по одноименным минералам из геологически разновозрастных комплексов, образуют один максимум (напротив, пояса «омоложения» Восточной Сибири, — Мануйлова и др., 1969), то можно полагать что они сивелированы. Наблюдаемый обычно небольшой разброс значений может быть объяснен неполной потерей или неодновременным закрытием соответствующих минеральных систем в связи с вариациями в их составе и соответственно Р-Т уровнем устойчивости. Следует подчеркнуть, что особенно четкий максимум устанавливается по породам фундамента структурных зон. Верхний структурный ярус дает больший разброс.

Для одной и той же структуры различные методы могут дать один максимум (в случае, если структура из зоны воздействия эндогенных процессов выводилась быстро) или несколько (если она выводилась медленно). Эмпирические геологические и изотопно-радиометрические данные по Восточной Сибири, Балтийскому щиту, Канаде, Чехословакии и другим регионам показывают, что максимум значений по биотитам отвечает времени консолидации соответствующих структурных зон.

Таким образом, изотопно-радиологические методы определения возраста, каждый из которых имеет свой определенный Р-Т уровень устойчивости, отражают сложную эволюцию изотопов в природных геологических комплексах, особенно докембрийских, позволяет использовать эти методы для корреляции эндогенных процессов разных термальных уровней; при этом важно определить, с каким типом модели мы имеем дело.

**Корреляция эндогенных процессов.** Исходя из принятых основных положений корреляцию эндогенных процессов, происходящих в коре или верхней мантии, следует проводить по структурным зонам одного временного и термо-

динамического уровня консолидации и затем уже в однотипных временных зонах и поясах сравнивать последовательно формирующиеся структурно-метаморфические комплексы. При этом следует иметь в виду, что не все временные зоны или пояса, отвечающие крупным геологическим событиям, проявлены одинаково.

При современном понимании докембрийских геохронологических рубежей архейские временные пояса со статическим максимумом K-Ag возрастных датировок по биотитам в  $2600 \pm 100$  млн лет на всей территории Советского Союза выражены нечетко. Такой максимум имеется лишь для отдельных небольших блоков в пределах раннепротерозойских поясов на Украине — в Приднепровье (Семененко, 1965; Щербак, 1975).

Доказательством тому, что максимум отвечает времени выхода развитых в блоках пород на биотитовую изотерму, является наличие структурного и стратиграфического несогласия, а также разрыв, устанавливаемый по конгломератам, в основании вышележащих толщ (сумия в Карелии и криворожской серии на Украине). До рубежа  $2600 \pm 100$  млн лет в древних блоках выделяются два структурно-метаморфических комплекса, ранний из которых обычно метаморфизован в гранулитовой, поздний — в амфиболитовой фациях метаморфизма. В других структурах такого возраста (Центральная Карелия, Индия, Африка) степень метаморфизма, особенно в верхнем комплексе, более низкая (до эпидот-амфиболитовой и даже зеленосланцевой фаций).

В архейском возрастном поясе по нижнему комплексу в ряде районов (на Балтийском и Украинском щитах, Африке, Индии) имеются датировки, превышающие 3000—3200 и даже 3500 млн лет, которые свидетельствуют о более древнем геологическом возрасте нижнего комплекса. Сходимость значений в интервале 3000—3200 млн лет, полученных изохронными U-Th-Pb и Pb-Sr методами, а также K-Ag методом по амфиболам и некоторым биотитам, вероятно, указывает на то, что в этом интервале исследуемые породы уже находились на изотерме примерно  $500\text{--}550^\circ\text{C}$  (или несколько выше), что обеспечивало счет времени лишь более термостойчивыми минералами.

Выходу на биотитовую термохрону предшествовало интенсивное развитие эндогенных процессов, проявившихся в пределах всей структуры в целом, в метаморфизме и гранитоидном магматизме. На Украине в Приднепровье это днепровский комплекс (Щербак, 1975), на Балтийском щите — саамские гранитоиды (Лобач-Жученко и др., 1976). Возраст этих гранитов, полученный U-Th-Pb и изохронным Rb-Sr методами, по данным их исследователей, отвечает 2700—2900 млн лет. Единичные значения возраста того же интервала имеются и по метаморфизованным вмещающим породам. Все эти данные позволяют предполагать, что возраст гранитов по U-Th-Pb и Rb-Sr методам отражает верхний предел времени воздействия эндогенных процессов термального уровня, превышающего  $500^\circ\text{C}$ . Среди возрастных поясов и зон, могущих быть отнесенными к протерозою, выделяется несколько, которые различаются максимумами датировок по биотитам, приходящимися на 1900 (раннепротерозойский), 1700, 1600, 1500 (среднепротерозойские) и 1200, 1000 и 650 млн лет (позднепротерозойские).

Раннепротерозойские возрастные пояса охватывают фундамент Сибирской платформы, обнажающийся на Витимо-Алданском и Анабарском щитах и в Приленском (Чуйском) краевых выступах; фундамент Русской платформы, обнажающийся на территории Балтийского и Украинского щитов и Воронежского массива (Атлас литолого-географических карт..., 1966). Возрастные зоны среднепротерозойского пояса имеют локальное развитие. В частности, они в виде узких полос, параллельных южному краю Сибирской платформы, проявлены в Присаянском краевом выступе. Зоны верхнепротерозойского пояса охватывают юго-восточную часть Присаянского краевого поднятия и значительную часть Енисейской складчатой области.

В строении названных поясов участвуют три структурно-метаморфических яруса. В структурах фундамента нижний ярус сложен комплексами, метаморфизованными в гранулитовой фации, которая завершается формированием чарнокитов и более поздних аляскитовых гранитов в центральной части Алданского щита (Дук, Кицул, 1975). Средний ярус обычно представлен комплексами, метаморфизованными в амфиболитовой фации, иногда до гранулитовой, например в Сутамском блоке Алданского щита (Дук, Кицул, 1975), завершающейся образованиями гранитоидов; образования верхнего яруса зонально метаморфизованы от неметаморфизованных пород до метаморфитов амфиболитовой фации. Во всех структурах фундамента платформы верхний комплекс отграничен от двух нижних стратиграфическим и структурно-метаморфическим несогласием. В западной и юго-восточной частях Алданского щита он залегает под фаунистически охарактеризованным палеозоем и поэтому в настоящее время рассматривается почти всеми исследователями как протерозойский комплекс. Два нижних комплекса оцениваются как архейские. По данным А. Н. Неелова (Другова, Неелов, 1960), Е. П. Миронюка (Миронюк и др., 1971), В. Я. Хильтовой (1976) и многих других геологов, на территории Алданского щита и в Присаянском краевом выступе архейские комплексы разделены структурно-метаморфическими несогласиями. Комплекс пород, слагающих нижний структурный ярус, эти исследователи относят к нижнему архею, а породы, слагающие средний ярус, — к верхнему архею. Некоторые исследователи (Салоп, Травин, 1974) несогласий между этими комплексами не находят, хотя и отмечают структурно-вещественные их различия в тектонических условиях формирования. По мнению А. Н. Неелова (1968), между нижне- и верхнеархейскими мегакомплексамы имел место значительный период размыва, в течение которого породы нижнего архея размывались до уровня гранулитовой фации метаморфизма. Однако этот период геологически и геохронологически пока четко не фиксируется.

Для нижнего структурно-метаморфического комплекса известны определение возраста Rb-Rb методом (Рудник и др., 1969), превышающие 3500 млн лет; для верхнеархейского комплекса пока не получены датировки древнее 3200 млн лет. Примерно такие же значения возраста имеются для нижнего комплекса на Балтийском щите, полученные K-Ar методом по амфиболам и основным плагиоклазам (Лобач-Жученко и др., 1976). Эти данные показывают, что эндогенные процессы термального уровня, превышающего амфиболовую изотерму, имели место в нижнем комплексе по крайней мере 3200—3500 млн лет назад. Судя по U-Th-Pb и изохронным Rb-Sr определениям, в верхнеархейском (?) комплексе процессы того же термального уровня имели место 2700—2900 млн лет назад.

Верхний комплекс в различных структурно-временных зонах протерозоя представлен двумя (в среднепротерозойской) или тремя (верхнепротерозойской) подразделениями, между которыми в ряде случаев установлены угловые и стратиграфические несогласия и проявления магматизма. Так, в аkitканской зоне в строении верхнего комплекса участвуют терригенно-вулканогенные геосинклинальные образования сарминской серии нижнего протерозоя (Салоп, и др., 1974) и прорывающие их магматические породы кочериковского и татарниковского комплексов (Срывцев, 1975), а также перекрывающие их орогенные терригенно-вулканогенные образования аkitканской серии среднего протерозоя, которые прорываются гранитоидами ирельского комплекса. Граница между этими двумя комплексами датируется возрастом татарниковских гранитов —  $2100 \pm 60$  млн лет, установленным Н. А. Срывцевым на основании сходящихся значений, полученных изохронным Rb-Sr и K-Ar по амфиболам методами. Возраст ирельских гранитоидов, образование которых завершает среднепротерозойский этап развития, теми же методами датируется  $1700 \pm 100$  млн лет (Геохронология докембрия. . . , 1968).

В Присяянском выступе верхний комплекс также представлен двумя подразделениями: нижнепротерозойским зонально-метаморфизованным белореченским, формирование которого завершается внедрением гранитоидов возрастом  $1800 \pm 100$  млн лет, и орогенным среднепротерозойским. На Балтийском щите верхний комплекс в протерозойском поясе состоит также из двух подразделений, отделенных гранитами возрастом 2300—2100 млн лет, по данным изохронного Rb-Sr метода. Формирование комплекса завершается образованием гранитов возрастом  $(1800—1700) \pm 50$  млн лет (изохронный Rb-Sr и U-Th-Pb методы), которые перекрываются комплексом вулканитов и прорываются гранитоидами возрастом  $1700—1650 \pm 50$  млн лет (Геохронологические рубежи..., 1972). В строении верхнего комплекса в позднепротерозойском поясе на Енисейском кряже принимают участие ранне-, средне- и позднепротерозойские отложения.

Таким образом, выходу на биотитовую термохрону в каждом из возрастных поясов предшествовал метаморфизм и гранитоидный магматизм. Последний, будучи связан по времени с формированием верхнего мегакомплекса, наибольшего развития достиг в нижних мегакомплексах, где образуются крупные массивы часто порфиоровидных рапакивиоподобных гранитов. В раннепротерозойском поясе Восточной Сибири — это кодарский и саянский комплексы, на Балтийском щите — свекофенские гранитоиды, на Украине — кировоградско-житомирские гранитоиды.

В среднепротерозойском возрастном поясе в Прибайкалье — это приморский и ирельский комплексы гранитоидов, в позднепротерозойском поясе (на Енисейском кряже) в зависимости от структурных и возрастных зон — это тейский, посольно-ангарский и, возможно, аяхтинский комплексы гранитоидов (Волобуев и др., 1968). Формирование верхнего мегакомплекса в структурных зонах протерозойских поясов заканчивается часто вулканоплутоническими формациями различного состава. На Балтийском щите это преимущественно кислые эффузивы и генетически связанные с ними интрузивные образования субиотния, на юго-восточной окраине Алданского щита — эффузивы существенно кислого состава уянской серии и гранитоиды улканского комплекса, в Прибайкалье и Присяянье — эффузивы акитканской серии и гранитоиды ирельского комплекса. В позднепротерозойском поясе на Енисейском кряже — это существенно основные эффузивы горбылокской свиты сухопитской серии, а также, возможно, эффузивы и связанные с ними интрузивные образования вороговского комплекса (Мануйлова, 1974).

Важным является то обстоятельство, что в породах фундамента возрастных поясов датировки биотитов фиксируют лишь заключительные стадии развития верхнего комплекса. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что обнаженные на современном эрозионном уровне породы фундамента во время формирования верхнего комплекса находились ниже биотитовой изотермы и поэтому существовали как открытые в отношении  $^{40}\text{Ar}$  системы. В то же время эндогенные процессы более высоких термальных уровней, имевшие место в верхнем комплексе, на породы фундамента, по-видимому, оказывали лишь локальное воздействие. Это не вызвало полной потери изотопов свинца и не привело к региональному «омоложению». Локальность воздействия проявляется в «омоложении» древних комплексов в контактовых зонах с молодыми интрузиями. Интервал, на который приходится максимум значений возраста (K-Ar метод) по биотитам в возрастных поясах (1900, 1800 и т. д. млн лет) отражает, по-видимому, время последовательно-ступенчатого завершения эндогенных процессов в связи с консолидацией соответствующих структурных зон и причленения их к платформе.

Исходя из изложенного, мы предприняли попытку провести корреляцию эндогенных процессов, выразившихся в региональном метаморфизме и интрузивном гранитоидном магматизме в докембрийских комплексах фундамента

Сибирской и Русской платформ. Результаты этой корреляции приведены ниже (табл. 7).

**Использование изотопно-радиометрических методов для палеотектонических и палеотермических реконструкций.** Данные изотопно-радиометрических методов, особенно К-Аг, могут быть использованы для палеотектонических реконструкций в соответствующих структурных зонах. В Западном Прибайкалье по биотитам и амфиболам из докембрийских пород выделяется пять возрастных зон, входящих в среднепротерозойский (II), верхнепротерозойский (III) и палеозойский (IV) пояса. Ниже приведены возрастные значения (в млн лет) амфиболов и биотитов в структурных зонах Западного Прибайкалья (Мануйлова и Кольцова, 1971).

Зона II охватывает центральную и северо-восточную части Присаянского краевого поднятия фундамента Сибирской платформы (Шарыжалгайский выступ). В среднем протерозое породы Шарыжалгайского выступа размывались уже в раннем протерозое, что фиксируется наличием их в гальке конгломератов урикской (далдарминской) свиты. Время этого поднятия, вероятно, находит отражение в К-Аг определениях возраста по биотитам и амфиболам. Датировки возраста по биотитам позволяют предполагать, что различные участки данной структуры в среднем протерозое развивались по-разному.

Если исходить из максимальных критических термодинамических уровней, сохранности  $^{40}\text{Ar}$  для амфиболов и биотитов в течение  $100 \cdot 10^6$  млн лет (при 570 и 300 °С соответственно), то на основании полученных возрастных данных можно утверждать, что обнажающиеся на современном эрозионном уровне раннедокембрийские комплексы Шарыжалгайского выступа 2150 млн лет назад находились на глубине (или при температурах), ограниченной амфиболовой и биотитовой изотермами. Это обусловило начало счета времени амфиболовыми аргоновыми «часами», в то время как биотитовые «часы» еще не работали. До 2150 млн лет эти породы находились в более высокотемпературных (чем 570°) условиях и минеральные системы для  $^{40}\text{Ar}$  были открытыми. Их более древняя история, возможно, фиксируется лишь в пироксеновых датировках, к которым, как неоднократно указывалось ранее, следует относиться с большой осторожностью, или в возрастных значениях, полученных изохронными U-Th-Pb и Rb-Sr методами, для которых температурный порог применимости более высокий.

В среднем протерозое в единой крупной структуре произошла дифференциация и ее крайняя приплатформенная часть (подзона «а») 1780 млн лет назад достигла изотермы 300 °С, в результате чего «считать» начал биотит; в подзоне «б» это произошло несколько позднее, т. е. 1600 млн лет назад. Таким образом, по разности в значениях возраста, полученных по амфиболу и биотиту в подзонах (370 и 540 млн лет), можно судить об относительной скорости вертикальных перемещений соответствующих структур. Блок IIa примерно в 1.5 раза поднимался быстрее блока IIб.

Позднепротерозойский пояс IIIa на исследованной территории включает Верхне-Киренгскую (Неелов и др., 1973) зону фундамента платформы, в которой на современном эрозионном уровне обнажаются осадочно-вулканогенные и интрузивные образования среднего протерозоя (акитканская серия и ирельский и приморский интрузивные комплексы), перекрытые со стратиграфическим несогласием отложениями нижнего (анайская свита — Мац, 1965) и среднего (голоустенская свита) рифея. Наличие гальки среднепротерозойских пород в образованиях рифея свидетельствует о том, что территория зоны IIIa была приподнята и размывалась уже в раннем рифее. Геохронологически эта зона изучена недостаточно. Однако имеющиеся датировки возраста по соществующим амфиболам и биотитам из гранитоидов ирельского (Мануйлова, Кольцова, 1971) и приморского комплексов, находящиеся в интервале 1660 и 1490 млн лет, не противоречат приведенным геологическим данным.

Таблица 7

Схема развития эндогенных процессов в раннепротерозойских возрастных поясах

Эпоха		3400	3200	3000	2800	2600	2400	2200	2000	
		млн лет								
		Алданский щит								
Протерозой	ранний						Зональный метаморфизм (У) и гранитообразование (7)		Гранитоиды многостадийного кодарского комплекса (8)	
							Основные породы (5)			
Архей	поздний			Амфиболитовая фация метаморфизма (С), синметаморфическое гранитообразование (3). Основные и ультраосновные породы (2)	Позднестановые граниты (4)					
		ранний	Гранулитовая фация (А), синметаморфическое чарнокито- и гранитообразование (1)							
			Основные и ультраосновные породы							
Протерозой	ранний	Украинский щит								
							Зональный метаморфизм (КР), гранитообразование (11)		Кировоградские и житомирские граниты (12)	
Архей	поздний				Граниты (9)	Амфиболитовая фация до гранулитовой, гранитообразование (10)				
Балтийский щит										
Протерозой	ранний						Зональный метаморфизм (Т), гранитообразование (17), основные породы		Граниты (18)	

Архей	поздний	Гранулитовая фация (К), чарнокито- и гранитообразование (13)	Основные и ультра-основные породы (14)	Амфиболитовая фация (ПП), гранитообразование (15)	Граниты (16)
	ранний				

Примечание. Алданский щит. Комплексы: А — алданский, С — становой, У — удоканский; 1 — гонамский чарнокитмагматов и гранитов; 2 — ботомский и др.; 3 — древнестановой (олекминский) и др.; 4 — позднестановой; 5 — чабуучинский; 6 — джугджурский; 7 — куандинский; 8 — кодарский. Украинский щит: Р — росинский комплекс, Побужская Днестрово-Бугская зона; КР — криворожская серия; 9 — днепротетровский комплекс (2600—2800 млн. лет); 10 — росинский комплекс, микроклиновые граниты (2500—2700 млн. лет); 11 — бердичевские граниты (2500—2100 млн. лет); 12 — кировоградские, житомирские граниты. Балтийский щит: К — кольская серия и ее аналоги; ПП — свита полмос—порос; Т — тундровая серия и ее аналоги; 13 — кейвская серия; 14 — мончегорский плутон; 15 — саамские граниты, беломорский комплекс; 16 — граниты (2500—2600 млн. лет); 17 — ребольские граниты плагиогранитной серии (2300 млн. лет); микроклиновые граниты (220 млн. лет); 18 — карельские граниты.

Палеозойский пояс, включающий зону IVб—г, охватывает Байкальскую раннекаледонскую глыбу, сложенную архейскими (ольхонская толща), раннепротерозойскими (сарминская, или муйская серия) метаморфогенными образованиями и разновозрастными интрузивными породами (ольхонский — архейский, кочериловский — раннепротерозойский, приморский — среднепротерозойский и тажеранский — палеозойский комплексы).

По геологическим данным (Жарков, 1965; Замараев, 1961), территория этих зон от протерозоя до мезозоя включительно оставалась подвижной, и поднятия неоднократно сменялись опусканиями. Однако, судя по радиологическим данным, имеющимся пока в достаточном количестве только для зон IVб, в, можно предполагать, что территория зоны IVб поднялась сразу выше изотермы биотита, т. е. примерно 450 млн лет назад. Вследствие этого амфиболы и биотиты обнажающихся здесь ныне пород начали накапливать <sup>40</sup>Ar почти одновременно. Территория же зоны IVв сначала (480 млн лет назад) поднялась выше изотермы амфибола и только 400 млн лет назад — выше изотермы биотита. Если в интервале 480—400 млн лет в зоне IVв и существовали какие-либо поднятия и опускания (Жарков, 1965), то они, по-видимому, не выводили обнажающиеся здесь на современном эрозионном уровне породы выше изотермы биотита (Мануйлова, Кольцова, 1971).

Аналогичные исследования по палеотектонической и палеотермической реконструкции на основе К-Аг метода были проведены на территории Приладожья (Лобач-Жученко и др., 1976). Здесь, по данным ее исследователей, в гранитногнейсовых куполах обнажаются архейские породы, а в межкупольных пространствах — раннепротерозойские (сортавальская и ладожская) серии. Определения К-Аг методом по биотитам и амфиболам тех и других пород снивелированы и находятся в интервале  $1600 \pm 70$ — $2140 \pm 105$  млн лет. Устанавливается закономерное распределение датировок на территории Приладожья (рис. 26). Выделяются три зоны с разницей в возрасте биотитов и амфиболов 100 млн лет. В зоне I биотиты имеют возраст, не превышающий 1600 млн лет (1450—1600), амфиболы — 1700 млн

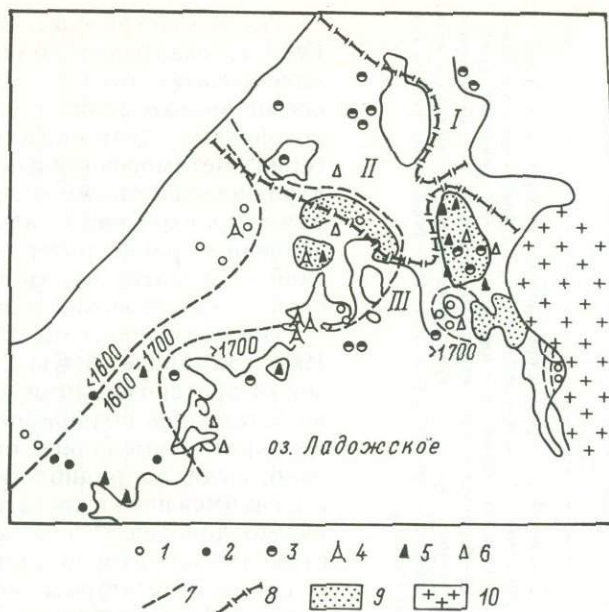


Рис. 26. Геохронологическая (К-Аг) характеристика отложений Северного Приладожья (Геохронологические рубежи. . . , 1972).

I—III — зоны метаморфизма (I — эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая, II — низкотемпературная амфиболитовая, III — высокотемпературная амфиболитовая и гранулитовая).

1—3 — возраст биотита, млн лет (1 — <1600, 2 — 1600—1700, 3 — 1700); 4—6 — возраст амфибола, млн лет (4 — 1700, 5 — 1700—1800, 6 — >1800); 7—8 — границы (7 — геохронологических полей, 8 — зон метаморфизма); 9 — гнейсо-гранитовые купола; 10 — граниты-рапакиви.

лет; в зоне II возраст биотитов варьирует в интервале 1600—1700, амфиболов 1700—1800 млн лет; в зоне III биотиты древнее 1700, а амфиболы — 1800 млн лет. Границы возрастных зон изоград метаморфизма не совпадают. Наиболее древняя возрастная зона объединяет зеленосланцевую, эпидот-амфиболитовую и низкотемпературную амфиболитовую фацию, две относительно более молодые — гранулитовую фацию.

Исходя из принятых основных положений, можно заключить, что современная территория Приладожья уже в среднем протерозое имела гетерогенное строение. Юго-восточная и северо-восточная части достигли амфиболовой изотермы (570°) примерно 1900 млн лет назад, а затем последовательно 1800 и 1700 млн лет назад этой же изотермы достигли центральная и северо-западная части. В таком же порядке достигнут уровень изотермы биотита (300°) — соответственно 1800, 1700 и 1600 млн лет. Поднятие было, по-видимому, относительно быстрым и равномерным, так как во всех возрастных зонах геологические комплексы между биотитовыми и роговообманковыми изотермами находились в течение примерно 100 млн лет. Если принять тот же геотермический градиент, что и для Прибайкалья, то скорость вертикальных перемещений отдельных блоков в Приладожье будет соответствовать 0.05 мм/год. При меньшем геотермическом градиенте она будет еще больше.

К-Аг метод применим для палеотектонических реконструкций складчатых систем и фанерозоя. Это можно продемонстрировать на примере Центрального Казахстана. Для этой территории из каталога определений возраста горных пород радиологическими методами (Каталог. . . , 1970; Великая, 1973) известно более 1340 определений возраста биотита К-Аг методом из магматических и метаморфических пород, причем большая часть этих определений характеризует «омоложенный возраст». Мы проанализировали характер распределения значе-

ний возраста по биотитам на площади в связи с ее тектоникой. Как известно, Казахская складчатая область характеризуется неоднородным строением. В ее составе по времени завершённой складчатости выделяются каледонская и герцинская складчатые системы. Каждая из систем содержит не менее двух структурных этажей, представленных в структурах каледонид докембрием и ранним палеозоем, в герцинидах — докембрием, ранним и средним палеозоем. При этом для нижних структурных этажей характерно развитие «омоложенных» биотитов, а для верхних — совпадение геологического и изотопно-радиологического возраста.

В структурах каледонид — зоны Западная, Южная Чингиз-Тарбагатайская и Чу-Балашиненская (Михайлов, 1968) — максимум значений возраста по биотитам приходится на  $450 \pm 25$  млн лет при вариациях от  $425 \pm 25$  до  $500 \pm 25$  млн лет. Эти значения определяют раннепалеозойский возрастной пояс, обрамляющий полукольцом на западе и юге исследованную площадь Казахстана. В виде мелких глыб выделяются участки с возрастом биотитов  $425 \pm 25$  млн лет в структурах герцинид. В герцинидах (Атасу-Моинтинская и Тектурмасская зоны) значения радиологического возраста биотитов изменяются от  $325 \pm 25$  до  $375 \pm 25$  млн лет, образуя пояс с максимумом на  $350 \pm 25$  млн лет. Ближе к центральным частям он сменяется поясом с датировками  $300 \pm 25$  млн лет. Эти датировки получены по биотитам гранитоидов позднегерцинского магматического цикла, которые слагают основную часть центральных районов Казахстана (рис. 27). Наконец, в центральной части (Северо-Джунгарская зона) выделяется возрастная пояс с минимальными значениями возраста биотитов —  $250 \pm 25$  млн лет. При сравнении приведенной геохронологической карты с тектонической картой (Михайлов, 1968) отмечается опре-

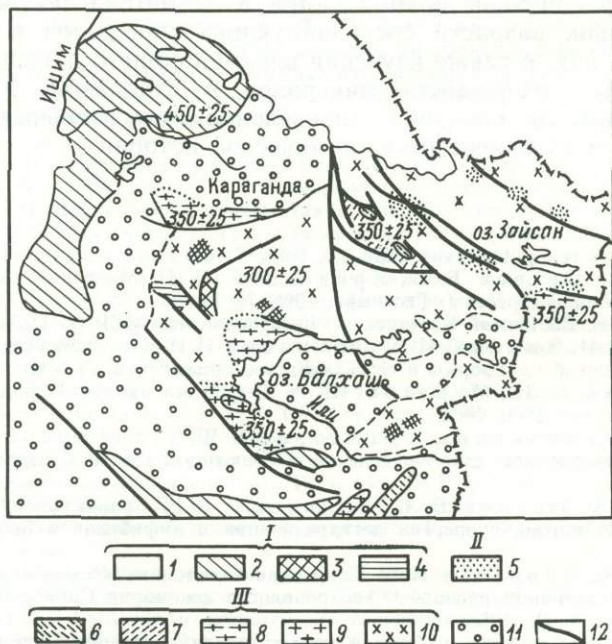


Рис. 27. Схема тектоно-геохронологического районирования Центрального Казахстана.

I — области полициклического развития, приведшего к региональному «омоложению» (К-Аг метод) биотитов пород (1 — протерозой,  $>450 \pm 25$  млн лет; 2 — протерозой и кембрий,  $450 \pm 25$  млн лет; 3 — от протерозоя до силура,  $375 \pm 25$  млн лет; 4 — от протерозоя до девона,  $325 \pm 25$  млн лет); II — области локального «омоложения» в зоне разломов (5 — карбон,  $275-25$  млн лет); III — области моноциклические, где изотопный (К-Аг) и геологический возрасты (в млн лет) совпадают (6 —  $475 \pm 25$ ; 7 —  $425 \pm 25$ ; 8 —  $400 \pm 25$ ; 9 —  $350 \pm 25$ ; 10 —  $300 \pm 25$ ); 11 — области слабо или совсем не охарактеризованные цифрами возрастного определения; 12 — разломы.

деленное сходство. Выделенные возрастные пояса отражают последовательную консолидацию тектонических структур. Таким образом, К-Аг метод может быть использован для тектонического районирования не только докембрийских, но фанерозойских областей.

Аналогичная картина характерна для большинства складчатых поясов, в частности для Алтае-Саянской складчатой области (Геохронология докембрия. . ., 1968), Памира (Хорева, Мурина, 1968) и др. Примеры фанерозойских складчатых систем, так же как и докембрийских, показывают, что К-Аг метод по биотитам датирует время завершения эндогенных процессов на уровне Р-Т условий биотитовой изотермы (200—300°) и отвечает времени консолидации структур.

Таким образом, изотопно-радиометрические методы могут найти значительно более широкое применение, чем просто датирование пород. Они дают дополнительную информацию о палеотермических и палеотектонических условиях формирования древних структурных зон.

Расчеты температуры и относительных скоростей вертикальных движений, сделанные на примерах Прибайкалья и Приладожья, являются пока сугубо ориентировочными. Они лишь помогают качественно сравнить особенности тектонического режима в структурах и раздвинуть рамки применимости изотопно-радиометрических методов. Более прочное внедрение их в практику геологических работ требует и более детальных экспериментальных исследований пределов устойчивости и тем самым — термодинамического ограничения применимости U-Th-Pb, Pb-Pb и Rb-Sr методов. К-Аг метод в этом отношении разработан лучше других, хотя в последние годы интерес к нему неоправданно ослаб.

Дальнейшее расширение возможностей К-Аг метода за счет совместного изучения датировок возраста сосуществующих минералов и термографики выделения  $^{40}\text{Ar}$  в них, а также изучения влияния общего давления и давления  $\text{H}_2\text{O}$  на пределы устойчивости минералов в отношении  $^{40}\text{Ar}$ , позволяет ввести количественные оценки в определения относительных перемещений структурных зон и их палеотермодинамической истории.

## ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-географических карт. Л., 1966. Т. 1.  
Брандт С. Б., Петров Б. В., Кривенцов П. П. Миграция радиогенного аргона из сельвина под влиянием стресса // Геохимия. 1966. № 11.  
Великая Н. Н. Восточный Казахстан // Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л., 1973.  
Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Енисейская складчатая область // Геохронология Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1968.  
Вороновский С. Н., Муратов Ш. А. Диффузия продуктов радиогенного распада в монацитах // Геохимия. 1969. № 2.  
Герлинг Э. К., Кольцова Т. В., Петров Б. В., Зулфикарова Э. К. Исследование пригодности амфиболов для определения абсолютного возраста пород К-Аг методом // Геохимия. 1965. № 2.  
Герлинг Э. К., Петров Б. В., Кольцова Т. В. Сравнительное изучение энергии активации выделения аргона и энергии дегидратации в амфиболах и биотитах // Геохимия. 1966. № 4.  
Герлинг Э. К., Морозова И. М. Современное состояние методов определения возраста, основанных на радиоактивном распаде // Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1968.  
Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита / Под ред. К. О. Кратца. Л., 1972.  
Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Под ред. М. М. Мануйловой. Л., 1968.  
Горохов И. М., Крылов И. Н., Байкова В. С. и др. Геохронологическое изучение полиметаморфического комплекса пород кольской серии // Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л., 1976.  
Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. 1960. вып. 11.

Дук В. Л., Кицул В. И. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии // Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, 1975.

Жарков М. А. Основные вопросы тектоники юга Сибирской платформы в связи с перспективами калиеносности // Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиеносности. М., 1965.

Замараев С. М. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и раннем палеозое // Геология и геофизика. 1961. № 11.

Ивановская А. В., Кольцова Т. В., Мануйлова М. М., Соколов М. Ф. К вопросу о применимости глауконитов, гидрослюдов и аргиллитов для возрастного расчленения пород К-Аг методом // Геохимия. 1973. № 11.

Каталог определений абсолютного возраста горных пород СССР радиологическими методами: Вост. Казахстан. М., 1970.

Котловская В. Н., Бурксер Е. С. Физико-химическое обоснование применения амфиболов для определения абсолютного возраста К-Аг методом // Геохронология Украины. Киев, 1965.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1976.

Мануйлова М. М. Калиевый ряд кислых вулканитоплутонических формаций этапа стабилизации раннедокембрийских подвижных зон // Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974.

Мануйлова М. М., Неелов А. Н., Никитина Л. П. Процессы омоложения и вопросы геохронологии докембрия Восточной Сибири // Междунар. геол. конгр. 23-сес. Докл. сов. геол. Probl. 4. М., 1969.

Мануйлова М. М., Кольцова Т. В. О возможности применения К-Аг метода палеотермических и палеотектонических реконструкций (на примере Прибайкалья) // ДАН СССР. Сер. геол. 1971. Т. 197, № 5.

Мац В. Д. Верхний докембрий Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья (стратиграфия и история развития): Автореф. дис. . . канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1965.

Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магншевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., 1971.

Михайлов Н. П. Казахстанская складчатая область // Геологическая область // Геологическое строение СССР. М., 1968.

Морозова И. М., Спринсон В. Д., Алферовский А. А. Физико-химическая интерпретация дискордантных значений К-Аг возраста минералов в зоне контактового метаморфизма // Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972.

Неелов А. Н. Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей // Междунар. геол. конгр. 23-я сес. Докл. сов. геол. Probl. 4. М., 1969.

Неелов А. Н., Глебовицкий В. А., Байкова В. С. и др. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири // Метаморфические пояса СССР. Л., 1973.

Обручев С. В. Возможности применения аргонового метода для определения абсолютного возраста докембрийских пород // Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Л., 1958.

Неелов А. Н., Глебовицкий В. А., Байкова В. С. и др. Эволюция метаморфических поясов Юго-Востока Восточной Сибири // Метаморфические пояса СССР. Л., 1973.

Обручев С. В. Возможности применения аргонового метода для определения абсолютного возраста докембрийских пород // Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Л., 1958.

Рудник В. А., Соботович Э. В., Терентьев В. М. Об архейском возрасте древнейших пород алданского комплекса // ДАН СССР. Сер. геол. 1969. Т. 188, № 4.

Салоп Л. И., Травин Л. В. Новые данные по стратиграфии и тектонике архейских образований центральной части Алданского щита // Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1974. (Тр. ВСЕГЕИ; Нов. сер., т. 199).

Салоп Л. И., Травин Л. В., Шалек Е. А. К стратиграфии и тектонике докембрия южной части Байкальского хребта (о положении акитканской серии в разрезе докембрия Западного Прибайкалья) // Там же.

Семененко Н. П., Виноградов А. П., Комлев Л. В., Тугаринов А. И. Геохронологическая карта Украинского докембрия // Геохронология докембрия Украины. Киев. 1965.

Срывцев Н. А. Геология и петрогенезис гиперстеновых гранитоидов татарниковского комплекса (Северо-Западное Прибайкалье): Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1975.

Хильтова В. Я. Метаморфизм в фанерозойских геосинклиналях и докембрийском фундаменте Алтае-Саянской складчатой области // Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976.

Хорева Б. Я., Мурина Г. А. Использование радиометрических методов для выведения этапов метаморфизма в раннедокембрийских образованиях молодых складчатых областей // Проблемы геохимии и космохимии: Междунар. геол. конгр. 23-я сес. Докл. сов. геол. М., 1969.

Щербак Н. П. Петрология и геохронология западной части Украинского щита. Киев, 1975.

Everden J. F., Curfis G. H., Kistler R. W., Obradovich J. Argon diffusion in glauconite, mikrokline, sanidin, leicit and phlogopit // Amer. J. Sci. 1960. Vol. 258.

Hurley P. M., Hughes H., Pinson Jr., Fairbairn H. W. Radiogenic argon and strontium diffusion parameters in biotite at low temperatures obtained from Alpine fault uplift in New Zealand // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1962. Vol. 26, N 1.

Nikolaisen L. O. Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks // *Annu. N.-Y. Acad. Sci.* 1961. Vol. 91.

## РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ДОКЕМБРИЯ СССР<sup>1</sup>

Интенсивные стратиграфические исследования докембрия, проводившиеся в Советском Союзе в последние полтора десятка лет, привели к необходимости пересмотра и усовершенствования принятой в 1964 г. общей стратиграфической шкалы докембрия, послужившей основой для всех геологических карт СССР.

Проект новой шкалы был обсужден и одобрен в мае 1977 г. в г. Уфе на Всесоюзном совещании по расчленению докембрия СССР (Общие вопросы. . ., 1979). Необходимая для этого подготовительная работа проводилась в течение двух лет тремя представительными рабочими группами специалистов по верхнему и нижнему протерозою и архею (Семихатов и др., 1979). Окончательный вариант шкалы стратиграфических подразделений докембрия СССР, одобренный Межведомственным стратиграфическим комитетом Советского Союза в 1978 г., приведен ниже (табл. 8).

Огромная продолжительность докембрийской геологической истории, установленная ныне благодаря успешному применению радиометрических методов определения геологического времени, с одной стороны, и относительно ограниченное знание действительных геологических событий и вещественных комплексов, отвечающих этому колоссальному отрезку времени, — с другой, являются общей причиной возникновения целого ряда серьезных, во многом еще не решенных проблем геологии докембрия, в частности его расчленения и корреляции и создания единой стратиграфической шкалы.

Основные из этих проблем известны. . . на примерах докембрийских областей разных континентов и нет необходимости возвращаться к ним в данной статье. Отметим лишь, что эти проблемы в равной мере относятся и к докембрию Советского Союза. Ниже будут затронуты некоторые главные вопросы, связанные с составлением стратиграфической шкалы докембрия СССР (табл. 8).

Прежде всего отсутствие в настоящее время для докембрия биостратиграфической шкалы, подобной фанерозойской, откалиброванной радиометрическими данными о возрасте, и, пожалуй, отсутствие перспектив иметь ее в ближайшем будущем делает необходимой разработку для допалеозоя принципиально иной стратиграфической шкалы. Такой вывод идет вразрез со стремлением создать единую стратиграфическую шкалу для всего геологического этапа развития Земли. Однако любой другой вывод отодвинул бы решение общей стратиграфической задачи для докембрия на неопределенно длительное время, если даже такое стремление могло бы быть когда-либо оправданным.

При постановке вопроса о неизбежной в настоящее время определенной автономности докембрийской шкалы возникает проблема принципов и критериев расчленения и корреляции докембрия. Эту проблему рационально рассмотреть с позиции развития слоистых супракрустальных комплексов докембрия СССР, определяемой условиями накопления этих комплексов и последующего их преобразования.

На территории СССР обширнейшее площадное распространение имеют позднедокембрийские неметаморфизованные и практически недислоцированные осадочные и частью вулканические комплексы, слагающие чехлы древних платформ и местами серии миогеосинклинального типа, которые составляют

<sup>1</sup> Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л., 1980. С. 22—31. (Совместно с Ф. П. Митрофановым).

вещественную основу стратиграфии верхнего докембрия. В противоположность этому в раннем докембрии (архей + нижний протерозой) объектом стратиграфического расчленения и корреляции являются супракрустальные образования, почти исключительно представленные геологическими формациями древних мобильных поясов, в различной степени и во многих случаях неоднократно дислоцированными и метаморфизованными.

В поисках единых принципов и критериев расчленения и корреляции слоистых комплексов этих двух типов исследователи до сих пор сталкиваются с практически непреодолимыми трудностями, в связи с чем появляются различающиеся между собой стратиграфические схемы докембрия, предложенные разными исследователями. Всестороннее обсуждение данной проблемы на Всесоюзном совещании в г. Уфе в 1977 г. (Общие вопросы. . ., 1979) также показало, что в настоящее время не может быть выработана единая принципиальная основа для расчленения всего докембрия, которая отвечала бы требованиям современной геологической картографии страны.

В развитии стратиграфической классификации докембрия СССР исторически сложились два в целом самостоятельных пути (подхода), соответственно отражающие особенности различных типов разрезов верхнего (верхний протерозой) и нижнего (архей + нижний протерозой) докембрия (Келлер, Кратц, 1979). При этом, если один подход сегодня обеспечивает относительно удовлетворительное расчленение разреза верхнего докембрия в качестве основы для геологического картирования, то он не применим к нижнему докембрию. В то же время, возможный ныне подход к расчленению и корреляции супракрустальных пород нижнего докембрия как по своей принципиальной основе, так и по разрешающей способности существенно уступает первому.

Успехи расчленения и корреляции верхнего докембрия СССР основываются на применении комплекса методов — литологических, биостратиграфических и радиометрических (Келлер, Кратц, 1979). Сравнение гомотаксиальных разрезов относительно выдержанных в пространстве верхнедокембрийских отло-

Таблица 8

**Шкала стратиграфических подразделений докембрия СССР (Общие вопросы. . ., 1979)**

Эпоха		Подразделения докембрия СССР и их возрастные границы, млн лет		Типовые региональные стратиграфические подразделения		
				европейская часть СССР	азиатская часть СССР	
Фанерозой						
Протерозой	Верхний	Рифей	570 ± 20 Венд	Вильчанская, вольтская, валдайская серии (снизу вверх) — Московская синеклиза		
			650—680 ± 20 Кудаш	Башкирский антиклинорий, Южный Урал	Докембрий Учу-ро-Майского региона, Сибирь	
			Каратавий 1050 ± 50			Укская свита и криволукская серия
			Юрманитий 1400 ± 50			Каратауская серия
	Бурзяний 1650 ± 50—1900 ± 100	Юрматинская серия				
	Нижний		Бурзянская серия	Карельский и курско-криворожский комплексы	Улканский (акитканский) и удоканский комплексы	
Архей			2300 ± 100—2600 ± 100 3000 ± 100 3500	Лопский комплекс — гимольская серия; беломорский комплекс	Субганский и алданский комплексы	

жений чехлов древних платформ составляет благоприятную основу для их стратиграфических сопоставлений (Семихатов, 1974). Значение регионального литологического маркера для верхней части разреза придается горизонту ледниковых отложений (Чумаков, 1978). Важную роль в изучении стратиграфии верхнего докембрия СССР в течение двадцати последних лет сыграли строматолиты, биостратиграфическое значение которых было показано советскими исследователями. Ныне стратиграфическое расчленение верхнедокембрийских отложений Советского Союза охарактеризовано также сообществами микрофитофоссилий (Тимофеев, 1979). Обнаруженное буквально в последние годы в верхах докембрия (в венде) богатое разнообразие бескелетных животных организмов (Соколов, 1979), сопоставимых с эдиакарской фауной Австралии, позволяет впервые подойти ограниченно к фаунистической характеристике верхнего стратиграфического подразделения докембрия. Наряду с этим совокупность радиометрических данных (при еще более тщательном их определении и привязке) дает основание наметить возрастные границы главных стратиграфических подразделений верхнего докембрия.

Для верхнего докембрия СССР опорными для рифея являются стратотипические разрезы Западного Приуралья — на территории европейской части СССР и Учуро-Майского района в Восточной Сибири, а для венда — разрезы Запада Московской синеклизы.

Как видно, принципы и критерии расчленения и корреляция верхнедокембрийских отложений СССР напоминают таковые фанерозоя, но разрешающая способность их значительно менее совершенна.

Иначе обстоит дело с нижним докембрием. Прежде всего выделение стратотипов как основы стратиграфического подразделения нижнедокембрийских супракрустальных комплексов в силу их в целом значительной изменчивости оказывается невозможным. Данное обстоятельство усугубляется тем, что нередко слоистые комплексы нижнего докембрия были неоднократно дислоцированы и метаморфизованы. Выделяемые типовые комплексы, как правило, играют лишь ограниченную роль и не могут служить целям межрегиональной корреляции. Отсутствует здесь и та биостратиграфическая база, которая ныне имеется для верхнего докембрия. Поэтому для составления стратиграфической шкалы нижнего докембрия единственной в настоящее время приемлемой основой является выделение периодов (эпох) интенсивных тектонических движений и сопряженных с ними процессов метаморфизма и кислого плутонизма, датированных радиометрическими методами. Возрастные рубежи, определяемые такими эпохами диастрофизма, позволяют ограниченные ими во времени супракрустальные комплексы отнести к тому или иному временному подразделению шкалы. Правда, в этом случае возникают другие проблемы, нередко обуславливающие трудно преодолимые сложности в решении стратиграфических вопросов. Так, например, при неоднократном проявлении процессов диастрофизма часто последние (или один из последних) бывают настолько интенсивными, что определяют окончательный, преобразованный облик супракрустального комплекса. При этом тектоноплутонические события одного и того же периода могут охватить разновозрастные комплексы, что, однако, далеко не всегда можно установить прямыми геологическими наблюдениями. Решение таких вопросов лежит в междисциплинарной области установления типов и этапов тектонических и плутонометаморфических процессов и их тщательного датирования радиометрическими методами. Разработанные таким образом структурно-метаморфические шкалы ныне широко применяются при изучении нижнего докембрия СССР.

Шкала стратиграфических подразделений докембрия СССР (табл. 8) является итогом работы Совещания по расчленению докембрия СССР в мае 1977 г. в Уфе. Она была одобрена Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР в 1978 г. в качестве стратиграфической основы для составления гео-

логических карт. обстоятельное обсуждение этой шкалы изложено в трудах Уфимского совещания (Общие вопросы. . ., 1979), что позволяет нам подробно не рассматривать ее в данной статье. Ниже кратко будут затронуты основные и некоторые специфические положения и аспекты приведенной Шкалы.

Прежде всего и в этой Шкале было сохранено двучленное деление докембрия на архей и протерозой. Их возрастная граница —  $2600 \pm 100$  млн лет — отмечается в СССР обильным проявлением гранитоидов, в том числе калиевых, и в целом соответствует таковой, принятой в ряде других областей классического докембрия за рубежом. Тем самым сохраняется основа для лучшего понимания этой границы исследователями разных стран.

Подразделение протерозоя на нижний и верхний обусловлено резкими различиями в характере развития двух крупных геологических этапов. Средний протерозой, который имел место в прежних стратиграфических схемах СССР, исключен из новой шкалы, и отвечающие ему геологические образования (ятулий в Карелии, аakitkan в Сибири и др.) относятся теперь к разным стратиграфическим подразделениям более низкого ранга в составе нижнего протерозоя. Верхи нижнего протерозоя современной Шкалы в целом определяются орогенными молассами, порфиоровыми формациями и калиевыми гранитами, в том числе рапакиви (вулканоплутонические формации свекофенно-карельского тектонического цикла). Завершение их формирования  $1650 \pm 50$  млн лет назад и кратонизация коры на древних платформах принимается за границу нижнего и верхнего протерозоя.

Расчленение верхнего протерозоя СССР осуществлено на литолого-стратиграфической и биостратиграфической основе. Возможность корреляции здесь по литологическим данным наглядно демонстрируется сравнением гомотаксиальных разрезов, проведенных М. А. Семихатовым (1974). Все выделяемые подразделения верхнего протерозоя охарактеризованы комплексами строматолитов, онколитов и микрофитофоссилий. Самостоятельность подразделения в верхах протерозоя, называемого вендом, имеет важное общее стратиграфическое значение, выходящее за пределы СССР. В европейской части СССР низы венда успешно коррелируются по наличию горизонта ледниковых отложений (тиллитов). В последние годы на севере Восточно-Европейской платформы (Южное Беломорье) в вендских отложениях найдена эдиакарская фауна, по своему разнообразию превосходящая описанные австралийские находки. Таким образом, венд является первым и пока единственным докембрием СССР. Граница кембрия и докембрия является предметом особого рассмотрения, и в Шкале указан общепринятый ныне ее вариант —  $570 \pm 20$  млн лет.

Как видно из изложенного, принципы и критерии расчленения и корреляции верхнего протерозоя в известной степени напоминают таковые фанерозоя, но с существенной поправкой на докембрий. В противоположность этому в основу расчленения и корреляции нижнего докембрия положен единственно возможный и достаточно универсальный тектонический принцип, т. е. выделение тектонических эпох. Опосредованное значение тектонических эпох в применении к выделению стратиграфических подразделений очевидно и определяет значительно меньшую их разрешающую способность. Однако для общего расчленения и корреляции раннего докембрия они представляют собой единственную историко-геологическую основу для стратиграфической классификации и сопоставления слагающих древнейшую земную кору супракрустальных комплексов.

Кроме тектонических (орогенных) эпох первого ранга (позднеархейской, разделяющей архей и протерозой, и свекофенно-карельской, завершающей нижний протерозой) устанавливаются интенсивные тектоноплутонические события и на других временных уровнях, которые в дальнейшем могут стать рубежами более дробных подразделений внутри как нижнего протерозоя, так и архея (табл. 8). Так, например, временной рубеж  $1900 \pm 100$  млн лет, отмечающий тектонические события и интенсивный плутонизм в верхней части раннего

протерозоя, хорошо прослеживается в разных докембрийских регионах СССР и послужил в свое время основанием для выделения среднего протерозоя. Временной рубеж  $2300 \pm 100$  млн лет соответствует подошве ятулия, но пока устанавливается только на Балтийском щите. Уровень  $3000 \pm 100$  млн лет, обычно отвечающий времени гранулитового метаморфизма, устанавливается для Восточной Сибири, намечается на Балтийском щите и условно выделяется на Украинском щите. Более древние временные уровни, имеющие конкретное геологическое содержание, в пределах СССР пока не установлены, хотя ныне и известны отдельные возрастные даты — 3700 и даже 4000 млн лет. Так и уровень 3500 млн лет приведен (табл. 8) условно, он выделен главным образом при сопоставлении некоторых геологических и радиометрических данных в СССР с зарубежными материалами.

Тот факт, что многие из выдвигаемых настоящей Шкалой вопросов еще не решены или решены условно, отражает прежде всего сложность проблемы расчленения докембрия. В заключение остается лишь отметить, что на данном уровне наших знаний и возможностей нужно было бы согласиться с существованием для докембрия двух самостоятельных шкал — верхнедокембрийской и нижнедокембрийской. Разумное сочетание их сегодня может составить только предварительную общую шкалу докембрия, вариант которой, принятый сейчас в СССР, изложен выше.

#### ЛИТЕРАТУРА

Келлер Б. М., Кратц К. О. Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР и пути ее совершенствования // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л., 1979.

Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л., 1979.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., 1974.

Семихатов М. А., Соколов В. А., Шуркин К. А. Проблема границ главных стратиграфических подразделений и корреляция докембрия СССР // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л., 1979.

Соколов Б. С. Палеонтология докембрия // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л., 1979.

Тимофеев Б. В. Микрофитофоссилии докембрия и кембрия Северной Евразии (История открытия и основные результаты изучения) // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л., 1979.

Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллонды. М., 1978.

#### ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В ФАНОРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ<sup>1</sup>

Уфимское совещание 1977 г. по общим вопросам расчленения докембрия СССР и специальное решение МСК СССР от 12 06 1978 подчеркнули, что в основе расчленения древних геологических образований любой структуры «...должен лежать стратиграфический принцип: выделение конкретных комплексов... пород, отражающих естественно-историческую последовательность событий в данном сегменте земной коры» (Общие вопросы расчленения... , 1979. С. 148). В выделении таких комплексов находят отражение главный историко-геологический принцип расчленения геологических образований, общий для древних щитов и для молодых подвижных областей, а также разрабатываемые в соответствии с ним методы определения цикличности и направленности эндогенных процессов, лежащие в основе расчленения немых кристаллических толщ. Эти методы используются для обоснования границ и объема структурно-веществен-

<sup>1</sup> Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., 1982. С. 6—19. (Совместно с Ф. П. Митрофановым, Н. И. Московченко, И. К. Козаковым).

ных комплексов, а в сочетании с радиологическими или палеонтологическими методами — их возраста и соотношений с другими комплексами.

Повторяющаяся в целом совокупность экзогенных и эндогенных процессов, определяющих формирование одного структурно-вещественного комплекса, обычно относят к единому геологическому циклу; отвечающему некоторому периоду тектонической активности сегмента земной коры, разделяющему периоды его относительной стабилизации. Обоснование нижней и верхней границ такого комплекса (и соответствующего ему цикла процессов) и выделение его в самостоятельную геолого-структурную единицу составляет методическую основу расчленения кристаллических образований. Отсюда следует, что разработка критериев цикличности приобретает первостепенное значение.

Однако нужно сразу заметить, что временные и генетические соотношения в развитии пород супер- и инфраструктуры могут быть самыми разнообразными. В частности, периоды седиментации и эндогенной переработки вещества часто разорваны во времени и соответствуют различным циклам развития. С этой позиции использование понятия «геологический цикл» требует осторожности.

В фанерозойских складчатых областях наиболее надежно устанавливаются поздние комплексы пород, развитие которых определяет возраст складчатой области как таковой, — рифейский, байкальский каледонский и т. д. При выделении таких комплексов предпочтение отдается литолого-формационному анализу, направленному на выявление циклов седиментации, анализу крупных структурных форм и несогласий, палеонтологическим данным.

Для метаморфических и особенно полиметаморфических образований, слагающих в молодых складчатых областях так называемый мегакомплекс основания, применение данных по экзогенной цикличности и направленности, выявлению перерывов всегда ограничено. Литолого-формационный анализ затруднен здесь неоднократным проявлением метаморфизма, мигматизации, метасоматоза и других эндогенных явлений. Структура и первичные геологические соотношения затушеваны при деформации пород. Даже такие заметные породы, как конгломераты, в условиях пластичных деформаций и метаморфизма могут не сохраняться. В то же время часто образуются тектониты — псевдоконгломераты, внешне сходные с истинными. Неоднократное преобразование пород здесь в условиях проявления изоклиальной складчатости и развития сланцеватости приводит к тому, что в зонах контактов разновозрастных комплексов все плоскостные элементы становятся субпараллельными. При последующих совместных деформациях создается вторично согласный структурный узор разновозрастных комплексов. Процессы наложенного метаморфизма приводят к видимости и метаморфического согласия, проявляющегося на площади в виде вторичной метаморфической зональности. В тех случаях, когда определяют структурное несогласие, оно, как правило, является лишь следствием еще более поздней разрывной тектоники. В результате многократное проявление эндогенных процессов приводит к тому, что разновозрастные образования оказываются как бы спаянными в единую структуру, в строении которой на первый план выступают результаты проявления только наиболее поздних процессов (рис. 28, 29).

Особенности строения метаморфид, слагающих мегакомплекс основания, свидетельствуют, что расчленение этих образований зависит от успешной расшифровки всей истории их эндогенной переработки. В связи с этим при их изучении ведущими являются методы пространственно-временной корреляции ведущих эндогенных процессов — деформаций пород, их метаморфизма и ультраметаморфизма, магматизма.

Основой корректно выполненной корреляции процессов является структурно-возрастная шкала, которая представляет собой ряд последовательно образованных и наложенных друг на друга структурных форм, включающих

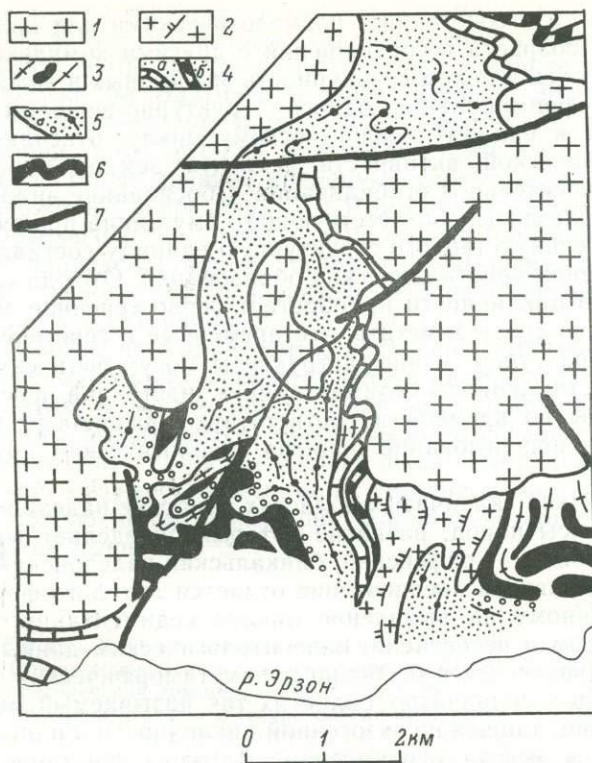


Рис. 28. На примере участка в западной части Сангиленского массива Южной Тувы — структурный узор гнейсов амфиболитовой фации суперструктуры и реоморфизованных гранулитов инфраструктуры, разделенных базальными конгломератами (Митрофанов и др., 1977).

1 — раннепалеозойские или рифейские интрузивные гранитоиды; 2—5 — позднеархейский (моренский) комплекс суперструктуры [2 — аллохтонные гнейсо-граниты; 3 — субавтохтонные мигматит-граниты, реоморфизованные в инфраструктуре и перемещенные в перекрывающие их конгломераты суперструктуры; 4 — гнейсы с прослоями мраморов (а) и амфиболитов (б); 5 — базальная конгломератовая пачка в основании комплекса]; 6 — раннеархейский (эрзинский) ретроморфизованный комплекс инфраструктуры; 7 — разломы.

разновозрастные генерации складок различного масштаба, плоскостные и линейные ориентировки, контролирующие метаморфогенное минералообразование, разнообразные магматические проявления и т. д. Последовательность формирования структурных элементов устанавливается изучением как соотношений крупных структур, выявленных при картировании, так и последовательности развития мезоструктур, включающим анализ рассеивания малых структурных элементов и выявление кинематического плана деформаций. Методика таких работ изложена в ряде специальных руководств (Turner, Weiss, 1963; Ramsay, 1968; Эз, 1972; Московченко, 1978; Структурная эволюция. . ., 1977). В процессе разработки структурно-возрастной шкалы особое значение приобретают реперные структурные формы, с которыми сопряжены разнообразные метаморфические и магматические процессы. Посредством привязки к этим реперам выполняется корреляция процессов, имеющих региональное развитие на больших площадях.

Одинаковая степень участия пород в деформациях является критерием для объединения их в один структурно-вещественный комплекс. С другой стороны, отсутствие в какой-либо группе пород регионально проявленных признаков деформации одного или нескольких этапов дает основание для выделения их в более молодой самостоятельный структурно-вещественный комплекс. Таким образом, наряду с коррелирующими функциями структурно-возрастные шкалы

используются как основа для расчленения кристаллических образований на разновозрастные структурно-вещественные комплексы.

Применение структурно-возрастных шкал как основы для реконструкций всей последовательности эндогенных процессов, их корреляции и расчленения метаморфических пород на комплексы при исследовании кристаллических образований в Туве и Монголии (Козаков, Митрофанов, 1979), на Юго-Западном Памире и Северном Тянь-Шане (Московченко, 1978, 1979; Цикличность и направленность. . ., 1978) дало структурно-петрологическое основание для выделения древнейших комплексов и показало чрезвычайно сложную историю их развития. Так, в эрзинском комплексе Монголии только для докаледонской истории выделяется не менее 14 этапов деформаций, 4 этапа регионального метаморфизма, 6 этапов мигматитообразования, 4 группы базитов и не менее 6 фаз интрузивного гранитопроявления. Сходная картина наблюдается у кристаллического основания киммерийских структур Памира, где расшифрованная история древнейшего здесь ваханского комплекса (табл. 8) включает формирование по крайней мере 13 генераций складчатых структур, разнообразные проявления регионального метаморфизма в широком диапазоне Р-Т условий, объединяемые в 5 этапов, а также не менее 11 этапов гранитообразования и формирования 4 групп основных и ультраосновных пород (Цикличность и направленность. . ., 1978).

В общей последовательности эндогенных преобразований этих комплексов отмечается периодичность, выраженная повторением ряда признаков, выступающих в качестве критериев цикличности процессов деформаций (Структурная эволюция. . ., 1977), метаморфизма (Цикличность и направленность. . ., 1978), магматизма (Раннедокембрийские. . ., 1975). Среди этих признаков могут быть выбраны такие, что позволят верхние границы циклов, устанавливаемые независимо по каждому типу процесса, привести к одному уровню, соответствующему времени завершения полного эндогенного цикла (Корреляция эндогенных. . ., 1980). В развитии подвижной области эндогенные циклы могут проявляться неоднократно, благодаря чему основанные на этом принципе расчленение и возрастная классификация метаморфических комплексов являются наиболее детальными. Поэтому вторым этапом разработки методической основы расчленения глубокометаморфизованных образований является обоснование комплексных критериев для выделения границ эндогенных проциклов.

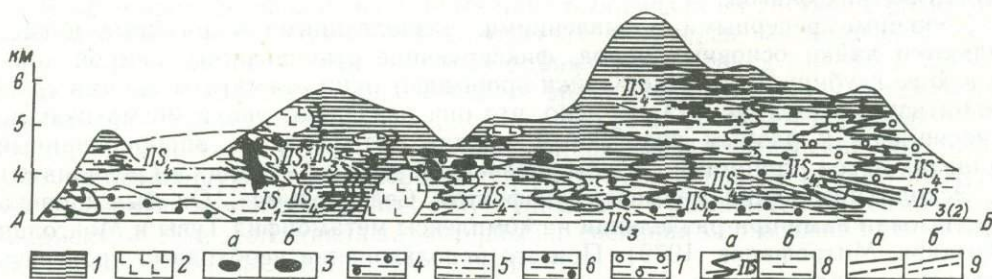


Рис. 29. На примере водораздельной части Ваханского хребта Юго-Западного Памира — поздняя макроструктура расплющивания с субгоризонтальной сланцеватостью  $IIS_4$ , маскирующей предшествующую сложную полидеформационную структуру пород, проявленную в реликтовых малых складчатых формах со сланцеватостями  $IS_1$ ,  $IIS_2$  и  $IIS_3$ . Разрез составлен Н. И. Московченко.

1—3 — раннедокембрийские (хорогские) метаморфизованные и мигматизированные ортопороды (1 — базиты; 2 — мангериты, эндербиты; 3а — гранатые и шпинелевые лерцолиты; 3б — пиргарниты); 4—7 — раннедокембрийские супракрустальные породы ваханского комплекса [4 — пестрая толща мраморов и сланцев основного (а) и глиноземистого (б) составов; в верхней части толщи — кварцито-сланцевые горизонты; 5 — ритмично чередующиеся амфиболиты, диопсидовые сланцы, кальцифиры, глиноземистые гнейсы и сланцы; 6 — ортоамфиболиты и кислые гнейсы; 7 — кислые и глиноземистые гнейсы]; 8 — малые складчатые формы с различной сланцеватостью (а —  $IS_1$ ,  $IIS_2$ ,  $IIS_3$ ; б —  $IIS_4$ ); 9 — линии контактов (а — тектонические, достоверные и предполагаемые; б — стратиграфические и интрузивные, достоверные и предполагаемые).

Анализ данных по развитию ряда разновозрастных структурно-вещественных комплексов показывает, что границы эндогенных циклов выступают достаточно четко, если в качестве главного структурного критерия цикличности рассматривать последовательный ряд нисходящих структурных форм, развивающихся на фоне снижения пластичности вещества, вне зависимости от ориентировки начального поля напряжений и дальнейшего его изменения (Московченко, 1979).

Главным метаморфическим критерием является постепенная эволюция в рамках цикла термодинамического режима, которая вне зависимости от своего общего Р-Т тренда всегда определяется существенным изменением давления. Эволюция завершается переходом на новую геотермическую ступень, в условиях которой протекают регрессивные процессы, приводящие к разнообразным метасоматическим преобразованиям пород. Метаморфические процессы нового цикла начинаются при заметно отличающихся значениях Т и Р. Это находит отражение в зигзагообразном тренде изменения параметров метаморфизма полициклических комплексов. Границам эндогенных циклов отвечают точки резкого изменения параметров (Цикличность и направленность. . ., 1978).

Определено и петрологически обосновано содержание гранитообразующих циклов в глубинных зонах земной коры (Раннедокембрийские. . ., 1975). Они характеризуются сменой ранних интрузивных (доультраметаморфических) плагиогранитоидов (существенно натриевых) ультраметабазальными мигматитовым рядом пород (с меняющимся, но в целом уменьшающимся отношением натрия к калию), а в конце цикла появлением интрузивных существенно калиевых гранитоидов. В связи с этим присутствие в метаморфических породах обособленных тел калиевых гранитоидов указывает на завершенность развития комплексов, а если эти гранитоиды регионально расщеплены и метаморфизованы, то последние процессы являются наложенными и принадлежащими более молодому циклу эндогенной активности. Геологический опыт показывает, что этот критерий справедлив не только в тех случаях, когда мы имеем дело с крупными массивами калиевых гранитов (как, например, калиевых гранитов на Алдане — см.: Корреляция эндогенных. . ., 1980), но с их жильными формами (рис. 30). В то же время характерная для фанерозоя гомодромная цикличность основного магматизма в раннем докембрии не является обычной — магматизм здесь часто имеет антидромный характер, связанный с постепенным углублением магматических очагов.

Хорошими реперными проявлениями, разделяющими эндогенные циклы, являются дайки основных пород, фиксирующие стабилизацию земной коры на всю ее глубину. Если такие дайки прорывают одни мигматиты, а сами тоже мигматизируются (рис. 31), то ясно, что они разделяют эпохи мигматизации, относящиеся к разным эндогенным циклам. Это старый, апробированный на щитах метод (вспомним хотя бы древнейшие дайки Амералик в Гренландии) П. Эскола предложил называть «эффектом Седерхольма». Он был широко использован нами при разделении на комплексы метаморфид Тувы и Монголии (Козаков, Митрофанов, 1979). При его использовании необходимо проверить только, не являются ли поздние инъецирующие дайку гранитоидные жилы продуктом контактового палингенеза, вызванного интрузией самой дайки. Такие, иные по геологическому содержанию случаи также известны.

На основе рассмотренных критериев цикличности, взятых в их взаимосвязи, в истории развития кристаллических образований Юго-Западного Памира выделяются три эндогенных цикла, сопряженных с формированием трех разновозрастных структурно-вещественных комплексов. Процессы первого цикла наиболее полно представлены в терригенно-вулканогенной нижней части разреза ваханского комплекса и в меньшей степени в его верхних карбонатно-сланцевых толщах. Они протекали в высокобарических условиях, способствующих формированию эклогитоподобных парагенезисов (пиригарнитов) по поро-

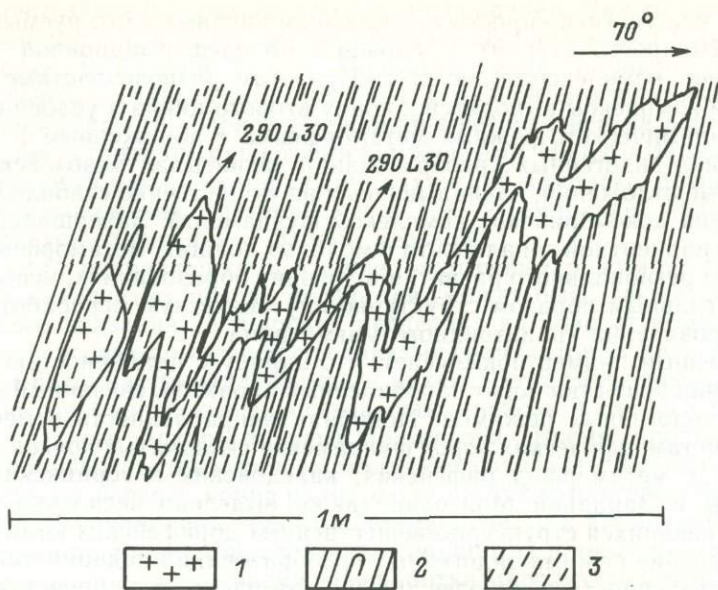


Рис. 30. Зарисовка обнажения в районе Бумбугэр Западной Монголии.

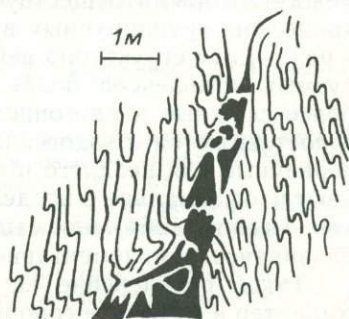
1 — вмещающий комплекс, испытавший две фазы складчатых деформаций; 2 — жила микроклиновых гранитов, завершающая мигматизацию вмещающего комплекса; 3 — последняя сланцеватость. Стрелка — ориентировка складок ранних мигматитов.

дам основного и ультраосновного состава. Метаморфизм и многократные деформации в условиях тангенциального сжатия сопровождались становлением серии магматических пород, отражающей изменение глубины образования магм. Петрогенетические особенности метаморфических процессов были связаны с нисходящими тектоническими движениями. Процессы, завершающие первый цикл, развивались на фоне снижения  $P$  и повышения  $T$ . Этим изменениям было синхронно внедрение около 2.0 млрд лет назад глубинных известково-щелочных магм, заполняющих трещины и плоскости отрыва, знаменующие жесткие деформации в конце циклов.

Второй предрифейский эндогенный цикл был связан на Памире с развитием кварцито-карбонатно-сланцевого аличурского комплекса, метаморфизм андалузит-силлиманитового типа в котором проявлялся в период 1.6—1.3 млрд лет. Переработка ваханского комплекса в это время сопровождалась метаморфизмом кианит-силлиманитового типа, неоднородного по условиям  $P$  (Цикличность и направленность. . ., 1978). Возникший парный метаморфический пояс отражает усиливающуюся контрастность тектонических движений к концу протерозоя и развитие комплементарных структурных зон с различным геотермическим градиентом. Для этого цикла характерны интенсивная многофазная мигматизация и неоднократные складчатые деформации, которые завершались расплющиванием комплексов, спаявшихся при этом в единую тектонически расслоенную изоклиналичную чешуйчатую структуру с вторичным горизонтальным положением сформированных ранее плоскостных элементов. В результате возникает несоответ-

Рис. 31. Дайка базита, разделяющая мигматизации двух эндогенных циклов («эффект Седерхольма»).

Ранние мигматиты ею пересекаются, а лейкосомы поздних мигматитов инъецируют ортоамфиболиты дайки.



стве между кажущимся «простым» строением крупных картируемых структурных форм (макроструктурой) и сложной полидеформационной внутренней мезоструктурой комплексов (рис. 29). При этом разновозрастные ваханский и аличурский комплексы выводятся к концу второго цикла в условиях одинакового термодинамического режима метаморфизма с пониженным Р.

Третий цикл эндогенных преобразований захватывал мезозойские миогеосинклинальные отложения, накладываясь и на существенно стабилизированные к тому времени докембрийские комплексы фундамента. Завершаясь становлением высокоградиентной зональности в молодых толщах, метаморфизм третьего цикла не имел регионального развития в древних образованиях, испытывающих в это время главным образом структурно-плутоническую переработку при интенсивном проявлении гранитоидного магматизма.

Рассмотренный пример показывает, что наряду с цикличностью глубинные преобразования вещества носят направленный характер, связанный с необратимой сменой эндогенных режимов. Подобная направленность отмечается для многих полиметаморфических пород фундамента складчатых поясов фанерозоя.

В выступлениях метаморфид рифейских, каледонских и герцинских структур Южной Тувы и Западной Монголии также выделено несколько последовательно развивающихся структурно-вещественных дорифейских комплексов, для которых изменение режима эндогенных преобразований подчиняется и цикличности, и направленности. Наиболее древний комплекс здесь представлен реликтами чарнокито-гранулитов алданского типа с возрастом более  $3100 \pm 200$  млн лет, сопоставимых по веществу, степени изменения и возрасту с раннеархейскими образованиями древних щитов. Эти реликтовые образования в эпоху древнее 2600 млн лет были изменены в мигматиты и гнейсы амфиболитовой фации и трудно отличимы от кислых гнейсов (апатоалитов, лептинитов), амфиболитов, кварцитов второго снизу дорифейского комплекса, с низкоградиентным метаморфизмом которого связаны преобразования гранулитов и развитие эклогитоподобных парагенезисов по породам основного состава. Формирование третьего дорифейского комплекса отмечено повышением контрастности эндогенных режимов и развитием парного пояса с внешней частью будущих рифид Восточного Саяна и Тувино-Монгольского массива и внутренней частью будущих каледонид и, возможно, герцинид. Эти зоны отличаются как формационными признаками, так и режимами метаморфизма. Сходной, однако, остается высокая тектоническая активность, проявляющаяся на фоне сиалического характера супракрустальных и плутонических пород. Последние характеризуются контрастными сериями, калиевой специализацией гранитов. Все это в совокупности является показателем зрелой континентальной коры, сформированной к рифейскому времени в данном регионе.

Таким образом, кристаллические породы складчатых поясов фанерозоя могут быть расчленены на разновозрастные структурно-вещественные комплексы благодаря их различному поведению в истории эндогенных преобразований, проявляющихся необратимо и группирующихся в циклы. Если породы, между которыми существует видимость согласия, участвуют в разном числе процессов, группируемых в эндогенные циклы, то они должны быть отнесены к различным структурно-вещественным комплексам. При этом из двух коррелируемых комплексов более древним должен быть тот, который испытывает более сложные и многочисленные преобразования, поздние из которых в нем сопоставляются с эндогенными процессами второго комплекса. Эти процессы, первичные для позднего и наложенные для раннего комплекса, обычно протекают изофациально в пределах одной структурно-формационной зоны (Судовиков, Неелов, 1964) или отражают развитие парного метаморфического пояса, развиваясь комплементарно в различных зонах.

Такое расчленение на разновозрастные комплексы носит относительный характер и ничего не говорит об их абсолютном возрасте, определение которого

должно основываться на прямых методах датирования. Важно при этом иметь хотя бы один реперный комплекс, датированный палеонтологически или (и) радиологически. В Южной Туве и Монголии таким до последнего времени являлся четвертый (нарынский) комплекс с палеонтологическими остатками ранне-среднерифейского возраста, лежащий с несогласием на дорифейских образованиях, представленных еще тремя комплексами. На Юго-Западном Памире первый эндогенный цикл, формирующий ваханский комплекс, датирован Rb-Sr изохронным методом как имеющий место 1.9—2.1 млрд лет назад, а третий цикл преобразует отложения с флорой мезозоя.

Необратимая направленность в смене эндогенных режимов, наблюдаемая в различных складчатых поясах фанерозоя, может быть также использована для косвенного указания (в широких пределах) на возраст комплексов. Так, сиалические гнейсовые комплексы с реликтами гранулитов умеренного давления обычно указывают на принадлежность к архею. Геотермические режимы формирования высокобарических эклогитоносных гнейсов и сланцев реализуются начиная с позднего архея—раннего протерозоя. Время проявления таких режимов в разновозрастных поясах может не совпадать, не выходя, однако, за рамки среднего рифея. С конца раннего протерозоя характерны метаморфические комплексы стандартных кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов, часто зональные, составляющие иногда парные метаморфические пояса. Происходящая в это время переработка древних сиалических образований идет преимущественно в более однородных режимах умеренного давления. В фанерозое контрастность режимов усиливается. Симатические комплексы начиная с рифея испытывают низкотемпературный метаморфизм повышенных давлений в условиях фации глаукофановых сланцев или переходных к зеленосланцевой. Такой метаморфизм в целом не характерен для раннего докембрия. В разрезах миогеосинклинального типа, примыкающих к стабилизированному блокам континентальной коры, в это время проявляется резко зональный высокоградиентный метаморфизм, нарастающий к древним блокам, подвергающимся тектономагматической переработке.

## ЛИТЕРАТУРА

- Козаков И. К., Митрофанов Ф. П. Корреляция эндогенных процессов в докембрии Западного Сангиленга // *Корреляция эндогенных процессов в докембрийских метаморфических комплексах: Геодинамические исследования*. М., 1979. С. 80—91.
- Корреляция эндогенных процессов // *Проблемы тектоники раннего докембрия* / В. А. Глебовицкий, В. Л. Дук, В. И. Кицул и др. Л., 1980.
- Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Зинген Т. Ф. Раннедокембрийские конгломераты с валунами гранулитов в Сангиленском срединном массиве каледонид Тувы // *Проблемы геологии раннего докембрия*. Л., 1977.
- Московченко Н. И. Разработка структурно-возрастных шкал метаморфических комплексов на основании закономерностей рассеивания структурных элементов и кинематического плана деформаций // *Принципы и методы структурной эволюции метаморфических комплексов*. Л., 1978.
- Московченко Н. И. Особенности эндогенного режима при формировании и эволюции эклогитогнейсовых комплексов // *Процессы глубинного петрогенезиса и минерогенезиса в докембрии СССР*. Л., 1979.
- Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л., 1979.
- Раннедокембрийские гранитоидные формации / Ф. П. Митрофанов, Е. И. Кравцова, М. М. Мануйлова и др. М., 1975.
- Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977.
- Судовиков Н. Г., Неелов А. Н. Геология южного обрамления Алданского шита // *Геология докембрия: Междунар. геол. конгр. 22-я сес. Докл. сов. геологов*. Пробл. 10. М., 1964.
- Цикличность и направленность метаморфических процессов. Л., 1978.
- Эз В. В. Методы изучения структур метаморфических толщ // *Методические указания по геол. съемке м-ба 1 : 50 000*. Вып. 4. Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л., 1972.
- Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks // *Amer. J. Sci.* 1968. Vol. 56, N 2.
- Turner F. S., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. New-York, 1963.

## ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЯ

### НЕКОТОРЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ФЕННО-КАРЕЛЬСКОГО АНТИКЛИНАЛЬНОГО ПОДНЯТИЯ (ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ И ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)<sup>1</sup>

Представления о глубинном строении территории сделаны на основе анализа региональных геофизических исследований и их сопоставления с приведенными выше геологическими данными.

В результате работ ГСЗ в Карелии и на Кольском полуострове была доказана слоистость земной коры Балтийского щита. Особенно отчетливо были выделены поверхности М (Мохоровичича) и К (Конрада). Кроме того, были отмечены и другие, менее резко выделяющиеся сейсмические поверхности.

Группой исследователей (Р. Я. Цирульников, Р. С. Сокол, Э. К. Чечель, Л. Е. Шустова) Западного геофизического треста на основе данных ГСЗ проведен анализ наблюденных и трансформированных карт гравитационного и магнитного полей. При интерпретации геофизических материалов авторы исходили из предположения, что наиболее существенные физические неоднородности сосредоточены в пределах верхней части земной коры, в «гранитном» слое, в то время как ее нижняя часть — «гранулито-базитовый» слой — является более однородной.

В соответствии со схемой глубинного строения, составленной в Западном геофизическом тресте, на территории восточной части Балтийского щита выделяется ряд блоков, которые характеризуются различной мощностью коры. Наиболее крупными из них являются Беломорский, имеющий наименьшую мощность коры около 30 км, и Ботнический с наибольшей мощностью до 42 км. Намечаются также Мурманский блок с центром в акватории Баренцева моря (мощностью около 30 км), Северо-Онежский и Ладожский. Наиболее крупные блоки охватывают значительную площадь и характеризуются амплитудой изменения мощности коры около 12 км. Блоки выделены по карте мощности земной коры, построенной на основании региональных аномалий силы тяжести и данных ГСЗ.

Большой интерес представляют области сочленения блоков с различной мощностью коры. Так, граница Беломорского блока с Ботническим на западе и Северо-Онежским блоком на юге, по всей видимости, может быть представлена как глубинный разлом. По данным ГСЗ, здесь наблюдается мощная вертикальная зона с нарушенным залеганием сейсмических границ раздела. К этой зоне тяготеют глубинные магматические образования: интрузии центрального типа, гипербазиты Шомбозерского синклинория и Ветреного пояса с признаками никеленосности, никеленосные интрузии Печенги, Мончегундры и Аллареченские. Основные интрузии фиксируют древний, по крайней мере протерозойский возраст этой структуры.

Таким образом, для отдельных случаев, таких как Беломорский блок, природа его границ относительно ясна и может рассматриваться как тектоническая.

<sup>1</sup> Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л., 1969. С. 206—214. (Совместно с Р. С. Сокол, С. Б. Лобач-Жученко, Н. И. Яскевичем).

На основании карт трансформированных гравитационного и магнитного полей установлены некоторые особенности строения «гранитного» слоя, которые заключаются в наличии в нем участков с мощностью, увеличенной до 7—8 км и уменьшенной до 3—4 км. Гравитационное влияние неоднородного «гранитного» слоя определялось путем расчетов в предположении, что средняя мощность его равна 6 км. При этих расчетах значения плотности сжимались со схемы распределения плотности горных пород Балтийского щита. Путем сравнения этих расчетных карт с наблюдаемыми значениями силы тяжести за вычетом влияния  $M$  были выделены участки с увеличенной и уменьшенной мощностью «гранитного» слоя (по сравнению со средним значением 6 км).

Эти участки, или блоки, «гранитного» слоя вписываются внутрь основных блоков земной коры. При этом наблюдается одинаковое поведение двух основных границ раздела земной коры, т. е. уменьшенной мощности земной коры соответствует уменьшенная мощность «гранитного» слоя и наоборот.

По карте локальных аномалий силы тяжести, характеризующей неоднородности верхней части «гранитного» слоя, устанавливается серия локальных отрицательных и положительных аномалий. Отрицательные аномалии приходятся главным образом на площади развития гранитов, гранитогнейсов и мигматитов, положительные — на площади развития осадочно-вулканогенных пород и основных интрузий. . .

По геофизическим данным для южной части Фенно-Карельского антиклинального поднятия может быть воспроизведен следующий осредненный разрез земной коры. В строении выделенного верхнего, или «гранитного», слоя мощностью 6—8 км, судя по поверхности, преобладают граниты и гранодиориты. Далее идет нижний, или «гранулитобазитовый», слой мощностью около 30 км. Он выделяется по скоростям упругих волн — 6.6—6.8 км/с ( $2.85—2.90$  г/см<sup>3</sup>), которые соответствуют базальтам либо основным гранулитам. На глубине 36—38 км выделяется поверхность  $M$  со скоростью 8.0—8.2 км/с ( $3.3—3.4$  г/см<sup>3</sup>), отделяющая земную кору от верхней мантии, сложенной ультраосновными породами.

Такой разрез земной коры для данной территории, определяемый геофизиками и хорошо увязывающийся с геологическими наблюдениями на поверхности, отвечает его строению в настоящее время.

И. Г. Клушин рассчитал, что геотермический градиент на Балтийском щите для настоящего времени равен 12 град/км. Отсюда можно предположить, что в настоящее время все породы, слагающие земную кору, находятся в твердом состоянии, ибо температура плавления самой низкоплавкой гранитной смеси при подобном градиенте будет достигнута лишь на глубине более 50 км, т. е. за пределами коры.

Интересно попытаться представить себе строение земной коры на данном участке щита в нижнем протерозое, к концу главного геологического этапа, сформировавшего структуру этой территории. Это можно сделать, если обратиться к характеристике метаморфизма пород, отражающей физические условия геологических и петрологических процессов 2200 млн лет тому назад. Как следует из анализа метаморфизма супракрустальных пород и петрологии гранитоидов, породы, слагающие южную часть Фенно-Карельского поднятия, возникли при высокотемпературном пути развития орогена. Такая минеральная ассоциация глиноземистых пород, как кордиерит — силлиманит, широкое развитие содержащих биотит и эпидот гранитоидов позволяют предположить, что геотермический градиент был равен 60—70 град/км.

Если принять подобный градиент и считать, что он был постоянным на всю мощность коры, то можно построить следующую модель земной коры для того времени.

1. От поверхности до глубины примерно 11 км идут метаморфизованные осадочные породы, сланцы, гнейсы и гранитоиды, средняя плотность которых

отвечает «гранитному» слою. Внутри этого слоя примерно на глубине 9 км можно ждать второстепенную границу раздела, отделяющую более неоднородную верхнюю часть от более однородной нижней. Она соответствует поверхности солидуса — ликвидуса насыщенных водой гранитов.

2. На глубине 11—13 км при подобном геотермическом градиенте следует ожидать появления насыщенного водой базальтового расплава. Таким образом, «гранулитобазитовый» слой мог быть сложен базальтами, а не гранулитами, место которых в разрезе при подобном градиенте будет частично замещено гранитным, а частично базальтовыми расплавами. Мощность базальтового слоя в соответствии с этой моделью будет равна 8—12 км.

3. На глубине 20—25 км возможно присутствие сухого ультрамафического расплава, а тем самым, и пород, плотность которых отвечает плотности пород, лежащих ниже поверхности М.

Наш современный эрозионный срез отвечает границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В соответствии с этой моделью, построенной исходя из геотермического градиента 60—70 °С, граница эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций находилась на глубине около 5 км. Тем самым мы должны предполагать, что современный срез отвечает глубине 5 км в нижнем протерозое. В настоящее время граница «гранитного» и «гранулитобазитового» слоев располагается на глубине 7—8 км, а по расчетам в конце нижнего протерозоя — на глубине 11—13 км. Иными словами, положение поверхности К в настоящее время хорошо согласуется с рассчитанным для времени 2200 млн лет назад. Тем самым можно предполагать, что положение поверхности К осталось со времени 2200 млн до настоящего времени без существенных изменений. Что касается поверхности М, то здесь геофизические данные, имеющиеся для настоящего времени, не совпадают с рассчитанными для нижнепротерозойского времени. Если расчеты правильны и если положение этой границы раздела за прошедший период не менялось, то в настоящее время поверхность М следовало бы находиться на глубине не 38, а 17—20 км, т. е. мощность базальтового слоя, измеренная в настоящее время, примерно в 3 раза больше рассчитанной для того времени, причем это увеличение идет за счет «погружения» поверхности М. Со среднего протерозоя произошло изменение мощности гранитного слоя вследствие значительной эрозии его верхней части. Вероятно, с переходом от нижнего к среднему протерозою совпадает резкое уменьшение геотермического градиента, благодаря чему породы на глубинах 0—10 км из пластичных становятся жесткими, что приводит к возможности возникновения глубинных расколов. Благодаря блоковой тектонике этого времени эрозия была неравномерной — сильнее на юге, слабее на севере, — что обуславливает наличие блоков с различной мощностью коры.

Если в вышеприведенных рассуждениях нет каких-либо неверных исходных моментов, то можно считать, что «гранитный» слой земной коры южной части Фенно-Карельского антиклинального поднятия по мощности и составу в настоящее время примерно такой, каким он был создан в среднем протерозое, т. е. около 1800 млн лет тому назад.

## ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ И ЛЕГЕНДА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ФУНДАМЕНТА ТЕРРИТОРИИ СССР<sup>1</sup>

В настоящее время ни одно крупное региональное геологическое исследование, претендующее в какой-то мере на полноту и обоснованность выводов, практически невозможно без знания геологии фундамента и потому почти всегда

<sup>1</sup> Структура фундамента платформенных областей СССР: Объясн. записка к Тектон. карте фундамента территории СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. Л., 1974. С. 35—48. (Совместно с В. А. Дедевым, А. К. Запольновым).

сопровождается составлением тектонической схемы или карты фундамента. При этом под фундаментом обычно понимают разного возраста складчатое основание платформенных областей.

Однако складчатые структуры платформенного основания имеют разную степень дислоцированности, метаморфизма, насыщенности магматическими образованиями и др. Например, фундамент древней Русской плиты сложен преимущественно раннедокембрийскими гранитами, гранитогнейсами, гнейсами и кристаллическими сланцами. Такой фундамент обычно называют кристаллическим. Фундамент эпибайкальской Печорской впадины представлен в основном сильно дислоцированными и метаморфизованными сланцевыми толщами рифея, которые частично обнажены на Тимане и Канине. Этот тип фундамента многие часто называют сланцевым. Для молодых платформ наиболее употребим термин «складчатый фундамент». Однако к складчатому фундаменту, хотя и к разным его структурным ярусам, многие геологи, преимущественно нефтяники, относят даже такие принципиально разные образования, как, например, осадочный складчатый, а часто и пологоскладчатый палеозойский комплекс Донбасса, Предкавказья, северного склона Большого Кавказа, Северного Тянь-Шаня, средне- и верхнепалеозойский парагеосинклинальный комплекс наложенных внутренних видов впадин и прогибов в пределах байкалид и салаирид Алтае-Саянской области, юго-востока Западной Сибири, карелид Центрального Казахстана и даже пологоскладчатый пермо-триасовый, в основном осадочный, комплекс молодых плит Западной Сибири и Средней Азии.

Многочисленные предварительные обсуждения этого вопроса, которые мы широко проводили при составлении тектонической карты фундамента СССР, обычно не приводили к единодушному решению проблемы. Мнения, как правило, разделялись, но все сходились примерно на одном, а именно на том, что основными характерными чертами фундамента, отличающими его от платформенного чехла, являются следующие:

1) обязательное прохождение геосинклинального цикла развития, включая его завершающую орогенную фазу;

2) высокая степень дислоцированности пород;

3) высокая степень метаморфизма пород вплоть до амфиболитовых и гранулитовых фаций;

4) наличие крупного перерыва и обязательно резкого углового несогласия между породами фундамента и отложениями платформенного чехла.

5) широкое развитие разнообразных магматических образований, особенно гранитоидов.

Эти особенности фундамента и положены в основу его выделения в различных регионах СССР. В отдельных случаях при выделении фундамента разного возраста мы не располагали полным набором этих признаков. Так, например, в зонах погружения палеозойских миогеосинклинальных складчатых сооружений Таймыра, Северного Тянь-Шаня, Томь-Колываньской дуги или Большого Донбасса в складчатом фундаменте естественно не наблюдается ни широкого развития магматических образований, ни амфиболитовых или гранулитовых фаций метаморфизма, какие имеют место в кристаллическом или сланцевом фундаменте древних докембрийских платформ. Однако и в этих случаях геосинклинальный характер образований, сравнительно высокая степень дислоцированности пород и наличие крупного углового несогласия их с вышележащими практически горизонтальными осадками чехла позволяют безошибочно отнести этот комплекс дислоцированных пород к нижнему структурному этажу — к складчатому фундаменту.

В основу тектонического районирования фундамента был положен главный принцип расчленения территорий — по возрасту складчатости. При этом возраст складчатости определяется временем последних интенсивных складчатых деформаций, заканчивающих развитие геосинклинальной области, а более

точно — временем превращения геосинклинальной складчатой области в платформу. Этот главный принцип является воплощением ведущего в современной теоретической геологии метода историко-геологического подхода к познанию региональной тектоники. В настоящее время он завоевывает все более широкое признание и даже рассматривается в качестве основы для составления легенды международной тектонической карты мира (Богданов и др., 1966, 1967).

Намеченный еще в работах М. Бертрана, Э. Зюсса, Э. Аргана, Г. Штилле, этот принцип был успешно разработан в нашей стране А. Д. Архангельским (Архангельский, Шатский, 1933; Архангельский и др., 1937), Н. С. Шатским (Тектоническая карта. . ., 1957; Шатский, Богданов, 1961) и особенно полно А. А. Богдановым (Тектоника Европы, 1964; Богданов и др., 1967), В. Е. Хаином (1964), А. Л. Яншиным (1964), М. В. Муратовым (1967) при составлении тектонических карт СССР, Европы и Евразии.

Соблюдение принципа районирования фундамента по времени главной складчатости — дело довольно сложное даже для молодых подвижных поясов, поскольку на обширных территориях наблюдается некоторая асинхронность в проявлениях складчатых процессов. Здесь приходится учитывать скользящие во времени рубежи основных этапов развития земной коры. В результате этой асинхронности, например, формирование байкалид в одних случаях заканчивается к началу венда, а в других — лишь к ордовику. Подобная картина наблюдается и для каледонид и варисцид. Формирование каледонид в одних районах прекращается в раннем ордовике (салаириды), в других — к началу силура (Северный Казахстан, Северный Тянь-Шань), в третьих — к началу девона и даже в раннем — среднем девоне (Центральный и Юго-Восточный Казахстан). Период формирования варисцид еще более растянут. Отдельные зоны складчатости заканчивают здесь свое развитие в раннем и среднем карбоне (Южный Тянь-Шань), ранней и поздней перми (Средний и Северный Урал), раннем и позднем триасе (Южный и Полярный Урал) и даже к началу юры (Пай-Хой, Мангышлак). Данное обстоятельство заставило нас принять более дробную легенду для этих складчатостей, нежели существовавшие ранее для тектонических карт СССР, Европы и Евразии (Тектоническая карта СССР, 1956, 1961; Международная тектоническая карта Европы, 1964; Тектоническая карта Евразии, 1966).

При историко-геологическом районировании складчатой системы существенные значения имеют и условия заложения геосинклиналей (унаследованные или новообразованные, на материковой, сиалической коре или на океанической, симатической и т. д.). Первые удачные попытки в этом направлении принадлежат коллективам геологов и геофизиков под общим руководством Т. Н. Спижарского и Э. Э. Фотиади (Тектоническая карта Сибири. . ., 1965; Тектоническая карта СССР, 1966). На нашей карте некоторые из этих особенностей (эв- и миогеосинклинали, унаследованный необращенный и новообразованный обращенный, инверсионный характер развития крупных складчатых структур) показаны особыми значками — черным крапом.

Трудности увязки конкретной истории развития отдельных складчатых систем с общемировыми стандартами (тектонотипами), а также стремление показать особенности их геосинклинального развития привели многих геологов — составителей региональных тектонических карт — к отказу от употребления общих терминов: каледониды, варисциды, альпиды и другие и к показу на карте складчатых систем под разными местными географическими названиями (Тектоническая карта СССР, 1966; Спижарский, 1967). Не отрицая известного практического удобства подобного подхода к тектоническому районированию складчатых областей, все же, на наш взгляд, следует отдать предпочтение общепланетарной тектонической хронологии (Хаин, 1964; Яншин, 1964; Богданов и др., 1967; Муратов, 1967 и др.). При этом тектонические карты легче читаются и проще сопоставляются друг с другом. Кроме того, сохраняется

преемственность по отношению к геологическим картам, которые составляются по единой общепризнанной стратиграфической легенде, а не по местным региональным шкалам.

В областях молодых складчатостей отчетливо выделяется верхний геосинклинальный орогенный структурный ярус (нижняя моласса), породы которого выполняют краевые прогибы и внутренние, межгорные впадины. По возрасту они соответствуют эпохе главной орогенной складчатости и окончанию геосинклинального этапа развития (третья стадия геосинклинального цикла — ранне-орогенная; Хаин, 1964). Поэтому на нашей карте вопрос о возрасте главной геосинклинальной складчатости для молодых структур всегда решается однозначно по возрасту нижней молассы, а основным критерием для отнесения складчатого сооружения к той или иной возрастной группе служит время завершающей главной геосинклинальной складчатости в окаймляющих это сооружение краевых, межгорных или периклинальных прогибах.

Верхняя моласса, которую также обычно относят к геосинклинальному орогенному структурному комплексу (четвертая стадия геосинклинального цикла — собственно орогенная — см.: Хаин, 1964), в отличие от нижней молассы является продуктом размыта уже сформированного, но растущего молодого горного сооружения в результате вертикальных глыбово-блоковых движений. Ее появление знаменует собой уже качественно новый этап крупных сводовых поднятий без существенной перестройки ранее сформированного структурного плана. Это принципиально новый, переходный к платформенному, этап развития, который иногда растягивается на весьма длительное время. Например, в пределах салаирид и каледонид Алтае-Саянской области и Центрального Казахстана до 150—200 млн лет. Поэтому, с нашей точки зрения, совершенно правы Н. А. Крылов, А. И. Летавин, В. И. Дитмар и другие исследователи, которые предлагают отделить время образования верхней молассы от собственно орогенной (еще геосинклинальной) стадии развития и отнести верхнюю молассу к особому промежуточному (переходному парагеосинклинальному) — II структурному этапу (Крылов и др., 1964). В соответствии с этим на Тектонической карте фундамента показаны только те структурные элементы, которые относятся к геосинклинальной стадии развития (включая и последнюю — время образования нижней молассы). С карты сняты все посторогенные и позднеорогенные структуры переходного и тафрогенного этапов развития, структуры платформенного чехла и связанные с этими этапами развития новообразованные глубинные разломы, различные разрывные нарушения и разломы фундамента, наложенные вулканические пояса (например, Центральнo-Казахстанский, Восточно-Азиатский), авлакогены, грабены и т. д.

Несравненно труднее решать вопросы выделения разновозрастных складчатостей для древних, раннедокембрийских (дорифейских, добайкальских) глубоко эродированных складчатых сооружений, обнаженных в пределах щитов и массивов древних платформ.

Для восстановления древнейших (докембрийских) тектонических этапов развития земной коры нами широко использовались определения изотопного возраста, но при этом учитывались вытекающие из этого некоторые источники ошибочных заключений. Например, для докембрийских структур, особенно для ядер и внутренних массивов, консолидированных в более ранние тектонические циклы, характерно широкое развитие зон повторного наложенного метаморфизма. Изотопные соотношения при этом часто отражают не действительный возраст породы, а лишь конечные стадии процесса метаморфизма.

Время проявления тектонических циклов, как и возраст докембрийских пород, за неимением другой информации, очень часто устанавливалось по гранитным интрузиям и связанным с ними пегматитам. Граниты рассматривались в качестве характерной формации, завершающей стадию геосинклинального развития. Однако опыт детального изучения палеозойских и мезозойских

складчатых сооружений (Кузнецов, Яншин, 1966) показывает, что внедрения интрузий неоднократно имели место в течение всего геосинклинального цикла. Иногда они проявлялись и вне породившей их геосинклинали, в окраинных частях платформенного обрамления. Это обстоятельство может создавать впечатление более молодого или, напротив, более древнего возраста тектонического цикла. Однако само появление молодых интрузий и признаков позднего метаморфизма служит косвенным указанием на то, что где-то поблизости от платформы происходил геосинклинальный процесс соответствующего возраста.

В настоящее время главное значение для корреляции древних толщ, по-видимому, могут иметь только некоторые характерные ассоциации (парагенезисы) супракрустальных пород, слагающие неповторимые в истории земли формации (например, архейские чарнокитовые или нижнепротерозойские джеспилитовые, анортозитовые и другие формации). В тех районах, где характерные особенности докембрийских толщ сильно затушеваны интенсивными тектоническими движениями, проявлениями вулканизма и разных типов метаморфизма, региональные геофизические (в первую очередь, магнитные и в меньшей степени гравиметрические) данные имеют для корреляции этих толщ несравненно большее значение.

В целом расчленение и корреляция раннего докембрия, хотя и базировались главным образом на определениях изотопного возраста различных магматических и метаморфических пород, повсеместно контролировались методами структурного и, где было возможно, формационного анализа. Это позволило значительно уточнить строение многих докембрийских складчатых областей. Так, структура Балтийского и Украинского щитов на Тектонической карте фундамента изображена существенно иначе, чем это сделано на последних тектонических картах СССР, Европы и Евразии.

В соответствии с главным принципом тектонического районирования на территории СССР и прилегающих акваториях выделяются складчатые области разного возраста (от раннеархейских до кайнозойских включительно), а в их пределах структурные элементы разных порядков: региональные (500—1600××3000—5000 км) — разновозрастные складчатые системы; крупнейшие (надпорядковые; 250—600×600—1000 км) — мегаантиклинории и мегасинклинории, крупнейшие срединные массивы; крупные и средние (I и II порядков, соответственно 50—200×150—500 км и 10—40×40—300 км) антиклинории, синклинории, срединные массивы и блоки фундамента, а также внепорядковые антиклинорные и синклинорные зоны.

Вслед за Международной тектонической картой Европы (1964), составленной под руководством Н. С. Шатского и А. А. Богданова, где впервые была показана тектоническая переработка применительно к структурам раннего докембрия, на Тектонической карте фундамента мы попытались особо выделить зоны тектонической переработки фундамента разного типа и разного возраста. К ним относятся как переработанные срединные массивы, блоки фундамента в более молодых складчатых системах, так и выступы глубоко эродированного комплекса основания (ложе геосинклиналей). Тем самым была сделана попытка расчленить тектоническую переработку на два типа: 1) глыбовую и магматическую (вне- и пригеосинклинальную) и 2) геосинклинальную (в случае показа неосинклинального ложа).

Отчетливо понимая все дискуссионность этих построений, мы все же постарались отобразить их на карте разными условными обозначениями, подчеркивая тем самым масштабы проявления более молодых складчатостей. Возраст и специфика магматической переработки дополнительно подчеркиваются проявлением интрузивного магматизма того или иногда возраста, что также отражено на карте.

В современной геологической литературе очень широкое распространение

получили построенные на исторической основе классификации складчатых систем. К сожалению, в широко применяемых системах классификаций до сих пор еще не устранена некоторая номенклатурная эклектика. Такие генотипы (тектонотипы), как байкалиды и каледониды, варисциды и др., выделенные по тектоногеографическому принципу, сосуществуют в одних и тех же классификационных системах с генотипами, установленными по тектоногеохронологическому признаку (археиды, протерозоиды, мезозоиды, кайнозоиды и др.).

В настоящей легенде в целях унификации и достижения логического единства тектонической терминологии мы постарались устранить этот недостаток за счет переименования ряда складчатых номенклатурных единиц (ранние и поздние археиды, мезозоиды, кайнозоиды и др.) и выделения новых тектонотипов складчатых систем (алданиды и беломорида, в архее, карелиды и свекофениды в раннем—среднем протерозое, верхояниды и сихотэалиниды в мезозое).

Сильно возросший уровень геологических знаний и практические цели настоящей карты поставили ее авторов и редколлегию перед необходимостью создания более дробной тектонохронологической шкалы. Действительно, например, диапазон формирования складчатых структур байкалид в разных районах охватывает интервал времени от среднего рифея до позднего кембрия, каледонид — от раннего ордовика до среднего девона, варисцид — от раннего карбона до ранней юры. На прежних классификационных основах стало трудно решать практические геологические задачи, которые соответствовали бы современным требованиям, например прогнозных и перспективных оценок территории на различные виды минерального сырья. В то же время такие генотипы, как ранние и поздние байкалиды, ранние и поздние каледониды, ранние, поздние и юные варисциды, верхояниды и сихотэалиниды, ранние и поздние альпиды, вполне самостоятельны во времени и пространстве. Они выступают как реальные модели существующих в природе систем складчатых структур.

В результате в принятой нами классификации складчатых систем выделение главных номенклатурных единиц произведено по тектоногеографическому принципу: алданиды, беломорида, карелиды, свекофениды, байкалиды, каледониды и др. Названия номенклатурных единиц следующего ранга образованы с помощью определений «ранний», «поздний» и в одном случае «юный»: ранние и поздние байкалиды; ранние и поздние каледониды; ранние, поздние и юные варисциды, ранние и поздние альпиды. Это позволяет нам избежать введения в литературу большого числа новых тектонических терминов. Учитывая, что образование складчатых структур происходит не только после общих инверсий, с которыми связано становление и консолидация разновозрастных складчатых систем и после частных инверсий внутри геосинклинальных систем, авторы карты считают также полезными выделение в ряде случаев самостоятельных структурных зон ранней и поздней консолидации.

В этой связи важно отметить, что принадлежность складчатой структуры к той или иной складчатой системе на карте определялась не формально, согласно ее конкретному геологическому возрасту, а с учетом всей истории и характера развития. Поэтому, например, досреднеюрские складчатые структуры в одних случаях рассматриваются в качестве структур заключительного этапа вариссийского тектогенеза (Пай-Хой, Новая Земля, Мангышлак), а в других — в качестве структуры ранней консолидации в мезозойских (Таймыр) или даже кайнозойских (Горный Крым) складчатых системах.

При выборе новых тектонотипов авторы, естественно, в первую очередь обращали внимание не только на степень их геологической изученности, но и на характер сохранности складчатых структур, масштабность их проявлений и на соотношения с более молодыми складчатыми системами (табл. 9).

Возрастные рубежи складчатостей для докембрия взяты с учетом большого количества определений радиологического возраста формаций калий-аргоно-

Таблица 9

Относительная тектоно-хронологическая шкала, принятая при составлении Тектонической карты фундамента территории СССР

Эра и эпоха тектогенеза	Этапы тектогенеза	Стадии консолидации	Геологический возраст (возрастные рубежи)	Индекс
Алданская			Раннеархейский (древнее 3300± ±200 млн лет)	Ad *
Становая			Позднеархейский (древнее 2600± ±100 млн лет)	St
Карельская			Раннепротерозойский (древнее 2000±100 млн лет)	K
Свекофеннская			Среднепротерозойский (древнее 1700±100 млн лет)	Sv
Байкальская	Раннебайкальский		Довендский (древнее 670± ±50 млн лет)	V <sub>1</sub>
	Позднебайкальский		Допозднекембрийский	V <sub>2</sub>
Каледонская	Раннекаледонский (салаирский **)		Досреднеордовикский	C <sub>1</sub>
	Позднекаледонский	Ранняя	Досилурийский	C <sub>1</sub> <sup>1</sup>
		Поздняя	Досреднедевонский ***	C <sub>2</sub> <sup>2</sup>
Варисцийская	Ранневарисцийский		Допермский ****	V <sub>1</sub>
	Поздневарисцийский		Дотриасовый	V <sub>2</sub>
	Юноварисцийский		Триасово-раннеюрский	V <sub>3</sub>
Верхоянский		Ранняя	Позднепалеозойско-триасовый	Vh <sub>1</sub>
		Поздняя	Позднеюрско-раннемеловой *****	Vh <sub>2</sub>
Тихоокеанская ** (киммерийская)	Сихотэалиньский	Ранняя	Позднепалеозойско-триасовый, частично раннеюрский	Sh <sub>1</sub>
		Поздняя	Позднемеловой	Sh <sub>2</sub>
Альпийская	Раннеальпийский	Ранняя	Раннемеловой	Al <sub>1</sub> <sup>1</sup>
		Поздняя	Палеогеновый	Al <sub>1</sub> <sup>2</sup>
	Позднеальпийский	Ранняя	Миоценовый	Al <sub>2</sub> <sup>1</sup>
		Поздняя	Плиоценовый	Al <sub>2</sub> <sup>2</sup>

\* Для самых древних, доалданских структур катархейской стабилизации принят индекс Ad. Единственный пример в Советском Союзе — Иенгрский массив, подвергшийся переработке в алданское время.  
 \*\* На Тектонической карте фундамента и в объяснительной записке не употребляется. \*\*\* В Горном Атлае — дофаменский. \*\*\*\* В Южном Тянь-Шане возраст синклиналиев раннепермский. \*\*\*\*\* В Монголо-Охотском поясе — домеловой.

вым, свинцовым, уран-свинцовым и стронций-рубидиевым изотопными методами (материалы А. П. Виноградова, Э. К. Герлинга, Г. И. Каляева, К. О. Кратца, С. Б. Лобач-Жученко, М. М. Мануйловой, В. А. Масленикова, А. Н. Неелова, Л. И. Салопа, Н. П. Семененко, А. И. Тугаринова, К. А. Шуркина и др.)

Позднепротерозойские, но добайкальские складчатые системы (готиды, дальсландиды и др.) в пределах территории СССР пока достоверно не известны.

В некоторых районах, например в Западной Белоруссии, Прибалтике и ряде центральных районов европейской части СССР, можно выделить зону тектоно-метаморфической (видимо, преимущественно метаморфической) переработки готской эпохи (в интервале 1600—1200 млн лет). События готской эпохи отражены исключительно в омоложенных изотопных возрастах различных магматических и метаморфических пород фундамента. Возможно, этот период развития представляет собой этап кратонизации древних (например, Европейской) платформ, который характеризуется проявлением крупных глыбово-блоковых подвижек фундамента, плутонизмом и основным вулканизмом.

Следующим крупным нововведением в принятой нами тектонохронологической шкале складчатостей является выделение в мезозое двух самостоятельных этапов складчатости. За тектонотипы соответствующих складчатых систем (верхоянид и сихотэалинид) приняты Верхояно-Колымская и Сихотэалинская складчатые системы.

Как известно, мезозойская складчатость наиболее широко проявилась на Востоке и Северо-Востоке СССР. К ней относятся Верхояно-Колымская и Новосибирско-Чукотская складчатые системы и частично структуры Монголо-Охотского пояса. Наиболее крупной из них является Верхояно-Колымская. Мезозойской складчатости свойственны и весьма характерные отличительные геологические признаки: исключительно миогеосинклинальный характер развития, наличие многочисленных крупных докембрийских срединных массивов, необычайно обширные размеры главных структурных форм (мегаантиклинориев и мегасинклинориев) и др. Поэтому уже давно назрела необходимость обособления ее в самостоятельную классификационную категорию. В соответствии с единым принципом составления тектонической карты фундамента территории СССР Верхояно-Колымская складчатая система была выделена в качестве тектонотипа раннемезозойских складчатых систем — верхоянид. В порядке обсуждения для складчатых систем этого возраста предлагались и другие термины, как, например, яниды, колымиды, пацифиды, ларамиды, но все они по тем или иным причинам были отвергнуты редколлегией.

Другим крупным регионом проявления мезозойской складчатости является Дальний Восток СССР. Так называемая Сихотэалинская складчатая система резко отличается от Верхояно-Колымской как по возрасту складчатости, так и по характеру своего развития. Хотя возраст складчатости Сихотэалинской системы и близок к возрасту становления ранних альпид Тихоокеанского пояса, все же формально он является поздне-мезозойским (поздний мел). Учитывая вышеизложенное, редколлегия нашла возможным выделить Сихотэалинскую систему в самостоятельную классификационную категорию и рассматривать ее в качестве тектонотипа наиболее молодых мезозойских складчатых систем (сихотэалинид). При корреляционных сопоставлениях сихотэалиниды оказываются по возрасту близко сопоставимыми с ранними ларамидами, в то время как поздние ларамиды скорее отвечают ранним альпидам. Поэтому, в частности, мы были вынуждены отказаться от термина «ларамиды» в мезозойской части тектонохронологической шкалы.

Прежде чем перейти непосредственно к изложению легенды Тектонической карты фундамента территории СССР, следует еще остановиться на одном бросающемся в глаза несоответствии между легендой и основным содержанием карты. Если в легенде, в ее тектоно-хронологической части, значительно больше места отведено фанерозойским складчатостям, то на самой карте более 80 % площади окрашено в цвета, соответствующие докембрийским складчатым областям.

Это противоречие объясняется главным образом несравненно большей изученностью геологической истории фанерозоя, что позволяет выделять в нем более дробные временные интервалы развития складчатых структур. Структура и вообще геотектоническая природа докембрийских же складчатых сооружений

в большей степени затушевана последующими многократными перестройками, как правило, сопровождавшимися интенсивным региональным метаморфизмом. Это заставило нас при разработке легенды по-разному, с различной степенью детальности, подойти к отображению на карте особенностей тектонического развития докембрийских складчатых структур и складчатых структур фанерозоя.

Легенда в целом состоит из семи разделов.

1. Структура складчатых областей. Выше мы уже останавливались на обосновании принятой нами возрастной классификации складчатых структур. Подчеркнем еще раз, что по времени завершающей складчатости и с учетом особенностей (в том числе и длительности) предшествующего геосинклинального цикла развития все складчатые структуры отнесены к той или иной определенной эпохе (эре), или этапу тектогенеза. В ряде случаев в составе складчатых систем определенного этапа тектогенеза выделяются структуры ранней и поздней стадий консолидации. В целом же корреляция байкальских и фанерозойских складчатых структур не составила серьезных затруднений (табл. 9).

Сложнее обстоит дело с раннедокембрийскими складчатостями, корреляция которых даже на территории СССР не может считаться окончательно установленной.

Выделяемые ранее под местными названиями алданид, анабарид, саамид и другие близкие им по возрасту раннеархейские (древнее  $3300 \pm 200$  млн лет) региональные зоны складчатости в легенде объединены под названием алданид — алданских складчатых систем и алданских массивов. Подобным же образом выделявшиеся ранее становиды, беломориды, бугиды, днеприды и другие близкие им по возрасту позднеархейские зоны складчатости (древнее  $2600 \pm 100$  млн лет) в легенде объединены под названием становид. Легендой предусмотрен особый условный знак для нерасчлененных архейских складчатых структур. На карте соответствующей раскраской (индекс А) показаны фундаменты массива Охотского моря и Колымского массива.

Выделяемые в легенде протерозойские складчатые структуры — карелиды (раннепротерозойские) и свекофениды (среднепротерозойские) — объединяют выделявшиеся ранее региональные зоны складчатости с возрастом соответственно древнее  $2000 \pm 100$  млн лет (карелиды, ранние карелиды, азово-волинды, саксаганиды, тукурингриды и др.) и древнее  $1700 \pm 100$  млн лет (свекофениды, поздние карелиды, ингулиды, акитканиды и др.)

В легенде, кроме того, установлен особый условный знак для предположительно раннедокембрийских (добайкальских) структур (РВ). На карте крупные нерасчлененные добайкальские срединные массивы исключительно по геофизическим данным показаны в пределах окраинных морей Северного Ледовитого океана.

Для каждого этапа тектогенеза (или стадии консолидации) в легенде предусмотрено выделение трех категорий структур: 1) синклинии, мегасинклинии, синклиновые зоны; 2) антиклинии, мегаантиклинии, антиклиновые зоны; 3) структурно нерасчлененные зоны. Структурная характеристика передается степенью интенсивности окраски; наиболее темные тона используются для структур синклинного характера, наиболее светлые — для структур антиклинных. Промежуточный тон применяется для структурно нерасчлененных зон. В первых двух случаях для обозначения синклинных структур индекс усложняется буквой s, а для антиклинных — буквой а латинского алфавита, например s, K, aK<sub>1</sub>, sB<sub>1</sub>, aB<sub>1</sub> и т. д.

Здесь же следует сказать, что легендой предусмотрена возможность нанесения в пределах крупных мегаструктур контуров отдельных подчиненных синклинириев и антиклинириев. При этом подчиненные структуры не подчеркиваются особым индексом или изменением тона раскраски. Такая возможность на карте

реализуется, например, в пределах мегаструктур Уральской складчатой системы, но особенно часто используется для передачи внутренней структуры обширных зон тектонической переработки: Прииртышской, Чингиз-Тарбагатайской и др.

Срединные массивы (на карте они именуются просто массивами) индексируются как структурно-нерасчлененные зоны и имеют соответствующую раскраску. Они располагаются в пределах более молодых складчатых систем или разделяют вполне самостоятельные, но, как правило, одновозрастные более молодые складчатые системы. В большинстве случаев подобные массивы полностью или частично испытали структурно-тектоническую и магматическую переработку, генетически связанные с геосинклинальным процессом в соседних складчатых зонах. Не затронутые такой переработкой части массива на карте именуются блоками: Пугачевский блок Волго-Уральского массива, Ржевский блок Вышневолоцкого массива и т. д.

Для зон переработки употреблена раскраска чередующимися вертикальными полосами. Цвет более широких полос соответствует времени консолидации массива, цвет узких полос — времени переработки. Соответственно и индексы зон переработки сложные, составленные из двух простых индексов: AdK — алданские срединные массивы, подвергшиеся тектонической переработке в карельскую эпоху складчатости;  $V_1V_1$  — раннебайкальские срединные массивы, подвергнувшиеся тектонической переработке в поздневарисийскую эпоху складчатости и т. д.

Структурные этажи на карте, как правило, не выделяются, хотя в легенде предусмотрена система условных обозначений для показа комплекса основания в докембрийских и палеозойских складчатых системах. Эта система обозначений реализуется лишь в тех редких случаях, когда собственно геосинклинальный комплекс на территории выделяемой складчатой системы почти нацело эродирован и сохранился лишь на отдельных изолированных участках. Область первоначального развития геосинклинального комплекса в этих случаях восстанавливается по геофизическим, отчасти геохронологическим данным, по распространению соответствующего комплекса гранитных интрузий и т. д. (Олекминская, Тукурингская, Кольская и другие складчатые докембрийские системы). Особенно строгим в этом отношении был подход к послебайкальским складчатым системам, где комплекс основания показан на карте лишь в Забайкальской, Даурской и складчатых системах Алтае-Саянского региона.

При построении соответствующих элементов легенды принято, что комплекс основания (ложе геосинклинали) претерпел переработку геосинклинального типа. В индексах это отражено добавлением латинской буквы g, например, AdgK — алданский комплекс основания (ложе геосинклинали) в карельских складчатых системах;  $B_2gC_1$  — позднебайкальский комплекс основания в раннекаледонских складчатых системах и т. д. Раскраска подобных зон дана чередующимися горизонтальными полосами. Цвет более узких полос соответствует времени консолидации структур комплекса основания, цвет более широких полос — времени завершающей складчатости в наложенной геосинклинальной системе.

2. Современные геосинклинальные системы. Структуры Алеутской островной дуги, Командорских островов, Большой и Малой Курильских островных дуг и сопряженных с ними глубоководных впадин показаны на карте в качестве структур современных геосинклиналей. Оттенками голубого цвета выделяются положительные структуры — геоантиклинальные поднятия (ag), отрицательные — глубоководные желоба и внутренние впадины (sg) и переходные — геомоноклинали, борта геосинклинальных впадин (g).

3. Океанические платформы. Площадь карты частично охватывает структуры океанического дна Советского сектора Северного Ледовитого океана: впадины Нансена и Амундсена и разделяющий их срединноокеаниче-

ский хребет Гаккеля. Принятый в легенде цвет раскраски этих структур — фиолетовый, более светлый для срединноокеанического хребта и более темный для океанических впадин.

4. **Плутонические массивы.** Выделение плутонических массивов в обнаженных районах и в районах, перекрытых платформенным чехлом, произведено различными методами. В обнаженных районах на карте даны геологические (эрозионные) контуры массивов, в закрытых районах пунктирной линией, по геофизическим данным, показаны оптимальные контуры массивов. В обнаженных складчатых областях, например, на Урале, также пунктиром оконтурены выявленные по геофизическим данным «слепые массивы», пока не вскрытые эрозией.

По составу все плутонические массивы разделены на две, а в обнаженных районах на три группы. Красным цветом закрашены массивы кислого и среднего состава; бирюзовым — массивы основного и ультраосновного состава на закрытых территориях, а также массивы основного состава на открытых территориях; темно-фиолетовым — массивы ультраосновного состава на открытых территориях. Схематичность такого разделения всецело обусловлена разрешающей способностью методов геофизических съемок при разделении изверженных комплексов по составу слагающих их магм.

Для хорошо изученных районов специальным черным крапом поверх основной раскраски дается разделение массивов в зависимости от приуроченности к определенной стадии геосинклинального развития. Выделяются массивы: 1) собственно геосинклинальной стадии (проорогенные), 2) орогенной (инверсионной) стадии, 3) нерасчлененные, геосинклинальной и орогенной стадий. Геологический возраст, когда он известен, указывается обычными индексами относительной геохронологической шкалы.

В закрытых районах, где плутонические массивы выделены почти исключительно по геофизическим данным, разделение массивов по приуроченности к определенному тектоническому режиму, как правило, не представляется возможным. Поэтому такие массивы на карте показаны без всякого крапа, как массивы неопределенного возраста и тектонического режима. Эта неопределенность означает также и то, что к этой группе могут быть отнесены и плутонические массивы комплекса основания, а также пост- и анорогенные массивы. В обнаженных складчатых областях, в том числе и на щитах древних платформ, интрузии, относящиеся к комплексу основания (например, интрузии байкальского цикла на Урале, в Тянь-Шане и т. д.), с карты сняты. То же относится и к более молодым по отношению к основной складчатости (послеорогенным, платформенным) интрузиям. Единственное исключение сделано лишь для среднепротерозойских гранитов рапакиви, которые показаны особым цветным крапом по красному фону. Отдельный условный знак предусмотрен также для зон развития интенсивной наложенной мигматизации и гранитизации.

5. **Характер развития складчатых систем и структур.** Выше мы уже говорили о том, что в рифейских и более молодых складчатых системах, как правило, можно выделить зоны, развивавшиеся преимущественно по эвгеосинклинальному или по миогеосинклинальному типам. Не всегда такое разделение может считаться бесспорным, тем более что особенности тектонического режима в различных геосинклинальных прогибах нельзя свести только к двум названным типам — эв- и миогеосинклинальному. На практике в процессе составления и редактирования карты главным признаком, по которому различались эв- и миогеосинклинальные зоны, явилась интенсивность магматической деятельности в период геосинклинального погружения.

В качестве особого типа структур выделены складчатые системы, возникшие в результате инверсии наложенных и осадочных геосинклиналей (например, в Донбассе, на Мангышлаке, Таймыре). Для этих геосинклинальных прогибов характерны весьма вялый геосинклинальный режим, почти полное отсутствие

магматических проявлений. Кроме того, развитие подобных прогибов не сопровождается развитием сопряженных эвгеосинклинальных прогибов. На карте особенности геосинклинального развития передаются наложенным крапом.

В хорошо изученных складчатых системах (палеозойских и более молодых) с помощью различного рода штриховки отражается характер развития антиклинорий и антиклинорных зон: унаследованы они от поднятий более ранних стадий развития геосинклинали или являются новообразованными, инверсионными.

**6. Р а з р ы в н ы е н а р у ш е н и я.** Масштаб карты позволил показать только разломы, связанные с геосинклинальным этапом развития структур. К сожалению, до сих пор еще нет общепринятой достаточно подробной классификации глубинных разломов на генетической или морфогенетической основе. Поэтому и легендой Тектонической карты фундамента предусмотрено разделение глубинных разломов всего лишь на 4 крупные категории:

1) **линементы** — глубинные разломы планетарного масштаба, прослеживающиеся на тысячи километров;

2) **краевые швы** — глубинные разломы, генетически сопряженные со складчатыми системами (геосинклинальными прогибами);

3) **региональные глубинные разломы**, сопряженные с крупнейшими структурными элементами: мегаантиклинориями, мегасинклинориями, крупнейшими срединными массивами;

4) **основные структурные разломы**, сопряженные с отдельными антиклинориями и синклинориями, срединными массивами и блоками фундамента.

Кроме того, особыми немасштабными (точнее — безконтурными) знаками на карте показываются:

1) **планетарные зоны дробления** — «зоны обрушения» на границе материкового шельфа и областей с океаническим или переходным типом коры;

2) **региональные зоны дробления** на континенте;

3) **континентальные рифты**.

**7. П р о ч и е о б о з н а ч е н и я.** В этом разделе собраны условные обозначения разного характера, не вошедшие ни в один из предыдущих разделов.

Особенности передачи на карте различных границ тектонических структур и плутонических массивов в основном уже были рассмотрены выше при обсуждении соответствующих разделов легенды. Особым знаком на карте показаны предполагаемые по геофизическим данным (например, на Тимане, Кольском полуострове) границы тектонических структур, прослеживающиеся под наложенными миеосинклиналями или под крупными тектоническими покровами. Еще одна граница — контур современного распространения платформенного чехла, или, что то же самое, контур щитов и вообще обнаженных складчатых областей. Чтобы не затруднять чтение основного содержания карты, эта граница передается цветной (сине-зеленой) линией, проведена она весьма схематично и совсем отсутствует там, где она совпадает с береговой линией морей, в том числе и крупных внутренних морей: Черного, Каспийского, Аральского. Основное назначение этой линии — выделить районы, где тектоническое районирование дано не только по геофизическим данным, но в большей степени в результате использования прямых геологических данных. Здесь же скажем, что в наименее изученных закрытых районах, где возраст складчатости устанавливается лишь предположительно, к индексу добавляется знак вопроса. Например, Sv?, B<sub>2</sub>? и т. д.

Система условных знаков для передачи деталей внутренней структуры включает в себя немасштабные условные знаки осей отдельных антиклинальных структур, в том числе и выделенных по геофизическим данным (для Сибирской платформы). Сплошные тонкие линии используются для передачи рисунка основных простираний выявленного по трансформированной карте аномального магнитного поля — карте магнитных тел, составленной на территории всей

Европейской платформы. Эти данные, на наш взгляд, наиболее объективно и полно отражают внутреннюю структуру складчатого фундамента. Для элементов простираения, выявленных по другим геофизическим данным, применяются пунктирные линии. Наконец, в пределах океанических структур (впадины Нансена и Амундсена, хр. Гаккеля) показаны просто оси магнитных аномалий, поскольку здесь не может идти речь о складчатых структурах и, следовательно, об элементах их простираения.

Различными наложенными цветными кружками показаны области отсутствия гранитогнейсового слоя: а) в пределах материковых платформ (например, в Прикаспийской впадине), б) в пределах океанических платформ и в) в пределах современных геосинклиналей.

На карту нанесены современные (действующие) вулканы, являющиеся важным тектоническим элементом современных геосинклинальных областей.

## ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1933. Т. XI (4).

Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.; Л., 1937.

Богданов А. А., Кинг Ф. Б., Муратов М. В. и др. Проект создания первой Международной тектонической карты Земли // Тектонические карты континентов на XXII сес. Междунар. геол. конгр. М., 1967.

Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летаев А. И. Об особенностях переходных комплексов зон каледонской и герцинской консолидации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 5.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника // Геология и геофизика. 1967. № 10.

Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2 500 000 / Подготовлена к изд. под рук. Н. С. Шатского, Г. Штилле, А. А. Богданова, Ф. Блонделя. М., 1964.

Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1967. № 10.

Спижарский Т. Н. О некоторых дискуссионных вопросах тектоники, возникших при составлении тектонической карты Советского Союза масштаба 1 : 2 500 000 // Проблемы региональной геологии и металлогении. Л., 1967. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 143).

Тектоника Европы: Объясн. записка к Междунар. тектон. карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. М., 1964.

Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000 / Гл. ред. А. Л. Яншин. М., 1966.

Тектоническая карта Сибири и Дальнего Востока. Масштаб 1 : 10 000 000 / Составители Э. Э. Фотиади, Ф. С. Моисеенко, А. А. Никольский. М., 1965.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000 / Гл. ред. Н. С. Шатский. М., 1956.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000 : Объясн. записка. М., 1957.

Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 10 000 000 / Ред. А. А. Богданова. М., 1961.

Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 2 500 000 / Гл. ред. Т. Н. Спижарский. М., 1966.

Хайн В. Е. Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры // Деформация пород и тектоника: Междунар. геол. конгр. 22-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 4. М., 1964.

Шатский Н. С., Богданов А. А. О Международной тектонической карте Европы. Масштаб 1 : 2 500 000 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 4.

Яншин А. Л. Тектоническая карта Евразии. // Деформация пород и тектоника: Междунар. геол. конгр. 22-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 4. М., 1964.

## ЗЕМНАЯ КОРА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА (ВВЕДЕНИЕ)<sup>1</sup>

Древняя докембрийская консолидированная земная кора несомненно представляет собой один из интереснейших объектов познания геологии нашей планеты сегодня. По степени изученности и накопленному фактическому материалу

<sup>1</sup> Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978.

одним из благоприятных участков изучения ранней палеокоры является Балтийский щит — крупнейший выступ фундамента древней Восточно-Европейской платформы. В настоящее время наиболее изучена восточная, советская часть Балтийского щита, результаты исследований которой и являются предметом данного изложения.

В книге рассматриваются основные итоги многолетних исследований в области геологии и глубинного строения земной коры Карело-Кольского региона, проводившихся в пределах плана Балтийской секции Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии при ОГГГ АН СССР. Результаты конкретных поэтапных исследований геологии, геофизики, геохимии были опубликованы в более ранних трудах, где, как и в данной монографии, нашли отражение исследования по Карелии и Кольскому полуострову, проводившиеся Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР (ИГГД), Западным геофизическим трестом (ЗГТ) и Северо-Западным территориальным геологическим управлением (СЗТГУ) Министерства геологии РСФСР, Карельским и Кольским филиалами АН СССР и Ленинградским горным институтом Министерства высшего и среднего специального образования РСФСР (ЛГИ).

Целью настоящего изложения является характеристика на современном уровне знаний глубинного строения земной коры и связи с ним квартируемого геологического строения как основы для познания закономерности возникновения и размещения месторождений полезных ископаемых.

Приведены результаты новейших комплексных геологических, геофизических, петрологических и изотопно-геохронологических исследований земной коры восточной (советской) части Балтийского щита — одного из наиболее изученных районов развития раннедокембрийской земной коры континентального типа. На базе совместного многопланового анализа этих данных разработаны новые представления о строении и эволюции региона. Более детально рассмотрен Карело-Кольский геоблок и прилегающие к нему участки Свеккофеннского геоблока. Здесь выделен и охарактеризован ряд блоковых структур более высокого порядка — мегаблока и сегментов, а также разграничивающих их шовных зон. Каждая из этих структур характеризуется своими особенностями геологического развития, что нашло отражение в их физических полях. Обсуждена проблема возможного несоответствия глубинных структур земной коры щита близповерхностным. На основании изучения деформационных, метаморфических и магматических процессов, а также изотопно-геохронологических данных произведена корреляция эндогенных процессов и показано сходство и различие термодинамических и геотектонических режимов в разных сегментах и мегаблоках на разных стадиях развития земной коры восточной части Балтийского щита.

Очевидно, что к такой проблеме можно подойти с различных позиций, и каждое из этих направлений представляет само по себе большой научный интерес. В данном случае выбор определяется стремлением выявить некоторые основные черты глубинного строения земной коры в их связи с геологическими структурами в современном эрозионном срезе Балтийского щита. В соответствии с этим на рассматриваемой территории выделены разные по значимости и различные по строению участки (геоблоки, мегаблоки и т. д.) и по возможности определено время их образования, позволяющее наметить общую направленность эволюции блоковой структуры земной коры.

Рассмотрению строения земной коры собственно восточной части Балтийского щита предшествует краткая характеристика строения всего Балтийского щита и обрамляющих его с северо-запада скандинавских каледонид. Такой вводный очерк представляется необходимым с целью показа пространственного и временного положения в общей структуре земной коры всего щита главных структурных элементов его восточной части. Для нее же приводится более полная характеристика этих структурных элементов с описанием их глубинного

строения по геофизическим данным и основных черт геологии, магматизма и метаморфизма с точки зрения их специфики и различий между собой, определяемых прежде всего особенностями глубинных процессов структуро- и пороодообразования в условиях различных термодинамических режимов; рассматривается зависимость современных тектонических структур и движений от строения палеокоры.

В последней части даются некоторые обобщающие выводы о развитии структуры восточной части Балтийского щита.

В основу рассмотрения строения и эволюции коры восточной части Балтийского щита положено представление о ее длительной и сложной истории развития, включающей по крайней мере два этапа геосинклинального развития и длительный эпиконтинентальный период. В результате этого в пределах щита на современный уровень эрозионного среза выведены участки, разные по времени и условиям формирования. Очевидно, что в процессе такой эволюции земная кора испытывала различные преобразования, и современное ее состояние, доступное изучению геофизическими и геологическими методами, является итогом всего предшествующего развития, в том числе и неотектонических движений. В связи с этим ни одна из существующих методик изучения земной коры сама по себе не может определить природу того или иного явления. Геологические методы позволяют изучить строение современного эрозионного среза земной коры и реконструировать последовательность геологических явлений, наблюдаемых в этом срезе, но сами по себе могут дать крайне мало в плане прослеживания выявляемых структур на глубину и установления природы происходивших (и происходящих) там явлений. Основная информация о глубинном строении регионов поставляется геофизическими методами, главным образом сейсмическими и гравиметрическими. Однако эти данные фиксируют только современное состояние земной коры (значения упругих параметров слагающих ее пород, положение в разрезах сейсмических границ, распределение масс) и не несут самостоятельной прямой информации об их природе и времени формирования. Магнитное поле отражает современное положение магнитоактивных масс, но содержит также следы предыдущей истории развития магнитного поля благодаря наличию термоостаточного намагничивания горных пород.

Наряду с геофизикой важную информацию о современном состоянии земной коры несет неотектоника, позволяющая изучить режим новейших движений и сопоставить их с глубинным строением региона, сформировавшимся в результате длительного процесса геологического развития.

И, наконец, петрологические методы (изучение метаморфизма, деформаций, магматизма) позволяют реконструировать термодинамические режимы, последовательно проявлявшиеся в изучаемом сегменте земной коры, и тем самым корректно их сопоставить с аналогичными режимами других регионов с целью построения общей модели земной коры и верхней мантии.

Совершенно очевидно, что ввиду не всегда достаточного объема фактических данных и сложности геологической истории Балтийского щита не все геологические события могут быть отражены одинаково полно на уровне его современного эрозионного среза. Поэтому наряду с участками, где наблюдается полное соответствие глубинных структур наблюдаемым на поверхности, намечаются районы, где это соответствие не устанавливается. Интерпретация строения таких участков производилась с привлечением материалов, полученных разными методами, которые позволили определить время проявления той или другой особенности (или особенностей) геологического развития. Поэтому за основу районирования щита был принят геолого-исторический принцип, учитывающий последовательность и время проявления событий, а не только их выражение в современном строении земной коры.

При обобщении имеющихся данных по метаморфизму ставился ряд спе-

циальных задач взаимосвязи глубинных процессов с вытекающей отсюда необходимостью выяснения характерных признаков глубинного петрогенезиса, которые непосредственно связаны с режимом тектонических движений, определяемых глубинными причинами и не зависящих от степени эродированности конкретных блоков земной коры. Одним из таких признаков оказалась интенсивность теплового потока, определяемая в принципе на любом уровне проявления метаморфизма на основании петрологических критериев.

Схема глубинного строения восточной части Балтийского щита в масштабе 1 : 20 000 000 составлена в результате анализа обширной геолого-геофизической информации с применением элементов статистической обработки. Совместно анализировались следующие материалы: наблюдаемое гравитационное поле и его трансформанты, магнитное поле  $\Delta T_a$ , данные о плотности и упругих свойствах горных пород, положение в разрезах поверхностей раздела земной коры (поверхностей Мохоровичича — М, Конрада — К) и других внутрикоровых сейсмических границ), полученное по результатам глубинных сейсмических исследований.

При выделении блоков земной коры различных порядков использовались главным образом карты наблюденного и осредненного гравитационного поля с различными радиусами осреднения.

С учетом результатов сейсморазведки и геологических данных удалось сопоставить аномальные области гравитационного поля с различными блоками земной коры, характеризующимися определенным строением и составом слагающих их комплексов пород. Соответственно зоны горизонтальных градиентов поля силы тяжести также удовлетворительно сходятся с разделяющими блоки крупными протяженными структурно-тектоническими швами (зоны сопряжения), которые отличаются совокупностью проявления в них специфических глубинных тектонических, магматических и метаморфических процессов, характеризующих их как глубинные мобильно-проницаемые зоны.

В пределах восточной части Балтийского щита выделены области, где наметился различный тип статистической связи между осредненными гравитационным полем и положением глубинных границ раздела коры щита. На основании этой зависимости построена схема стратоизогипс поверхности М. Морфоструктуры поверхности М отражают районирование осредненного поля силы тяжести.

Для региона по комплексу геолого-геофизических данных построены глубинные разрезы, на основании которых сделана попытка типизации разрезов земной коры. На схеме глубинного строения восточной части Балтийского щита намечены блоки коры сиалического и симатического типов, разделяющиеся по набору составляющих слоев.

В основу настоящей работы в области геофизических исследований были положены не только важнейшие результаты, но и методический опыт многолетней работы ЗГТ и ЛГИ по геофизическому изучению советской (восточной) части Балтийского щита. К последним в области сейсмических исследований относятся проводившаяся в 1973 г. И. В. Литвиненко с сотрудниками комплексная геолого-геофизическая интерпретация данных по региональным профилям, построенным методами глубинного сейсмического зондирования и отраженных волн, а затем детализированным С. А. Анкудиновым и Э. В. Муровой, а также произведенный Л. Н. Платоненковой и И. В. Литвиненко анализ результатов сейсмических исследований зарубежной части щита. В области гравиметрических исследований и использования их результатов для изучения строения земной коры надо отметить следующие материалы: составленные Г. А. Завинской, Р. В. Былинским и Н. А. Терентьевым для всей территории Балтийского щита карты гравитационного поля с радиусом осреднения от 30 до 130 км; А. И. Коневоу, Ю. А. Сипаровой и Г. А. Поротовой — среднемасштабные карты с радиусом осреднения 35 км и на их основе — схемы тектониче-

ского районирования Карело-Кольского региона; построенные Р. В. Былинским и Т. Л. Семеновой расчетные геолого-геофизические разрезы на всю мощность коры; произведенный Г. А. Завинской, Р. В. Былинским и Э. А. Мягковой совместный статистический анализ сейсмических и гравиметрических данных с целью построения карт стратоизогип опорных поверхностей М и К.

Весьма существенными для настоящего исследования были проводившиеся в то же время, главным образом ИГГД АН СССР и Геологическим институтом Карельского филиала АН СССР, работы по целенаправленному изучению закономерностей тектонической локализации и эволюции эндогенных процессов, которые обусловили необходимость переосмысливания огромного материала по геологии и петрологии докембрийских комплексов Балтийского щита и особенно его восточной части, на основании специальных методов структурного и петрологического анализов.

Помимо новизны исходных данных, важной особенностью этой работы является то, что в ней впервые для изучения палеокоры Балтийского щита проводится совместный взаимосвязанный анализ результатов геофизических и геологических исследований.

Существенно отличается рассмотрение геологических аспектов, в котором наряду с обычными данными содержится обстоятельный региональный анализ процессов деформаций и связанных с ними явлений метаморфизма и магматизма, позволяющих по-новому понимать глубинные эндогенные процессы изменения и становления вещества в глубинных зонах земной коры в ходе эволюции (во времени) и в конкретных структурах (в пространстве). Последнее дает возможность по-новому подойти к вопросам корреляции различных эндогенных процессов и глубинных термодинамических режимов не только в пределах отдельных структур, но и во взаимном их развитии. Сделана попытка пространственной и причинной корреляции неотектоники с геологическим и глубинным строением коры.

Несомненно, что такой подход создает совершенно новые возможности для дальнейшей, более глубокой разработки проблемы строения и эволюции древней земной коры и приводит к более обоснованному, содержательному анализу и интерпретации геофизических данных для целей прикладной геологии. Разносторонняя историко-геологическая характеристика земной коры восточной части Балтийского щита позволяет выявить существенно новое как при выделении главных структурных элементов и особенностей их внутреннего строения, так и в рассмотрении их взаимного развития и взаимодействия, что имеет немаловажное значение для дальнейшей разработки вопросов металлогении и направления поисков месторождений полезных ископаемых.

Естественно, сложность и многогранность анализируемых процессов геологического развития земной коры Балтийского щита и все еще относительно ограниченный объем фактического материала приводят к тому, что далеко не по всем рассматриваемым вопросам могут быть сделаны однозначные выводы. Дискуссионные положения в монографии подчеркнуты особо, и это должно сыграть свою роль для дальнейших целенаправленных комплексных исследований.

## БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА<sup>1</sup>

В пределах Балтийского щита, как и в других регионах, установлена наиболее отчетливая сейсмическая граница со скоростью около 8.1 км/с, на которой предполагается перепад скорости 0.3—0.4 км/с, отождествляемой со скоростью

<sup>1</sup> Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978. С. 40—53. (Совместно с Р. В. Былинским).

подошвы земной коры (поверхности М). Есть основания предполагать, что этот опорный сейсмический раздел разграничивает оболочки литосферы с различной плотностью ( $\sigma$ ), равной 3.2 и 2.9 г/см<sup>3</sup>.

Выше поверхности М в толще коры щита менее надежно прослеживается несколько других сейсмических границ. Среди них нередко выделяется граница с граничной скоростью ( $V_r$ ) 6.4—6.9 км/с, для которой можно предполагать и скачкообразное увеличение скорости; согласно общепринятым представлениям, эта граница отождествляется с поверхностью «базальтового» слоя (раздела К). Иногда в разрезах отмечается также граница с  $V_r$  равной 5.9—6.1 км/с. Можно высказать предположение, что она также разграничивает слои коры с различной  $\sigma$ , равной 2.75—2.80 и 2.65—2.67 г/см<sup>3</sup>. В дальнейшем эта граница отождествляется с кровлей «диоритового» слоя. Сейсморазведкой обычно выделяется также подошва осадочно-вулканогенного слоя в пределах отдельных структур.

На основании изложенного можно наметить не двухслойную, как это обычно делалось, а более сложную — четырехслойную модель коры Балтийского щита: I — осадочно-вулканогенный, условно названный  $\alpha$ -слой ( $\sigma=2.62—2.87$  г/см<sup>3</sup>); II — гранитно-ультраметаморфический, или  $\gamma$ -слой ( $\sigma=2.60—2.65$  г/см<sup>3</sup>); III — «диоритовый», или  $\delta$ -слой ( $\sigma=2.75—2.80$  г/см<sup>3</sup>); IV — «базальтовый», или  $\beta$ -слой ( $\sigma=2.90—$ г/см<sup>3</sup>).

Выделяемые слои разграничиваются в разрезе коры названными выше структурными поверхностями. Слои I—III рассматриваются как дифференцированный надбазальтовый слой, который содержит существенные плотностные неоднородности, сравнительно хорошо выделяемые гравитационным методом.

При анализе гравитационного поля щита учтено влияние подкорового слоя верхней мантии; предполагается перидотит-пироксенит-оливинитовый состав этого слоя со средневзвешенной плотностью ( $\sigma$ ) 3.2 г/см<sup>3</sup>. В «базальтовом» слое, по общепринятому мнению, вероятно, преобладают породы габбро-анортозитового и габбро-норитового ряда ( $\sigma=2.9$  г/см<sup>3</sup>). Вещество подкорового слоя верхней мантии и «базальтового» слоя коры представлено на уровне эрозионного среза в интрузивных телах, трубках взрыва, субвулканических образованиях, а возможно, и в тектонических клиньях вдоль крупнейших глубинных разломов.

Породы выше этого слоя можно подразделить на магматические, ультраметаморфические и супракрустальные комплексы. К породам «диоритового» слоя по своим физическим свойствам можно отнести гранодиориты, чарнокиты, гнейсогранодиориты, местами существенно гранитизированные, а также различные гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации. Все эти породы широко развиты в Западно-Кольском блоке и входят в состав кольской серии и ее предполагаемого фундамента.

В гранито-ультраметаморфический слой включены комплексы сильно гранитизированных пород, а также аллохтонных и автохтонных гранитоидов. В частности, этот слой составляет древнейший фундамент супракрустальных комплексов, входящих в состав осадочно-вулканогенного слоя. В комплекс автохтонных гранитоидов входят гранитизированные гнейсы, гнейсограниты, гнейсогранодиориты, олигоклазовые граниты и мигматит-граниты I группы. К комплексам аллохтонных гранитоидов отнесены многие диапирплутоны Свекофеннской области и другие подобные образования.

Дифференцированные надбазальтовые слои коры, вероятно, имеют в общем случае линзовидную форму, обуславливающую их локальное распространение. Подстилающий эти образования «базальтовый» слой, возможно, развит в пределах региона повсеместно и имеет, судя по упругим свойствам, несколько различающиеся по площади значения плотности, а следовательно, и изменяющийся состав пород. Однако изучение неоднородностей в «базальтовом» слое в настоящее время представляет большие методические трудности.

По набору составляющих надбазальтового слоя произведена типизация разрезов коры различных структур региона. Структурообразующее и металлогеническое значение в формировании разреза коры следует, по-видимому, придавать гранитоультраметаморфическому и нижележащему слоям. По принципу наличия (1-й тип) или отсутствия (2-й тип) образований гранитоультраметаморфического  $\gamma$ -слоя выделены типы разреза земной коры Балтийского щита. По набору остальных составляющих надбазальтового слоя типы разделены на подтипы. Первый тип разреза имеет три подтипа: 1а ( $\alpha, \gamma, \delta, \beta$ ), 1б ( $\gamma, \delta, \beta$ ), 1в ( $\alpha, \gamma, \beta$ ), второй тип включает два подтипа: 2а ( $\alpha, \delta, \beta$ ) и 2б ( $\delta, \beta$ ). По мере получения новых данных появится возможность проверить предложенную выше классификацию типов коры и уточнить неизбежные для нее некоторые дискуссионные положения.

Анализ мелкомасштабных гравиметрических карт щита с  $R_{\text{оср}} = 80\text{—}130$  км и среднемасштабных карт наблюдаемого поля выявляет наличие аномальных зон поля  $\Delta g$  разных порядков. По преобладающему уровню и интенсивности поля силы тяжести отчетливо различаются четыре крупнейшие зоны I порядка, или Каледонская, Дальсландская, Свекофеннская и Кольско-Карельская аномальные области. Каледонская аномальная область выражена интенсивным линейным минимумом поля  $\Delta g$  (до 55 мгл при  $R_{\text{оср}} = 100$  км). Дальсландская аномальная область представлена положительным полем  $\Delta g$  умеренной интенсивности (10—20 мгл при  $R_{\text{оср}} = 100$  км). Свекофеннская аномальная область характеризуется обширнейшим региональным минимумом поля  $\Delta g$ , представленным несколькими изометрическими аномалиями I порядка интенсивностью до 20—25 мгл ( $R_{\text{оср}} = 100$  км). Кольско-Карельская аномальная область характеризуется более сложным строением поля  $\Delta g$ , распадающегося на положительные и отрицательные аномальные зоны II порядка умеренной интенсивности, которые имеют преимущественно прямоугольные очертания.

Зоны I порядка, или области, разделяются наиболее интенсивными и протяженными зонами горизонтальных градиентов поля типа региональных гравитационных ступеней; протяженность последних превышает 1000—1200 км, а интенсивность горизонтальных градиентов достигает 0.6—1.0 мгл/км ( $R_{\text{оср}} = 30$  км).

По контурам региональных аномалий II и III порядков рассматриваемые области разделяются на ряд более мелких аномальных зон изометричных или прямоугольных очертаний.

Каледонская аномальная область включает три четкообразно расположенных региональных минимума  $\Delta g$  интенсивностью 60—85 мгл ( $R_{\text{оср}} = 50$  км). Дальсландская аномальная область характеризуется двумя максимумами  $\Delta g$  эллиптической формы с интенсивностью 0—35 мкл ( $R_{\text{оср}} = 50$  км). Свекофеннская область состоит из пяти аномальных зон II порядка, представленных участками преимущественно отрицательного поля  $\Delta g$  прямоугольных очертаний. Региональные аномальные зоны II порядка выделяются здесь с известной степенью условности и отчетливо распадаются на аномалии III порядка, отвечающие преимущественно изометричным минимумам интенсивностью до 35 мгл ( $R_{\text{оср}} = 30$  км) и отдельным округлым участкам нулевого поля. Выделяются следующие аномальные зоны II порядка: Лапландская, Северного Норланда, Центрального Норланда, Готская и Меларен.

Кольско-Карельская аномальная область по характеру поля подразделяется на пять аномальных зон II порядка: Кольскую, Беломорскую, Карельскую, Ладожскую и Выборгско-Новгородскую. Зоны характеризуются различными положительными и отрицательными полями  $\Delta g$  интенсивностью в первые десятки миллигал, имеют прямоугольные очертания и ориентированы на северо-запад. Зоны II порядка разграничиваются региональными гравитационными ступенями, отвечающими горизонтальным градиентам  $\Delta g$  интенсивностью 0.4—

0.7 мгл/км ( $R_{\text{оср}} = 30$  км) при протяженности 700—1000 км. Зоны II порядка разделяются на аномальные зоны  $\Delta g$  III порядка.

Перечисленные выше аномальные зоны гравитационного поля положены в основу дальнейшего описания блокового строения Балтийского щита.

В глубинных границах участок литосферы, отвечающий Балтийскому щиту, представляет собой практически правильный прямоугольник, ориентированный по удлинению на северо-восток. По очертаниям в физических полях региона отчетливо прослеживаются все ограничения щита, кроме участка его юго-восточной границы от Финского залива до п-ова Ютландия, где эта граница (в современных очертаниях) пересекает складчатую систему свекофенид.

На юго-западе границей щита является система палеозойской складчатости Центральной Европы, хорошо дешифрируемая на космических снимках. На северо-западе за границу щита следует принимать систему глубинных разломов, проходящих вдоль Норвежского побережья и выражающихся интенсивнейшей региональной гравитационной ступенью. Этот тектонический шов, вероятно, ограничивает с юго-востока зону корневых структур Британско-Норвежских каледонид. Северо-восточной границей щита является Баренцевоморская ветвь Тиманских байкалитид, отделенная от Мурманского массива разломом Карпинского. С юго-востока щит ограничен выделенной нами (1975 г.) Ладожско-Мезенской зоной блоковых структур, фиксирующей на поверхности границу распространения чехла Русской плиты. Эта структура предлагалась А. А. Полкановым в качестве «большой флексуры». На участке Советской Прибалтики под чехлом плиты прослеживается к юго-востоку складчатая система свекофенид. Граница щита здесь условна и выделяется менее уверенно.

Районирование тектонических структур на основе дифференциации физических полей и различных их трансформаций иногда противоречит очевидным геологическим фактам. Такие противоречия могут быть не только субъективными из-за неточно сделанных предположений (о перепадах плотности на глубинных границах земной коры, о постоянстве плотности подкорового слоя и др.), но и объективными и могут иметь объяснение в несоответствии глубинного и поверхностного структурных планов. Новообразование тектонических структур, сопровождающееся глубокой перестройкой коры, обычно происходит снизу вверх и прежде всего выражается в подкоровом слое (верхней мантии) и в нижних горизонтах коры. Пока такие преобразования не захватят верхние слои коры, возможно несоответствие глубинной и поверхностной структуры. Физические поля отражают современное состояние коры и верхней мантии и фиксируют ее возможные преобразования на разных уровнях глубинности, разделить которые трудно. Однако вполне очевидно, что для целей тектонического районирования на уровне структур I порядка в первую очередь необходимо учитывать те элементы структурного плана, которые имеют длительное существование и отражают стиль тектонического развития того или иного сегмента литосферы на определенном (наиболее характерном или активном) этапе геологической истории.

С учетом результатов районирования поля силы тяжести с большим и средними радиусами осреднения на основании сложившихся представлений о слоисто-блоковом строении коры Балтийский щит разделен на ряд соподчиненных структурных элементов: геоблоки, мегаблоки, сегменты и блоки (рис. 32).

Геоблоки отображаются на гравиметрических картах с  $R_{\text{оср}} = 100—130$  км и отвечают аномальным зонам или областям поля I порядка. Они окаймляются и разделяются крупнейшими пограничными (межгеоблоковыми) тектоническими швами, выражающимися в поле силы тяжести в виде региональных гравитационных ступеней протяженностью свыше 1000—1200 км. Геоблоки отвечают геохронологическим зонам щита. С границами геоблоков совмещаются изохроны, окаймляющие соответствующие геохронологические зоны.

В пределах Балтийского щита и его северо-западного каледонского обрам-

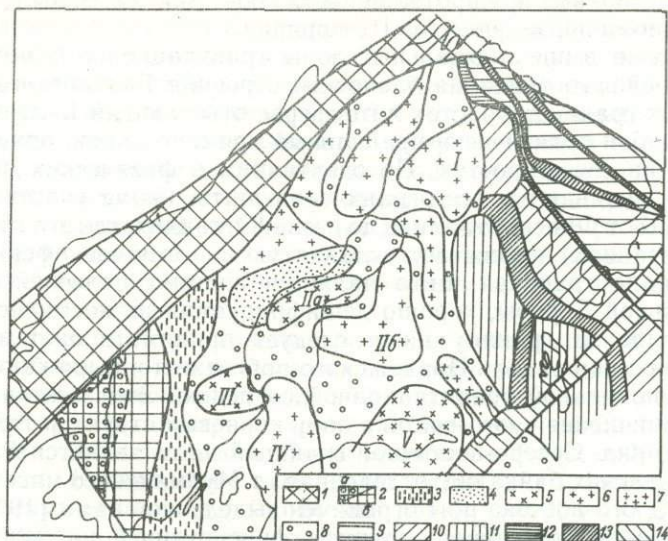


Рис. 32. Схема геолого-геофизического районирования Балтийского щита.

1 — Каледонский геоблок; 2 — Дальсландский геоблок (а — дальсландские супракрустальные породы, б — массив Юго-Западной Швеции); 3—8 — Свекофеннский геоблок (3 — зона готской активизации, 4 — синклиорий Центрального Норланда; 5—7 — антиклинорные зоны соответственно с минимальными, умеренно отрицательными и умеренно положительными значениями силы тяжести; 8 — синклинорные зоны); 9—11 — мегаблоки (9 — Кольский, 10 — Беломорский, 11 — Карельский); 12 — Главный Беломорский шов; 13 — мобильно-проницаемые зоны; 14 — Ладожско-Мезенская зона блоковых структур. I—V — массивы (I — Лапландский, II<sub>a</sub> — Васса, II<sub>b</sub> — Центрально-Финляндский, III — Смоландский, IV — Алландский, V — Выборгский).

ления по указанным принципам выделяется четыре геоблока: Каледонский, Дальсландский, Свекофеннский и Карело-Кольский (рис. 32).

К а л е д о н с к и й г е о б л о к (предполагаемая мощность коры 30—37 км), как отмечалось выше, представляет собой северо-западное ограничение собственно Балтийского щита. В схемах тектонического районирования по геологическим данным он отвечает Скандинавской ветви Британско-Норвежской системы каледонид. Краткое описание здесь вместе со структурами собственно Балтийского щита интересно тем, что своеобразие этого геоблока не может быть объяснено влиянием одного лишь каледонского тектогенеза. На самом деле, каледонские тектонические покровы надвинуты здесь на древнее докембрийское основание, которое в виде тектонических окон прослеживается вплоть до северо-западного побережья Норвегии. Вероятно, переработка коры началась раньше каледонского тектогенеза, на этапе существования последальсландской—докаледонской складчатой системы, унаследованной каледонидами.

В эрозионном срезе геоблока представлены древнейшие породы фундамента гранитоидного состава (древнее 2700 млн лет) и образования трех структурных ярусов осадочно-вулканогенного слоя: гнейсы, сопоставимые с карельскими, осадочные и вулканогенные комплексы верхнего протерозоя (рифей) и отложения эокембрия — нижнего палеозоя. Самостоятельное развитие Каледонского геоблока, по-видимому, проявилось с конца протерозоя, когда он испытал интенсивное погружение, компенсированное накоплением мощной эокембрийской спарагмитовой серии темно-серых и красных песчаников с горизонтами кварцитов, сланцев, известняков и филлитоподобных конгломератов. Спарагмитовая серия со структурным несогласием залегает на метаморфическом основании и перекрывается глинистыми сланцами нижнего палеозоя (кембрий—силур), включающими горизонты вулканитов.

В гравитационном поле Каледонский геоблок выражается отрицательной региональной аномалией I порядка интенсивностью 70—110 мгл, что превышает

максимальное значение региональных аномалий поля  $\Delta g$  на Балтийском щите; аномалии II порядка, вероятно, фиксируют отдельные структуры фундамента. Характер гравитационного поля геоблока свидетельствует о значительном дефиците плотности в верхних слоях коры, что может быть обусловлено наличием гранитоультраметаморфического слоя значительной мощности. С учетом результатов совместного анализа сейсмических и гравиметрических данных по восточной части щита в данном геоблоке можно предполагать два варианта строения коры. Может отсутствовать  $\delta$ -слой, и разрез коры оказывается трехслойным ( $\alpha$ ,  $\gamma$ ,  $\beta$ ). В таком случае залегание гранитоультраметаморфического слоя значительной мощности (10—15 км) непосредственно на базальтовом слое позволяет объяснить появление интенсивнейшего регионального гравитационного минимума, отвечающего Каледонскому геоблоку. Однако нельзя исключить существенного влияния на характер этой гравитационной аномалии увеличения мощности «надбазальтового» слоя в результате нагромождения мощных каледонских тектонических покровов на гетерогенное архейско-протерозойское гранитометаморфическое и осадочно-вулканогенное основание.

Характерно дискордантное положение Каледонской аномальной зоны поля  $\Delta g$  относительно Дальсландской и Свекофеннской аномальных зон, что подтверждает относительную молодость первой. Отмечается совпадение юго-восточной границы каледонид с региональной гравитационной ступенью, отвечающей Каледонско-Свекофеннскому пограничному тектоническому шву. Учитывая аллохтонное залегание каледонид в зоне этого шва, можно высказать предположение об ограничивающем влиянии шва (как тектонического уступа) на область распространения к юго-востоку тектонических покровов каледонид.

Залегание маломощных покровов норвежских каледонид в зоне Каледонско-Свекофеннского шва устанавливается по результатам аэромагнитной съемки. Амплитуда горизонтальных перемещений каледонских покровов достигает 100—150 км. Надвиг вдоль юго-восточной границы каледонской складчатой системы выявляется в результате геологических наблюдений (многочисленные эрозионные окна свекофеннских и более древних образований среди каледонских) и отчетливо дешифрируется на космических снимках.

Северо-западная граница геоблока совпадает с гравитационной ступенью шириной 30—100 км при протяженности свыше 1000 км. Вдоль Норвежского побережья прослеживается зона максимального горизонтального градиента поля  $\Delta g$  для всей рассматриваемой территории шириной около 100 км и интенсивностью до 1,5 мгл/км ( $R_{\text{оср}} = 30$  км). Столь резкая гравитационная ступень свидетельствует о значительной глубинности фиксируемого ею тектонического шва и принципиальном различии состава и строения коры сопряженных по нему блоков. Юго-восточная граница геоблока фиксируется более пологой гравитационной ступенью шириной 30—50 км и интенсивностью 0,7—0,8 мгл/км. По данным гравиметрии предполагается проникновение указанного шва в подкоровый слой (верхнюю мантию) при крутом падении сместителя к северо-западу.

Дальсландский геоблок (предполагаемая мощность коры 30—37 км) представляет собой ранне-среднепротерозойскую складчатую область, близкую по типу геологического развития в раннем докембрии к Карельской. Этот геоблок испытал в позднем протерозое (800—1100 млн лет) интенсивную тектономагматическую активизацию, сопровождавшуюся площадной гранитизацией и региональным метаморфизмом.

Древнейшие архейские образования Дальсландского геоблока представлены комплексом красных и серых гнейсов, слагающих массив Юго-Западной Швеции. На эродированную поверхность гнейсов налегает формация Омоль, представленная вулканитами кислого и среднего состава с кварцитами и конгломератами. Подстилающие гнейсы и формация Омоль в позднем протерозое были интродуцированы гранитоидами. Западнее последних залегает серия Сту-

ра—Ле-Марстранд (метаморфизованные кварциты, сланцы, вулканиты). Более молодыми являются серии Кгаппебо (конгломераты, граувакки, кварциты, риолиты) и Даль (аркозы, конгломераты, сланцы, основные эффузивы). Возраст дальсландия 900—1000 млн лет. Породы серии Даль прорваны гранитами Бохус с возрастом 1010 млн лет. Близкий возраст имеет базальт-риолито-кварцит-конгломератовая серия Телемарк (1500—1100 млн лет) и сопровождающие ее граниты (900—1000 млн лет) Южной Норвегии. По северному краю геоблока они подстилают эокембрийские и кембросилурийские отложения и перекрыты каледонскими надвигами. Эти образования завершают этап позднепротерозойской активизации ранне-среднекембрийского фундамента на юго-западной периферии Балтийского щита.

Геохронологический анализ свидетельствует о соответствии Дальсландскому геоблоку особой Свекофенно-Карельской геохронологической зоны, которая очерчивается геохроной 1 млрд лет. Положение геохроны совпадает с зоной «дробления и сланцеватости» вдоль глубинного разлома, который отделяет массив красных и серых гнейсов Юго-Западной Швеции от области свекофеннских структур.

В поле силы тяжести Дальсландский геоблок выражается двумя положительными региональными аномалиями II порядка интенсивностью 30—40 мгл ( $R_{\text{оср}} = 30$  км). Контуры этих аномалий очерчивают треугольную форму массива красных и серых гнейсов, западная часть которой наиболее интенсивно переработана дальсландской активизацией.

Границами геоблока являются зона каледонских надвигов на северо-западе и зона «дробления и сланцеватости» на востоке. Отсюда время окончательного обособления Дальсландского геоблока в его современных границах можно определить как дальсландское (около 1000 млн лет) на юго-востоке и каледонское на северо-западе.

Свекофеннский геоблок (предполагаемая мощность коры 35—42 км) целиком отвечает Свекофенно-Карельской складчатой области, развитие которой завершилось 1800—1750 млн лет назад. Юго-западная половина данного геоблока (Южная и Западная Финляндия, Юго-Восточная и Центральная Швеция) относится к области собственно Свекофеннской складчатости (свекофенниды), тогда как северо-восточная половина (Восточная, Центральная и Северная Финляндия и Северная Швеция) представляет собой область развития карельской складчатости (карелиды).

Для Свекофеннской складчатой области, развитие которой обусловило своеобразие глубинной структуры южной и центральной частей этого геоблока, характерны присутствие в составе осадочно-вулканогенного слоя в большом количестве кислых и средних эффузивов (Лептитовой формации), широкое развитие свекофеннских гранитоидов, отсутствие неизмененного архейского основания, наличие петельчато-мозаичного типа свекофеннского структурного плана, связанного с многократностью деформаций и с явлениями глубинного диапиризма.

Структура свекофеннид представляет сочетание тел свекофеннских гранитов изометричной или неправильной формы, массивы которых окаймляются дугообразными и полукольцевыми складчатыми зонами свекофеннских сланцев и гнейсов. По аналогии с расчетными данными, полученными нами для Карело-Кольского геоблока, предполагается увеличенная до 40—42 км мощность земной коры в пределах синклиновых зон и сокращенная до 33—35 км мощность коры под участками гранитоидов.

Выделяется шесть главных складчатых зон свекофеннид — четыре в Швеции и две в Финляндии. В их сложении существенная роль принадлежит мелкозернистым кварц-полевошпатовым метаморфическим породам, возникшим за счет кислых эффузивов и мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, глиноземистым сланцам и грауваккам, нередко измененным в кордиеритовые и другие глиноземистые гнейсы, среди которых встречаются пачки железорудных

пород; местами присутствуют мраморы. Основные и средние эффузивы распространены незначительно.

Более изучена зона свекофеннид Центральной Швеции, в которой породы лептитовой формации, превращенные региональным метаморфизмом в различные гнейсы, слагают две сопряженные дугообразные структуры — синклинорий Меларен и антиклинорий Свеаланд. На лептитовой и сланцевой формации в этой зоне несогласно залегают конгломераты Элвестроп. Лептитовые сланцы прорываются раннесвекофеннскими умеренно кислыми гранитами с возрастом 1880 млн лет, которые образуют крупные конформные тела. Позднесвекофеннские существенно микроклиновые граниты (1730—1800 млн лет) среди свекофеннских образований сопровождаются широкими ареалами мигматитов. В Северном Норланде разрез свекофеннид представлен преобладающими основными, средними и кислыми эффузивами, которые несогласно перекрыты филлитами серии Эльваберг и вышележащими конгломератами Варгформ. Породы интенсивно дислоцированы и прорваны раннесвекофеннскими гранитоидами Иорн и более молодыми позднесвекофеннскими калиевыми гранитами формации Ревсунд с сопровождающими их мигматитами и пегматитами (1785 млн лет).

На значительной площади Центральной и Северной Швеции на глубоко размытых структурах свекофеннид и свекофеннских гранитоидах несогласно залегают недислоцированные и неметаморфизованные толщи кислых (частью основных) вулканитов субиотния с возрастом 1700—1500 млн лет и сопровождающие их гипабиссальные интрузии гранитов и граносиенитов (Лина, Сарсем и др.) с возрастом 1500 млн лет и граниты рапакиви Рагунда (1340 млн лет). Согласно перекрывающие их песчаники иотния (1400—1200 млн лет) с прорывающими дайками и силлами долеритов составляют наиболее ранний осадочный чехол области свекофеннид. Более поздними являются песчаники спарагмитовой серии, тиллиты и песчано-глинистые отложения варяжской серии венда, встречающиеся вдоль границы с каледонидами.

В южно-финляндской зоне строение свекофеннского супракрустального комплекса лучше сохранилось в синклинальных структурах Тампере и Таммела. В полном разрезе А. Симонен различает граувакки и глинистые сланцы мощностью более 3000 м, слагающие наиболее низкий член комплекса. Выше следует мощная (1600—2200 м) толща кварц-полевошпатовых пород (лептитов), возникших за счет аркозов, граувакк и кислых пирокластов. Верхи сложены тоже мощной (1800—2500 м) серией основных, часто средних вулканитов, разделенных толщей конгломератов, граувакковых сланцев и аркозов мощностью 700—800 м. Суммарная мощность свекофеннского комплекса достигает 8 км. В других районах отдельные члены разреза отсутствуют, как, например, в актиклинах Юлиярви, где преобладают филлиты и кварцевые песчаники с основными и средними вулканитами (до 1 км). В Юго-Западной Финляндии среди них появляются известняки.

Свекофеннские образования подверглись зональному региональному метаморфизму андалузит-силлиманитового типа от зеленосланцевой до гранулитовой фации, изменившему исходные породы на большей части территории в различные кристаллические сланцы, гнейсы (кинцигиты) и высокотемпературные мраморы.

Широко развитые в этой области граниты представлены формацией соскладчатых кварцевых диоритов, гранодиоритов, трондземитов и чарнокитов возрастом 1900 млн лет и позднескладчатыми микроклиновыми гранитами и мигматитами возрастом 1750—1800 млн лет. Часто они, вероятно, представляют собой сильно реоморфизованное досвекофеннское гранитное основание.

С севера южно-финляндская ветвь свекофеннид ограничена обширным Центрально-Финляндским гетерогенным массивом гранитоидов. Среди них по периферии массива преобладают гранодиориты, кварцевые диориты и диориты (1900—1880 млн лет), а в центре его находятся огнейсованные граниты воз-

растом 1775 млн лет. На северо-западе этот массив отделяется от массива гранитов Васа, занимающего, по данным гравиметрии, центральную часть акватории Ботнического залива, Западно-Финляндской полосой свекофеннид, в сложении которой преобладают глиноземистые гнейсы.

Севернее Центрально-Финляндского массива на значительных площадях распространены супракрустальные образования свекофеннского комплекса, испытавшие лишь среднетемпературный (ставролитовые субфации фации кумингтонитовых амфиболитов) метаморфизм и в связи с этим хорошо сохранившие признаки своей первичной природы. Анализ тектонической структуры этого района позволил воссоздать в общих чертах стратиграфическую последовательность толщ. В основании разреза залегает мощная серия вулканитов кальциево-щелочного ряда основного и среднего состава, а в ее верхах выявляются малоомочные пачки кислых эффузивов (лептитов). Далее, после горизонтов конгломератов следует терригенная флишевая граувакковая толща. В верхних частях ритмов и в верхах всей серии появляются сине-зеленые сланцы, в том числе железистые метапелиты. Венчается разрез мощными покровами калиевых базальтов.

Северо-западная половина Свекофеннского геоблока представляет область карельской складчатости (карелид), отличную как по тектоническому строению, так и по составу и строению карельского супракрустального комплекса от области свекофеннид.

Разрез карельского комплекса несколько изменчив по площади. В Восточной и Центральной Финляндии он сложен кварцитами и кварцитопесчаниками Кайнуу с базальными сариолийскими конгломератами и перекрывающей доломитосланцевой толщей ятулийской серии, а также более молодой калевийской серией филлитов и слюдяных сланцев. На севере Финляндии (области Кеми—Рованиemi и Киттеля—Соданкюля) и в Шведской Лапландии (район Кируна) существенное, а местами и превалирующее участие среди них принимают и основные, частью средние вулканиты, реже кварцевые порфиры. Местами (Северная Финляндия) карельский складчатый комплекс несогласно перекрыт грубообломочной конгломератоаркозовой толщей, представляющей собой молассы карелид. В отличие от свекофеннид на всей площади карелид отчетливо документируется докарельское основание с возрастом 2600 млн лет и древнее, сложенное гнейсогранодиоритами, пара-, ортогнейсами и древнейшими сланцевыми комплексами (Кухто, Иломанси и др.) Структурно в пределах докарельского фундамента карельские образования сохранились в виде протяженных линейных поясов, ограниченных глубинными краевыми и осевыми разломами. В последних, преимущественно в районах развития вулканогенного карелия, нередко размещаются интрузии основных и ультраосновных пород.

Характерны надвиговые структуры, в которых участвуют как карельские образования, так и докарельский фундамент. Они отчетливо проявились в восточной краевой зоне Свекофеннского геоблока, где тектонические покровы подвинуты на восток в сторону Карельского массива, а также в Северной Финляндии, где во время карельской складчатости древнейшие образования гранулитового массива надвинуты на карелиды.

Карельские образования и древнее основание прорваны синкинематическими интрузиями гранодиоритов возрастом 1900—1950 млн лет и позднескладчатыми мигматитообразующими гранитами (Лина и др.) возрастом 1800 млн лет, что послужило основанием для выделения единой эпохи свекофенно-карельской складчатости, кислого плутонизма и метаморфизма. В зонах перехода к свекофеннидам проявился зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа.

Свекофеннский геоблок отвечает одноименной геохронологической зоне, наиболее древний возраст пород которой находится в интервале 2800—2650 млн лет. С востока она ограничена изохроной 2.6 млрд лет, тяготеющей к Свеко-

фенно-Карельскому тектоническому шву; с запада границей зоны является изохрона 1.0 млрд лет, совпадающая с Дальсландско-Свекофеннским тектоническим швом на участке зоны «дробления и сланцеватости».

Структура земной коры Свекофеннского геоблока представлена мозаикой блоков и зон, по-разному выраженных в осредненном гравитационном поле с  $R_{\text{оср}} = 50\text{—}30$  км. Наиболее четко, в виде региональных отрицательных аномалий II порядка повышенной интенсивности (до 40 мгл), проявляются антиклинорные зоны и массивы реоморфизованного архейского основания (Алландский массив) и гнейсовидных гранитов (массив Васа). Менее отчетливо — круговыми изометричными участками нулевых значений осредненного поля ( $R_{\text{оср}} = 30$  км) — фиксируются массивы позднесвекофеннских гранитов (Северный и Центральный Норланд). Наиболее обширные изометричные поля раннесвекофеннских гранитоидов (массивы Центральной и Северной Финляндии) практически не выражаются в поле  $\Delta g$  с  $R_{\text{оср}} = 30$  км и более, что указывает на их близкие плотностные характеристики с вмещающими породами, отвечающими фундаменту синклинорных зон и, возможно, на постепенность перехода между ними. В то же время эти образования с их концентрически-зональным строением отчетливо дешифрируются на космических снимках.

Дугообразные и полукольцевые синклинорные зоны свекофеннид и карелид, обычно распадающиеся на отдельные синклинории (Шеллефтео, Кируна, Кеми-Рованиеми), не имеют четкого выражения в поле  $\Delta g$  с  $R_{\text{оср}} = 30$  км. Однако очертания наиболее крупных и глубоких синклинориев (Центральный Норланд) отчетливо отражаются в рисунке слабоотрицательного или близкого к нулю осредненного поля силы тяжести ( $R_{\text{оср}} = 30\text{—}50$  км).

При мозаичном-петельчатом типе структуры и сходном характере развития Свекофеннского геоблока выделение в его пределах отдельных мегаблоков является затруднительным и весьма условным. В качестве мегаблоков выделены антиклинорные ядра — возможно, реликты архейского основания, превращенные в массивы реоморфических гранитоидов, — совместно с окаймляющими их синклинорными зонами. Всего в пределах свекофеннского геоблока выделяется пять мегаблоков: Смоландский, Алландский, Выборгский, Центрально-Финляндский и Лапландский.

Смоландский мегаблок отвечает области преобладающего развития свекофеннских гранитов (Смоланд и др.) с возрастом 1750 млн лет, расположенной между Дальсландским геоблоком с запада и Свекофеннским антиклинорием Южно-Шведской зоны свекофеннид с севера и востока.

Ядро Алландского мегаблока выделяется по данным гравиметрии и отвечает обширному массиву гранитного субстрата с заключенным в нем Алландским массивом гранитов рапакиви, выраженному отрицательной аномалией поля  $\Delta g$  II порядка интенсивностью до 40 мгл ( $R_{\text{оср}} = 30$  км), которая занимает центральную часть акватории Балтийского моря. С северо-запада к Алландскому массиву примыкает массив гнейсовидных гранитов, известный по геологическим данным. Эти массивы с юга окаймляются почти широтной Южно-Шведской зоной свекофеннид.

Выборгский мегаблок отвечает одноименному массиву гранитов рапакиви, окаймленному с севера дугообразной зоной свекофеннид Южной Финляндии и зоной карелид Северного Приладожья, составляющих Центрально-Финляндский синклинорий, Южно-Финляндский и Ладожский антиклинории. Отличительной особенностью Ладожской зоны является наличие редуцированного архейского субстрата, что характерно для переходной зоны между свекофеннидами и карелидами. Указанная зона отчетливо выделяется как единое целое в поле силы тяжести с  $R_{\text{оср}} = 50\text{—}30$  км.

Центрально-Финляндский мегаблок включает два разновозрастных массивов гранитного субстрата — Центрально-Финляндский и Васа — совместно с окаймляющими и разделяющими их синклинорными зонами свекофеннид

Центральной Финляндии (северные ветви) и синклиорием Центрального Нор-ланда; указанные массивы можно рассматривать в качестве отдельных блоков. Эти структуры хорошо известны по геологическим данным, а границы массива Ваа отчетливо намечаются в центре акватории Ботнического залива по кон-турам отрицательной аномалии поля  $\Delta g$  II порядка интенсивностью до 40 мгл ( $R_{\text{оср}} = 30$  км). На космических фотоснимках массив Центральной Финляндии отчетливо дешифрируется как изометрическая центральноплощадная структура с концентрически-зональным строением, что отвечает центральной части мас-сива по геологическим данным.

Для Лапландского мегаблока отмечается максимальное несоответствие между структурой эрозионного среза, выявляемого геологическими методами, и строением более глубоких слоев земной коры по данным геофизики. Геологи-чески Лапландский мегаблок относится к области карелид Лапландии. Он включает два массива реоморфизованного основания: Северо-Финляндский и Северного Норланда. Массивы окаймляются и разграничиваются линейно-дугообразными синклинорными зонами, среди которых выделяются следующие крупнейшие структуры: синклиории Кируна—Арвидсьяур, Кеми—Рованиеми и Киттеля—Сондакюля. Отличительной особенностью мегаблока является нали-чие редуцированного архейского основания синклинорных зон. Эти черты строе-ния лапландского мегаблока, охватывающего область карельской складчатости Финляндии и Шведской Лапландии, существенно отличают его от области собст-венно свекофеннид Южной, Юго-Западной Финляндии и от расположенной восточнее области карельской складчатости в пределах Карело-Кольского гео-блока.

Основные особенности карелид Лапландского мегаблока в эрозионном срезе и в поле  $\Delta g$  сводятся к следующему. В эрозионном срезе устанавливается наличие редуцированного архейского фундамента синклинорных зон; присутст-вие как окаймляющих (дугообразных, полукольцевых), так и линейных синкли-норных зон; преобладание в составе слоистых формаций основных вулканитов спилитового ряда. В поле силы тяжести отмечаются: незначительное деление поля  $\Delta g$  с преобладанием нулевых и слабоотрицательных значений ( $R_{\text{оср}} = 30$  км), наличие небольших изометрических аномалий, отражающих мелко-блоковое строение фундамента и слабую дифференциацию его структуры. Таким образом, строение Лапландского мегаблока является промежуточным между структурой земной коры юго-западных областей Свекофеннского и Карело-Кольского геоблоков.

Указанные признаки, определяющие своеобразие Лапландского геотектони-ческого региона, ставят вопрос о выделении его в самостоятельный геоблок в структуре Балтийского щита.

Карело-Кольский геоблок составляет восточную часть Бал-тийского щита и большей своей частью находится в пределах советской терри-тории последнего.<sup>2</sup>

## ДОКЕМБРИЙ И ФАНЕРОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА<sup>1</sup>

Результаты изучения различных аспектов докембрийской геологии древних щитов. . . все с большей остротой обнажают сложность проблемы соотношения докембрия и фанерозоя. Прежде всего это касается соотношения фанерозой-

<sup>2</sup> Так как основное содержание книги «Земная кора восточной части Балтийского щита» посвящено главным образом результатам комплексного изучения Карело-Кольского геоблока, то в настоящей статье описание этого геоблока опущено. (Прим. ред.)

<sup>1</sup> Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., 1982. С. 45—52. (Совместно с Ф. П. Митрофановым, В. Я. Хильтовой, А. К. Запольновым, А. П. Платуновой).

ских складчатых поясов с докембрийской корой кратонов. В литературе известны различные, нередко взаимоисключающие точки зрения по этому вопросу. Именно в связи с этим авторам статьи представляется целесообразным кратко изложить современные данные по этой проблеме и рассмотреть ряд вопросов, с ней связанных.

1. Действительно ли в фанерозойских складчатых поясах широко развит докембрий? Как известно, ранее и сейчас вопрос о присутствии докембрийских образований в фанерозойских складчатых поясах является дискуссионным. Встречающиеся в них геологические комплексы, в том числе метаморфические и плутонические, часто относились к единому этапу формирования континентальной земной коры, т. е. к единому геосинклинальному комплексу, или циклу развития. По мере познания строения и эволюции фанерозойских поясов и накопления геохронологических данных становится все более очевидным, что большинство метаморфических и других кристаллических пород, слагающих многочисленные массивы или обнажающихся в ядрах геантиклинальных структур, являются докембрийскими и даже раннедокембрийскими. Такие древние комплексы ныне известны в фанерозойских складчатых поясах самого разного возраста, вплоть до современных окраинно-континентальных поясов. . .

2. Где в фанерозоидах встречается докембрий, т. е. каково его геологическое положение в них? В настоящее время установлено, что докембрийские комплексы часто составляют основание фанерозойских складчатых поясов. Их выходы известны не только в миогеосинклинальных, но даже в эвгеосинклинальных зонах. Природа докембрийских образований как комплекса основания наглядно иллюстрируется примерами таких поясов, где этот докембрийский комплекс можно проследить последовательно от смежного со складчатым поясом кратона через миогеосинклинальную зону в эвгеосинклиналь. Это каледониды Шотландии и Аппалачей, герциниды Урала, каледониды и герциниды Центрально-Азиатского пояса.

3. Какой же была докембрийская кора, на которой закладывались фанерозойские складчатые пояса? В ряде поясов фанерозоид установлено, что фундаментом для них являлась уже достаточно зрелая докембрийская сиалическая кора. На это указывают характерные параметры высокого содержания  $K_2O$  и  $SiO_2$  в средних составах комплексов основания, близкие к таковым для древних докембрийских щитов (рис. 33). Зрелость сиалической коры фундамента здесь выражена в широком развитии кислых чарнокит-гранулитовых и мигматитовых образований в массивах докембрийских поздне- и посторогенных калиевых гранитоидов.

4. Возникает и такой вопрос: имеется ли какая-нибудь зависимость возраста и характера фанерозойских складчатых поясов от возраста и строения докембрийского складчатого фундамента? Представляется, что такая прямая зависимость отсутствует. Так, в каледонидах Скандинавии складчатый пояс в своем простирании залегает и на дальсландидах, на свекофеннидах, а затем на карелидах и на археидах (рис. 34). Уральский пояс на Южном и Среднем Урале закладывался на архейско-карельском складчатом основании, а на Северном и на Полярном Урале — на байкальском фундаменте. Аналогичная картина характерна для Монголо-Охотского и фанерозойского пояса Аппалачей Северной Америки.

5. Сопоставимы ли типы развития мобильных поясов докембрия и фанерозоя? Мы выделяем две категории мобильных поясов докембрия (Кратц и др., 1981): 1) с геосинклинальной подготовкой, т. е. мобильных поясов, в которых имела место временная сопряженность эндогенных процессов в фундаменте и в геосинклинальных супракрустальных формациях, и 2) без геосинклинальной подготовки, т. е. мобильных поясов,

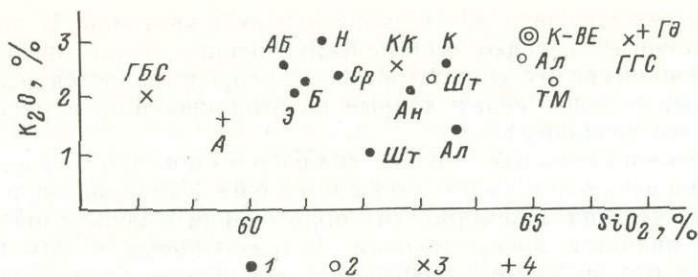


Рис. 33. Соотношения содержания калия и кремнезема в средних составах раннедокембрийских (дорифейских) комплексов пород основания фанерозоя по сравнению с комплексами пород щитов и фундамента древних платформ.

1 — гранулитовые комплексы; 2 — комплексы пород щитов; 3 — континентальная кора; 4 — эталонные породы. Э — эрзинский в Центральном-Азиатском поясе; Н — в каледонидах Норвегии; ШТ — в каледонидах Шотландии; Ал — Алданского щита; Ан — Анабарского щита; К — Канадского щита; Ав — Австралии; Б — Бразилии; Ср — средний из всех; ТМ — дорифейские комплексы западной Монголии и Южной Тувы в комплексе основания каледонид; ВЕ — фундамент Восточно-Европейской платформы; ГБС — гранулитобазитовый слой континентальной коры; ГГС — гранитогнейсовый слой континентальной коры; А — андезиты, Гд — гранодиориты.

развивающихся в пределах стабильных структур и лишенных накопления геосинклинальных толщ, сопряженных с эндогенными процессами.

Для раннедокембрийских поясов первой категории характерна интенсивная тектоническая и вещественная переработка комплекса основания и супра-кrustального комплекса, т. е. инфра- и супраструктур, нередко с утратой четких границ между ними. В поясах позднего докембрия эта переработка несколько ослабевает, а для фанерозойских она вообще не характерна.

Для поясов второй категории, которые появились в конце позднего архея и широкое развитие получили в позднем докембрии, характерна интенсивная структурная и вещественная переработка инфраструктуры и осадочных чехлов (если они имели место), по возрасту более древних, чем эндогенные процессы. В фанерозое пояса этой категории встречаются реже и характеризуются специфическими региональными особенностями, как, например, Иртышская зона смятия и Монголо-Охотский пояс на мезозойском этапе.

Наряду с этим среди раннефанерозойских поясов, заложенных в позднем докембрии, отчетливо выделяются обе категории поясов. Одни из них развиваются по типу фанерозойских поясов, т. е. поясов с геосинклинальной подготовкой, например, мобильные пояса юга Восточной Сибири, другие — Мозамбикский пояс и др. — в фанерозое развиваются как пояса без геосинклинальной подготовки.



6. Существуют ли глобальные закономерности пространственного размещения фанерозойских складчатых поясов и зависят ли они от докембрийской истории Земли? Опираясь главным образом на палеомагнитные данные, К. Конди (Condie, 1976) и некоторые другие исследователи показывают, что по крайней мере до палеозоя все существующие ныне материки состав-

Рис. 34. Соотношения каледонид Скандинавии с докембрийскими структурами.

ляли единый суперконтинент — Пангею. В его контурах расположение каледонско-герцинских поясов резко отличается от положения мезо-кайнозойских поясов. Каледонско-герцинские пояса представляются интраконтинентальными, они отмечают собой границы расчленения Пангеи на палеозойские материки. Мезо-кайнозойские пояса по отношению к этому реконструированному суперконтиненту являются периконтинентальными и отмечают собой главные структуры типа «континент—океан». Этим подчеркивается или, возможно, определяется наличие двух крупнейших и резко отличных друг от друга этапов фанерозойского тектогенеза: каледонско-герцинского и мезо-кайнозойского.

Для первого тектогенеза ведущим процессом являлась, по-видимому, деструкция континентальной коры, определявшая расчленение Пангеи на отдельные материковые массы. Для мезо-кайнозойского этапа характерны, вероятно, и деструктивные, и конструктивные процессы, выраженные в явлениях различного взаимодействия континентов и океанов.

В том, что касается докембрийских мобильных поясов, то большая часть их являлась, видимо, интраконтинентальными (Кратц и др., 1981). Однако развитие их скорее всего не приводило к широкому нарушению сплошности сиалической коры, к расчленению крупных материковых масс. Лишь в позднем докембрии некоторые мобильные пояса (пояс Белт, Коронейшин Северной Америки) обнаруживают черты, сходные с мезо-кайнозойскими маргинальными структурами.

Как следует из приведенных данных, фанерозойские складчатые пояса обнаруживают своеобразие и определенную автономность, независимость от докембрийских структур. Это обстоятельство должно настораживать в отношении применимости «фанерозойских» тектонических понятий и терминов к докембрию.

Несомненно, затронутые вопросы требуют дальнейшего, более глубокого изучения.

## ЛИТЕРАТУРА

Кратц К. О., Хильтова В. Я., Вревский А. Б., и др. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов. Л., 1981.

Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., 1975.

Condie K. C. Plate Tectonics and Crustal evolution. New-York. 1976.

## РОИ ДАЕК В СТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ<sup>1</sup>

Изучению отдельных даек и их систем при решении различных геологических вопросов обычно уделяется достаточное внимание. В то же время сведения о роях даек, несомненно представляющих собой один из важнейших тектономагматических элементов земной коры, в геологической литературе скудны и разрозненны. Рои даек, широко проявленные в пространстве и во времени, несут в себе обширную тектоническую и петролого-химическую информацию, которая может быть использована при решении многих вопросов эволюции земной коры. Особенно существенна роль даек на переходном этапе развития земной коры — от мобильного состояния к стабильному.

Рой даек представляет собой систему тесно пространственно и генетически связанных между собой трещинных интрузий, в подавляющем большинстве сложенных породами основного состава. Традиционно в разных странах эти дайки называются долеритовыми, диабазовыми, габбро-диабазовыми, базитовыми или мафическими. Рои даек развиты на всех континентах, занимая пре-

<sup>1</sup> Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 4. С. 935—938. (Совместно с А. П. Платуновой).

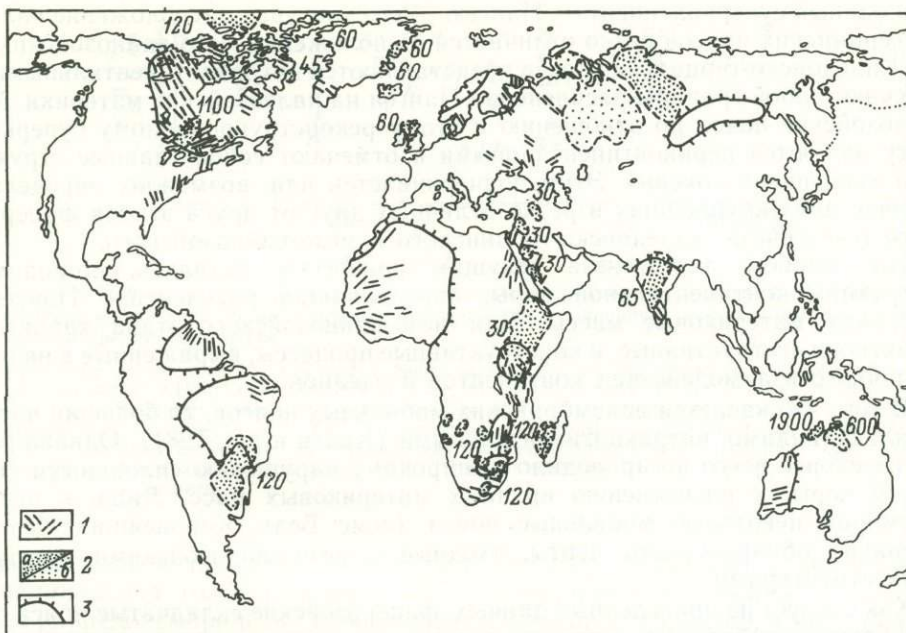


Рис. 35. Схема распространения роев докембрийских и фанерозойских даек и платобазальтов. 1 — рой даек; 2 — платобазальты (а — на поверхности; б — предполагаемые на глубине); 3 — границы щитов. Цифры на рисунке — возраст платобазальтов, млн лет.

имущественно области кратонизированной коры (рис. 35). По протяженности рой можно условно подразделить на локальные (десяtkи метров—первые километры), региональные (сотни километров), трансконтинентальные (сотни до тысячи километров), например развитые в Северной Америке, Африке и Австралии, и межконтинентальные (Северо-Атлантический рой), имеющие тысячи километров по простиранию и охватывающие площади порядка 250 000 км<sup>2</sup>. В пределах роев наблюдаются существенные вариации ширины их полос, степени концентрации даек, протяженности и мощности отдельных даек. Системы даек в плане характеризуются определенными типами узоров. Наиболее отчетливо проявлены линейно-полосовые узоры — вплоть до гигантских поясов, протяженностью более 2500 км при ширине около 500 км, например рой Садбери—Маккензи на Канадском щите. В пределах отдельных сегментов коры на огромных площадях в Северной и Южной Африке, Австралии, Гренландии и в других регионах развиты разномасштабные системы (сети) пересекающихся даек, часто насчитывающие 5—6 разновозрастных генераций и характеризующиеся закономерными или беспорядочно ориентированными узорами; реже отмечаются радиально расходящиеся или кольцевые узоры роев.

Рассмотрение фактического материала по роям мафических даек в совокупности с данными по платобазальтам и крупным плутоническим комплексам позволяет оценить их пространственно-временную позицию в структуре земной коры и подойти к решению ряда общих проблем, связанных с корово-мантийными соотношениями тектонического и петрологического плана.

Определение возраста даек, составляющих крупные рой, показывает, что они формировались практически непрерывно, смещаясь при этом в пространстве, с архея до кайнозоя включительно, с перерывами в палеозое. Наиболее обширное их проявление можно отнести ко времени завершения хелогенных циклов:  $2.3 \pm 0.2$  и  $1.2 \pm 0.2$  млрд лет назад (Рид, 1981; Halls, 1978). В фанерозое выделяются два «пика» образования роев мафических (а также щелочных и кислых) даек и сопряженных с ними плаобазальтов: триасово-юрский и третич-

ный. Распространение роев позволяет оценить масштабы латеральной протяженности жесткой коры в определенный период времени, поскольку рои проявляются в истории земной коры на этапе, когда она достигает достаточной мощности и стабильности.

Наиболее ранние — архейские рои с возрастом вплоть до 3.6 млрд лет немногочисленны (они описаны в Гренландии — дайки Амералик, Канаде — дайки Саглек, в Западной и Южной Африке, Австралии и Антарктиде), что скорее всего объясняется ограниченностью сохранившихся областей древнейших образований, но может отражать и специфику архейского тектономагматического режима. Многие древние дайки в зонах более поздних мобильных поясов сильно деформированы и метаморфизованы. Изменения, которые претерпели дайки, дают возможность оценить характер и интенсивность последующей переработки. Начиная примерно с 2 млрд лет назад рои даек становятся важным структурным элементом земной коры (литосферы), знаменуя собой этап глубокого дробления обширной стабилизированной коры. Система делимости коры, создавая тектонический узор даек, достигала подкоровой области и таким образом обеспечивала поступление мантийных магм в верхние сечения коры, частично с выходом на поверхность обширных платобазальтов. Наряду с роями этапа стабилизации уже в конце архея — начале протерозоя появляются дайки особой категории: они менее многочисленны, обычно более сложной конфигурации и, вероятно, внедрялись в ходе фаз движения, отвечая этапу активизации древних структур; их можно выделить, например, в пределах Северо-Атлантического кратона (Clifford, 1968).

Сегменты докембрийской коры различаются по продолжительности периода формирования роев: одни характеризуются одноактным их проявлением, в других после главного периода образования продолжалось их эпизодическое возникновение от докембрия до фанерозоя включительно. Это может служить свидетельством разного корово-мантийного режима таких сегментов. Рои даек обнаруживают определенную связь со структурами фундамента. Так, гигантские рои на Канадском щите в целом простираются по нормали к общему структурному направлению, тогда как в фундаменте Русской плиты по материалу аэромагнитной съемки выделяются рои, согласующиеся с простираемостью основных структурных форм или секущие их; позднеархейские рои в Австралии и Канаде занимают ортогональную позицию по отношению к общему направлению зеленокаменных поясов (Fahrig, Wanless, 1963). На африканском континенте устанавливается несколько типов связи роев даек в системе кратон — ороген (Sutton, 1963).

Эти соотношения представляют интерес с точки зрения механизма возникновения роев даек и возможности восстановления тектонического режима (полей напряжения) в системе кора — мантия, что до настоящего времени остается дискуссионным. Рои даек можно интерпретировать с позиций рифтогенеза и последующего (вероятно, фанерозойского) раскола континентальных массивов. По палеомагнитным данным отмечается временное совпадение формирования крупных роев даек с периодами резких поворотов («петель») траекторий блуждания полюсов, хотя причинная связь здесь остается неясной. Наиболее распространено представление о том, что рои даек могли появляться в поле напряжения, характеризовавшемся преобладающими горизонтальными усилиями в земной коре, которые привели к возникновению исходной системы ее делимости. Это, возможно, причинно сопряжено, как и рифтогенез, с восходящими мантийными потоками по границам конвекционных ячеек. Не исключено, однако, возникновение системы делимости в результате сдвиговых усилий в неоднородном поле напряжения (Clifford, 1968). Допускается появление системы расколов, параллельных направлению растяжения и по нормали к направлению общего сжатия в полосе завершающих свое развитие мобильных поясов (Escher et al., 1976).

Как отмечалось, рои даек сложены в большинстве породами основного состава; они представлены однородными по типу базальтоидами, реже наблюдаются процессы дифференциации исходной магмы вплоть до появления ультраосновных пород и анортозитов, что, вероятно, связано с более длительным, чем обычно, становлением самих магматических тел. Типы магм, создавших рои даек, почти исключительно относятся к толеитовым континентальным базальтам, которые начиная с позднего докембрия часто сменяются щелочными базальтами. Породы, слагающие дайки, наряду с платобазальтами служат своеобразным «геохимическим окном» в мантию. Геохимические данные по ним позволяют подойти к таким вопросам, как исходная гетерогенность мантии, эволюция распространения ряда элементов во времени, коровая контаминация и др.

Таким образом, рои даек являются неотъемлемым атрибутом тектонического развития земной коры и представляют собой тектоно-магматические структуры нередко глобального масштаба, характеризующие специфический тип взаимодействия коры и мантии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Рид Г., Уотсон Дж. История Земли: Ранние стадии истории Земли. Л., 1981.  
Basaltic volcanism on the terrestrial planets. New-York, 1981.  
Clifford P. Flood basalts, dike swarms and sub-crustal flow // Canad. J. Earth Sci. 1968. Vol. 5, N 1.  
Escher A., Jack S., Watterson J. The reorientation of the Kangâmiut Dyke Swarm, West Greenland // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1976. Vol. 280.  
Fahrig W., Wanless R. Age and Significance of Diabase dike swarms of Canadian Shield // Nature. 1963. Vol. 200, N 1.  
Halls H. C. The late Precambrian central North American Rift System // Canad. J. Earth Sci. 1978. Vol. 15, N 10.  
Sutton J. Long termed cycles in the evolution of continental crust // Nature. 1963. Vol. 198.  
Vail J. Tectonic control of dikes and associated irruptives in East Africa // African magmatism and Tectonics, New-York. 1970.

#### ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОГНЕЙСОВ ГЛУБИННЫХ СЕЧЕНИЙ КАРЕЛИД<sup>1</sup>

Гранитогнейсы составляют существенную часть современного среза докембрия. Это особенно относится к Балтийскому щиту, где их поля занимают огромные площади. Однако по сравнению с метаморфическими породами гранитогнейсы изучены значительно меньше. Вместе с тем очевидно, что проблема развития докембрийских подвижных поясов, как и древнейших этапов развития земной коры, не будет достаточно полно изучена без знания геологии и петрологии гранитогнейсовых полей.

Исследование гранитогнейсового поля в юго-западной части Карелии позволило разобратся в ряде геологических и петрологических вопросов, которые в свою очередь дают возможность ставить вопрос о термодинамических условиях и строении этой территории в раннем докембрии.

Изученное гранитогнейсовое поле площадью около 3000 км<sup>2</sup> занимает юго-восточную часть Фенно-Карельского поднятия подвижного пояса карелид Карелии.

Около 90 % изученной части территории сложено гранитоидами, содержащими многочисленные ксенолиты, глыбы или более крупные выходы — полосы супракрастальных пород. Последние по составу, степени метаморфизма и пространственному положению хорошо сопоставляются с гимольской и хаутававр-

<sup>1</sup> Сов. геология. 1968. № 9. С. 64—72. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаевым, Н. И. Яскевичем).

ской сериями, которые являются для Карелии стратотипом нижнего протерозоя. Гранитоиды более молодые по сравнению с метаморфическими породами. Верхняя возрастная граница определяется исходя из того, что на размытой поверхности гранитоидов с корой выветривания в основании располагаются осадочные породы ятулийской серии среднего протерозоя. Тем самым геологический возраст разнообразных гранитоидов, слагающих юго-восточную часть Фенно-Карельского поднятия, устанавливается как нижнепротерозойский. Наиболее молодые из развитых здесь гранитоидов имеют возраст 2190 млн лет, определенный изохронным методом (Горохов и Лобач-Жученко, 1964). Это опровергает существовавшее представление об их архейском возрасте, что имеет важное значение для понимания нижнепротерозойского этапа развития территории Карелии. Ранее эта область рассматривалась как часть стабильного Карельского массива, в то время как для нее в нижнем протерозое было характерно интенсивное геологическое развитие.

Поле гранитоидов имеет форму неправильного овала, вытянутого в меридиальном направлении. Оно окружено прерывистыми полосами карельских супракрустальных пород. Подобное расположение метаморфических пород вокруг гранитного поля и строение самого гранитного поля позволяет рассматривать эту область как самостоятельную крупную антиклинальную структуру, или поднятие. Гранитоиды, слагающие антиклинальную структуру, по составу изменяются от кварцевых диоритов — гранодиоритов — до лейкократовых гранитов.

Выделяются две серии пород: плагиогранитная и гранитная. В плагиогранитную входят биотитовые гранодиориты, плагиограниты и мигматиты диоритового и плагиогранитного состава; в гранитную — порфиробластические микроклиновые гранодиориты, амфиболо-микроклиновые гранодиориты, плагиомикроклиновые мигматиты, гнейсограниты и граниты, лейкократовые граниты. В целом они образуют единую плутоническую формацию гранитоидов, отдельные серии которой характеризуют последовательные этапы развития южной части Фенно-Карельского поднятия. Гранитоиды плагиогранитной серии располагаются в краевых частях этой структуры, вблизи супракрустальных пород. Но их реликты в породах гранитной серии свидетельствуют о том, что до возникновения последних они были распространены повсеместно. Породы гранитной серии приурочены преимущественно к центральной части поднятия.

Главная особенность геологического строения полей гранитоидов — это отсутствие между отдельными разновидностями интрузивных контактов, наличие тесной пространственной связи и частая перемежаемость друг с другом, благодаря чему отсутствуют сколько-нибудь значительные площади, сложенные однородной по составу и структуре разновидностью гранита. Указанные особенности обусловлены тем, что большая часть гранитов располагается на месте своего образования.

Детальное изучение гранитоидов позволило выяснить последовательность и условия основных петрологических процессов, которые привели к наблюдающемуся на современном срезе разнообразию гранитоидов. Прежде всего было выяснено, что все гранитоиды являются вторичными, так как возникли путем преобразования супракрустальных пород или более ранних гранитоидов. На первом этапе, одновременном и с метаморфизмом, и со складчатостью супракрустальных пород, основными петрологическими процессами являются собирательная перекристаллизация метаморфических пород и Si-Na метасоматоз, которые приводят к возникновению пород плагиогранитной серии. Основное содержание этих процессов заключается в следующем.

Si-Na метасоматоз, или метасоматическая мигматизация, отчетливо проявляется в супракрустальных породах основного состава. Минералогически этот процесс выражается в замене ассоциации амфибол+плагиоклаз ассоциацией плагиоклаз+биотит+кварц. Сравнение химических составов для нескольких

серий пород показывает, что минералогические изменения связаны с увеличением в породах Si и Na и с уменьшением фемических компонентов. В результате возникают биотитовые гранодиориты и мигматиты плаггиогранитного состава.

В отличие от Si-Na метасоматоза, описанного многими исследователями для различных районов докембрия и более молодых областей, собирательной перекристаллизации ранее не уделялось должного внимания. В рассматриваемом случае этот процесс имеет широкое развитие. Наблюдается преобразование биотитовых сланцев (порфириидов), метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации в порфиробластические диорито- и гранодиоритогнейсы. Сравнение серии химических анализов показывает, что наблюдаемый процесс является скорее изохимическим, чем метасоматическим.

Второй этап приводит к преобразованию как супракристалльных пород, так и пород плаггиогранитной серии, сформировавшихся на первом этапе в гранитоиды гранитной серии. Определяющими процессами являются изохимическая перекристаллизация, K-метасоматоз, выборочная мобилизация и селективное плавление.

Изохимическая перекристаллизация второго этапа геологически проявляется различно. Иногда эти явления наблюдаются вдоль линейных тектонических зон. Возникающие вследствие данного процесса породы обладают четкими анизотропными текстурами. В ряде случаев процесс наблюдается в породах вдоль сети неправильных трещин, а возникающие породы обладают массивной изотропной текстурой.

Изохимическая перекристаллизация характеризуется укрупнением зернистости породы, изменением минералогического состава пород — заменой ассоциации Qu—Bt—Pl, характерной для пород плаггиогранитной серии, ассоциацией Qu—Mn—Am, типичной для гранитоидов гранитной серии. При этом в породах и биотите увеличивается отношение  $Fe^{+++} : Fe^{++}$ , уменьшается плотность пород, увеличивается их магнитная восприимчивость.

Для процесса K-метасоматоза, как правило, следующего за изохимической перекристаллизацией, характерны те же тенденции в изменении минерального состава пород; различием является лишь увеличение содержания калия в преобразованных породах. В результате K-метасоматоза и перекристаллизации происходит преобразование биотитовых гранодиоритов и плаггиогранитов (а также и мигматитов) в порфиробластические микроклиновые гранодиориты, в амфиболо-микроклиновые гранодиориты, в биотитовые гнейсограниты и граниты.

Таким образом, основная тенденция, присущая охарактеризованным процессам перекристаллизации и метасоматоза, — это гомогенизация пород путем превращения их в вышеназванные разновидности.

Дальнейшее преобразование пород, выражающееся в развитии процессов выборочной мобилизации и селективного плавления, снова приводят к их дифференциации.

В результате выборочной мобилизации мезократовые в целом граниты или гранодиориты разделяются на лейкократовую часть, сложенную кварцем, микроклином и плаггиоклазом, и на остаточные породы, обогащенные цветными минералами. В обнажениях можно наблюдать различные стадии этого процесса — от единичных лейкократовых обособлений, измеряемых первыми сантиметрами, до выполнения лейкократовым материалом жил и гнезд, имеющих весьма значительные размеры, с существенным перемещением мобилизованного материала.

Баланс вещества по количественно-минералогическим подсчетам и химическим анализам для случая выборочной мобилизации без существенного перемещения материала говорит о том, что процесс в своей начальной стадии идет как изохимический, т. е. имеет место просто метаморфическая дифференциация вещества. Выборочная мобилизация происходит главным образом

в центральной части района, в ядре антиклинальной структуры; она имеет широкое развитие и важное значение, поскольку приводит к возникновению массы лейкократового состава, формирующей жильный материал мигматитов, жильные и дайковые тела лейкократовых гранитов, цемент брекчий и т. д.

Отсутствие признаков плавления в продуктах выборочной мобилизации, как и высокая мобильность лейкократового материала, свидетельствуют о том, что процесс выборочной мобилизации еще не прошел стадии расплава. Широкое распространение биотита и эпидота, возникающих при этих преобразованиях, может свидетельствовать о том, насколько существенную роль в их формировании играли водные растворы.

Явления селективного плавления проявлены локально. Они наблюдались в плагиогранитах и гранодиоритах — сохранившихся реликтах пород плагиогранитной серии, расположенных среди порфиробластических микроклиновых гранитов. В то время как в окружающих микроклиновых гранитах широко проявлена охарактеризованная выше выборочная мобилизация, в участках, сложенных плагиогранитами, в отдельных изолированных друг от друга точках имело место селективное плавление. Макроскопически селективное плавление выражено появлением среди крупнозернистых светло-серых плагиогранитов незакономерно ориентированных, неправильной формы пятен плотных темных пород. Размеры таких пятен измеряются первыми десятками сантиметров.

Селективное плавление проявилось главным образом на контактах зерен кварца и плагиоклаза; значительно меньше это заметно на контактах зерен кварца и микроклина. Пограничные каймы имеют либо гранофиловую, либо порфириловую структуру. Представляет интерес предпочтительное выплавление  $Qu-Ab$ , а не  $Qu-Ort$  эвтектики. Более низкая температура плавления  $Qu-Ab$  эвтектики в настоящем случае, возможно, связана с рядом причин (состав полевых шпатов, количество кварца в системе, вязкость эвтектик).

Второй интересной особенностью пород, затронутых селективным плавлением, является их тонкозернистость и отсутствие следов перемещения расплава, несмотря на то, что в ряде точек было переплавлено более 70 % объема пород. Объяснение этой особенности, вероятно, следует искать в экспериментальных работах Боуэна и Таттла, показавших, что перемещение насыщенной водой гранитной магмы невозможно, поскольку уменьшение давления при движении вверх немедленно вызовет повышение температуры плавления, что, в свою очередь, приведет к немедленной кристаллизации. Только для сухих перегретых магм можно ожидать значительных перемещений.

Таким образом, для первого этапа гранитообразования характерны два процесса: изохимическая перекристаллизация и  $Si-Na$  метасоматоз метаморфических пород. В результате этих процессов возникают биотитовые гранодиориты, плагиограниты и мигматиты. Второй этап гранитообразования выражается в развитии процессов изохимической перекристаллизации,  $K$ -метасоматоза, выборочной мобилизации, селективного плавления и в образовании микроклиновых и амфиболо-микроклиновых гранодиоритов, биотитовых гранитов и лейкократовых микроклиновых гранитов. Преобразование гранитоидов первого этапа в гранитоиды второго этапа сопровождается следующими изменениями (в минералогическом составе): 1) в гранитах уменьшается количество плагиоклаза и биотита; 2) увеличивается количество микроклина и амфибола; 3) увеличивается железистость амфибола; 4) железистость биотитов не меняется, но сильно возрастает степень их окисленности; 5) в породах появляется магнетит.

Для химического состава характерно: постоянное преобладание в гранитах второй серии калия по сравнению с натрием, несмотря на высокое содержание последнего; отношение  $Fe_2O_3 : FeO$  в породах гранитной серии значительно выше, чем в породах плагиогранитной серии.

Самостоятельность двух этапов гранитообразования устанавливается

не только по минеральным ассоциациям пород, отражающих различные физико-химические условия их образования, но и наблюдениями над структурами и текстурами гранитоидов.

Для гранитоидов первого этапа характерен единый план структур с метаморфическими породами. В краевых частях структуры они имеют субмеридиональное направление, в центральной части — северо-западное. Постоянная ориентировка плоскопараллельных текстур гранитоидов первой серии выдерживается на больших расстояниях.

Для гранитоидов второго этапа характерна сложная ориентировка внутренних текстур с широким развитием изометричных и куполообразных структур.

В ряде больших обнажений и на отдельных участках неоднократно наблюдались совместно элементы структур пород, отвечающих первому и второму этапам гранитообразования. Примером того может служить Лугляярвинская структура, закартированная на южном берегу оз. Лугля-ярви. Западная часть участка сложена плагиомикроклиновыми гранитоидами, имеющими северо-западное простирание и вертикальное падение. Восточная часть сложена порфиробластическими микроклино-биотитовыми гранодиоритами, возникшими путем перекристаллизации и К-метасоматоза плагиомигматитов. Реликты их сохраняются среди микроклиновых гранодиоритов. Преобразование плагиомигматитов в гранодиориты идет одновременно с возникновением новой структуры, имеющей незамкнутую воронкообразную форму. Падение гнейсовидности в краевой зоне структуры направлено к ее центру.

В пространстве область развития наложенной гнейсовидности, имеющая в плане вид дуги, совпадает с областью перекристаллизации и метасоматоза плагиомигматитов, т. е. по существу Лугляярвинская воронкообразная структура ограничивает собой область, в которой происходили перекристаллизация и К-метасоматоз.

Многочисленные наблюдения в других обнажениях свидетельствуют о том, что этап возникновения зон деформаций, связанных с образованием пород гранитной серии, отделен от первого этапа некоторым периодом консолидации.

О физических условиях первого и второго этапов гранитообразования можно сказать следующее. Определение температуры образования по составу сосуществующих полевых шпатов, содержанию Ti в магнетите и Sc в биотите вряд ли будет правильным из-за условности исходных положений большинства термометрических методов. Анализ ассоциаций плагиоклаз—эпидот и состава железо-магнитных минералов позволяет сделать лишь общий вывод, что гранитообразование, как и метаморфизм вмещающих супракрустальных пород, проходило в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Экспериментальные работы по синтезу биотитов позволяют лишь весьма приблизительно определить температуру, находившуюся в интервале  $650\text{--}850^\circ$  при  $P_{O_2} 10^{-16}\text{--}10^{-18}$ . Более точные сведения, видимо, можно получить, основываясь на экспериментальных данных по плавлению (в отдельных точках температура достигала около  $650\text{--}670^\circ$ ).

Более важным для восстановления геологической истории региона является вопрос об относительном изменении физических условий гранитообразования на разных этапах его развития.

Судить об относительных величинах температуры и давления при переходе от первого ко второму этапу можно лишь на основании отношений  $Fe_2O_3 : FeO$  и  $FeO : MgO$  в породах и минералах.

Анализ этих, а также других данных позволяет прийти к выводу, что при переходе от первого этапа ко второму имело место повышение температуры, повышение  $P_{O_2}$ , уменьшение общего давления. Геологически это может соответствовать двум вариантам. Первый вариант: повышение температуры достигается за счет дальнейшего погружения; уменьшение давления в этом случае

может быть связано с уменьшением одностороннего давления или разгрузки вдоль многочисленных тектонических зон. Второй вариант: уменьшение давления свидетельствует о воздымании области, о переходе к инверсионной стадии; повышение температуры в этом случае может быть связано с увеличением геотермического градиента. Общие закономерности развития подвижных областей позволяют сделать вывод о том, что второй вариант, возможно, более правдоподобен.

Интерпретация геофизических данных с учетом данных геологии и петрологии позволила подойти к некоторым вопросам строения земной коры этой территории.

По данным ГСЗ и гравиметрии на территории Карелии выделен ряд блоков с различной мощностью земной коры. Исследованная территория находится в области сочленения двух блоков — Северо-Онежского (мощность земной коры до 40 км) и Ладожского (мощность 34—35 км). Оба блока вытянуты в северо-западном направлении; такое же направление на указанной территории имеют изолинии мощности коры. Перепад мощности для данной территории составляет около 2 км. Наблюдаемые изменения мощности происходят главным образом за счет гранитного слоя, мощность которого изменяется от 3—4 км на юге до 7—8 км на севере. Если сопоставить эти данные с геологическими данными, то необходимо будет отметить, что параллельно изолиниям мощности коры проходит серия расколов среднепротерозойского возраста. Возникновение расколов сопровождается существенным смещением пород как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях. Судя по геологическим наблюдениям, каждый более северный блок по отношению к более южному опущен. Иначе говоря, на юге имеет место более глубокий эрозионный срез по сравнению с севером. Таким образом, на севере менее глубокому эрозионному срезу соответствует блок с увеличенной мощностью, а на юге более глубинному срезу — блок с уменьшенной мощностью. Вдоль расколов размещаются интрузии основных пород, которые свидетельствуют об их достаточной глубинности. Следовательно, время окончательного формирования Ладожского и Онежского блоков, по всей видимости, относится к среднему протерозою, т. е. оно произошло позже, чем образование основной массы пород и геологической структуры этой части щита.

Иной возраст имеет положительное магнитное поле, расположенное над центральной частью района. Оно является более древним по отношению к современному гравитационному полю, так как его формирование связано с петрологическими процессами второго этапа гранитообразования и, следовательно, имеет нижнепротерозойский возраст.

Интересно представить строение земной коры на данном участке Балтийского щита в нижнем протерозое, к концу нижнепротерозойского этапа, когда была сформирована структура этой территории.

Анализ метаморфизма супракрустальных пород и петрологии гранитоидов говорит о том, что породы, слагающие южную часть Фенно-Карельского поднятия, возникли при высокотемпературных условиях развития орогена, по Ден Тексу (Den Tex, 1965), т. е. геотермический градиент был равен 60—70 °С/км.

Подобный градиент позволяет построить следующую модель земной коры для того времени. От поверхности до глубины около 11 км идут метаморфизованные осадочные породы, сланцы, гнейсы и гранитоиды, средняя плотность которых отвечает «гранитному» слою. Внутри этого слоя примерно на глубине 9 км, возможно, проходит второстепенная граница раздела, отделяющая более неоднородную верхнюю часть от более однородной нижней. Она соответствует поверхности солидуса—ликвидуса насыщенных водой гранитов. На глубине 11—13 км при данном геотермическом градиенте следует ожидать появления насыщенного водой базальтового расплава. Таким образом, «гранулитобазитовый» слой может быть сложен базальтами, а не гранулитами, которые в разрезе

будут частично замещены гранитным и частично базальтовым расплавами. Мощность базальтового слоя, согласно этой модели, равна 8—12 км. На глубине 20—25 км возможно присутствие сухого ультрамафического расплава, а следовательно, и пород, плотность которых соответствует плотности пород, лежащих ниже поверхности Мохоровичича.

Современный эрозионный срез отвечает границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В соответствии с этой моделью, построенной исходя из геотермического градиента 60—70°, граница эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций находилась на глубине около 5 км. Таким образом, можно предполагать, что современный срез отвечает такой глубине в нижнем протерозое. В настоящее время граница «гранитного» и «гранулитобазитового» слоев располагается на глубине 7—8 км, а по расчетам — в конце нижнего протерозоя она была на глубине 11—13 км, т. е. положение поверхности Конрада в настоящее время хорошо согласуется с положением ее, рассчитанным для времени 2200 млн лет назад. Следовательно, можно предполагать, что положение поверхности Конрада за истекшие 2200 млн лет не претерпело существенных изменений.

Что касается поверхности Мохоровичича, то здесь наблюдается несовпадение геофизических данных, имеющих для настоящего времени, с одной стороны, и рассчитанных для нижнепротерозойского времени, — с другой. Если расчеты правильны, и положение этой границы раздела за прошедший период не менялось, то в настоящее время поверхность Мохоровичича должна бы находиться на глубине не 38 км, а 17—20 км, т. е. мощность базальтового слоя, измеренная в настоящее время, примерно в 3 раза больше мощности, рассчитанной для того времени, причем это увеличение идет за счет «погружения» поверхности Мохоровичича.

Со среднего протерозоя произошло изменение мощности гранитного слоя в связи со значительной эрозией его верхней части. Вероятно, с переходом от нижнего к среднему протерозою геотермический градиент резко уменьшается, благодаря чему породы на глубинах 0—10 км из пластичных становятся жесткими. При этом возможно возникновение глубинных расколов. Благодаря блоковой тектонике, характерной для данного времени, эрозия прошла неравномерно: сильнее на юге и слабее на севере, что обусловило появление блоков с различной мощностью коры.

Таким образом, можно считать, что «гранитный» слой земной коры южной части Фенно-Карельского антиклинорного поднятия по мощности и составу в настоящее время примерно таков же, как и в среднем протерозое, т. е. около 1800 млн лет назад.

На основании сказанного можно сделать следующие общие выводы о развитии земной коры юго-восточной части Фенно-Карельского поднятия в древнем докембрии.

1. Развитие древнейшего подвижного пояса (поясов) и окончательная консолидация в пределах изученной территории завершились к среднему протерозою.

2. Нижнепротерозойский период характеризуется накоплением геосинклинальных толщ, главным образом средних (лептитов), частью основных вулканитов и связанных с ними вулканогенно-осадочных пород, аналогичных породам, сохранившимся в смежных синклинальных структурах (Гимолы, Чалка—Хаутаваара—Ведлозеро, Ялонвара).

3. В процессе тектонического развития пояса возникла общая антиклинальная структура, обрамленная с запада и востока и усложненная в средней ее части синклинальными зонами, выполненными супракрустальными образованиями нижнего протерозоя; в ядрах атиклинальных структур сохранились более древние архейские породы.

4. В современном эрозионном срезе обнажены глубинные сечения указан-

ной структуры; петрологические процессы, происходившие в этих структурах, свидетельствуют о высокотемпературных условиях развития данного подвижного пояса (по Ден Тексу).

5. В нижнем протерозое устанавливаются два последовательных этапа развития глубинных процессов: этап регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, ультраметаморфизма и гранитообразования, для которого характерно появление плагиогранитной серии, состоящей из биотитовых гранодиоритов и плагиогранитов, возникших в результате перекристаллизации и метасоматоза более древних пород; этап регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, ультраметаморфизма и гранитообразования, отличавшийся появлением гранитной серии, представленной порфиробластическими гранодиоритами, амфибол-микроклиновыми гранодиоритами, плагиомикроклиновыми гранитами и мигматитами и лейкократовыми плагиомикроклиновыми гранитами, которые возникли за счет всех более древних пород (в том числе плагиогранитной серии) путем перекристаллизации, К-метасоматоза, выборочной мобилизации и палингенеза. Каждому из этих этапов гранитообразования предшествовали дизъюнктивные нарушения, в значительной мере контролировавшие размещение гранитоидов.

6. В результате общей консолидации подвижного пояса в конце нижнего протерозоя были созданы условия эпигеосинклинального осадконакопления среднего протерозоя и для широкого развития в это время зон дробления (милонитизации), глубинных протяженных расколов и связанного с ними основного магматизма. Образованию расколов и зон дробления глубинного заложения, вероятно, способствовала общая инверсия подвижного пояса в конце нижнего протерозоя, приведшая к резкому снижению геотермического градиента, которое обусловило консолидацию гранитной коры до глубин, по-видимому, не менее 10 км.

7. Анализ строения земной коры в нижнем протерозое и в настоящее время показывает, что во время развития подвижного пояса мощность ее, и, в частности, гранулит-базальтового слоя, была значительно меньше современной. Подобные глубинные процессы, вероятно, были связаны с нарушением физико-химического равновесия на границе коры и мантии, вызванном интенсивными тектоническими процессами и общим подъемом складчатой страны к началу среднего протерозоя.

8. О веществе «гранулитобазальтового» слоя, подстилавшего в это время данный складчатый пояс, можно косвенно судить по интрузиям среднепротерозойских основных пород, имеющих в общем щелочно-базальтовый характер.

## ЛИТЕРАТУРА

- Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. Определение возраста гранитов карелид Юго-Западной Карелии с помощью изохронного метода // Геохимия. 1964. № 10.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии, Л., 1963.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. и др. Геология и петрология гранитоидной области Юго-Западной Карелии. Л., 1968.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. О селективном плавлении и выборочной мобилизации гранитов Юго-Западной Карелии // ДАН СССР. 1966. Т. 169, № 1.
- Den Tex E. Metamorphic lineages of orogenic plutonism // Geol. en Mijnbouw. 1965. N 4.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{H}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2$  // Geol. Soc. Amer. Mem. 1958. Vol. 74.
- Winkler H. G., Platen H. Experimental Gestein-metamorphose // Geochim. Cosmochim. Acta. 1961. Vol. 24.
- Wones D. R., Fugster H. P. Stability of biotite: Experiment, theory and application // Amer. Miner. Soc. 1965. Vol. 50, N 9.

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

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

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

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

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

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

<sup>1</sup> Геология докембрия: Междунар. геолог. конгр. 24-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 1. Л., 1972. С. 41—51. (Совместно с В. А. Глебовицким).

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

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

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

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

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

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

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

Раннедокембрийские метаморфические пояса во многих отношениях от-

личны от рассмотренных выше фанерозойских структур, хотя намечаются и определенные черты сходства. Обратимся к некоторым примерам.

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

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

Другая разновидность раннедокембрийских метаморфических поясов близка к фанерозойскому европейскому типу. В этих поясах преобладает зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, проявляющийся во время складчатости, которая завершает развитие подвижной области и знаменует переход к периоду кратонизации. Формирование таких метаморфических поясов наиболее характерно для областей ранне- и среднепротерозойской завершенной складчатости, откуда, однако, отнюдь не следует, что для этих периодов развития свойствен только андалузит-силлиманитовый метаморфизм. Типичным примером таких метаморфических поясов является Свекофенский в фундаменте Восточно-Европейской платформы.

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

### **Отражение необратимости тектонического развития раннедокембрийских подвижных поясов в метаморфических процессах**

В фундаменте Восточно-Европейской и Сибирской платформ наиболее широко распространены архейские комплексы, повсеместно метаморфизованные в условиях гранулитовой фации умеренного давления (от 6 до 8 кбар). В европейской части СССР выделяются три крупных региона, почти целиком сложенные такими образованиями. Это — Прибалтика, западная часть Украинского щита и прилегающие к ней территории и Волго-Уральская область. В Сибири к таким регионам относится Витимо-Алданский щит и прилегающие к нему с севера площади.

Однородность метаморфизма заставляет предполагать слабую тектоническую дифференциацию земной коры в период его проявления. Значительная величина давления несомненно связана с глубоким погружением. Поэтому

можно утверждать, что на упомянутых территориях мы имеем дело с глубоко эродированными складчатыми областями раннего докембрия. Намечающаяся прямая зависимость температуры преобразования пород от глубинности метаморфизма (Кицул, 1971) свидетельствует об однородности теплового потока в пределах всей сформированной к тому времени коры континентального типа.

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

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

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

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

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

Существенно иной путь развития плутонических явлений намечается в архейских и раннепротерозойских подвижных поясах, обрамляющих древнейшие кратоны. Примером таких поясов может служить Джугджуро-Становая область. На ранних этапах ее эволюции происходил метаморфизм древнего архея в условиях гранулитовой фации высокого давления (около 10 кбар, сутамский тип гранулитов) и формировались джугджурский и каларский габбро-анортозитовые комплексы. Обращает на себя внимание тот факт, что изменения такого рода локализируются в полосе, прилегающей к зоне сочленения Алданского кратона с Джугджуро-Становой подвижной областью, и накладываются на все

без исключения раннеархейские серии. При этом данный метаморфический пояс занимает явно секущее положение по отношению к складчатым структурам Алданского щита. Такая пространственная приуроченность метаморфизма гранулитовой фации высокого давления может свидетельствовать о более позднем его проявлении по отношению к метаморфизму гранулитовой фации умеренной глубинности. А это значит, что уже в архее намечается существенная тектоническая дифференциация земной коры и расчленение ее на структуры первого порядка, отличающиеся динамическим режимом.

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

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

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

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

Примеры аналогичной направленности в развитии процессов метаморфизма можно найти в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Эта направленность отчетливо проявляется в Центрально-Кольском блоке Кольско-Норвежской зоны, где гранулиты кольской серии (архей) подвергаются региональному диафторезу фации альмандиновых амфиболитов, после чего следует диафторез фации куммингтонитовых амфиболитов, связанный с прогрессивным метаморфизмом нижнего протерозоя.

Сходные преобразования сначала в условиях умеренных, а затем низких давлений испытывают и архейские гранулитовые комплексы Прибалтики, Центральной Карелии, района КМА и Украинского щита. Характерно, что раннепротерозойский метаморфизм, завершающий развитие докембрийских структур

указанных регионов, во всех случаях проявляется в условиях низких давлений (андалузит-силлиманитовая фациальная серия).

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

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

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

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

### **Процессы метаморфизма в различных зонах подвижного пояса**

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

В литературе приводились данные, свидетельствующие о том, что жадеит-глаукофан-лавсонитовые сланцы и коровые эклогиты часто локализуются в зонах глубинных разломов на границе континентальных и океанических геоблоков (Добрецов и др., 1966). Объяснялась такая локализация возникновением длительных дополнительных нагрузок, заметно повышающих общее давление, значительные величины которого (от 8 до 15 кбар), по мнению многих исследователей, необходимы для формирования упомянутых пород. На-

шими исследованиями подтверждается отмеченная закономерность. Больше того, на основании анализа материалов по структуре и петрологии комплекса фундамента древних платформ удается показать, что в периоде заложения позднерейских и ранне-среднепротерозойских подвижных поясов формировались зоны глубинных разломов, в пределах которых проявлялся метаморфизм повышенных давлений. Примером может служить формирование лапландского гранулитового комплекса (Глебовицкий, и др., 1971).

Если в настоящее время можно уверенно говорить о проявлении метаморфизма сверхвысоких давлений в зонах глубинных разломов на границе крупнейших геоблоков земной коры как в фанерозое, так и в раннем докембрии, то дать строгое обоснование гипотезе тектонических сверхдавлений нет возможности. Эрнст и его коллектив (Ernst et al., 1970) провели специальное исследование пород францисканской формации, метаморфизованных в условиях фации глаукофановых сланцев, и показали, что максимально допустимой величиной превышения общего давления над литостатическим является 1000 бар., тогда как для формирования глаукофансланцевого комплекса в данной геологической ситуации требовалось по крайней мере 4000 бар.

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

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

Таким образом, зоны глубинных разломов, разделяющих крупные геоблоки, являются одним из примеров структур земной коры, которые определяют особые термодинамические условия и маркируются не только специфическими магматическими телами, складчатыми и разрывными структурами, но и метаморфическими образованиями, обладающими отличительными петрологическими чертами. Как сами глубинные разломы, так и сопряженные с ними метаморфические процессы развиваются во внутренних, эвгеосинклинальных зонах фанерозойских подвижных поясов, чем и определяется одна из особенностей метаморфизма в этих зонах. Что же касается раннедокембрийских подвижных областей, то для них не характерна столь четкая внутренняя тектоническая дифференциация, как в фанерозое. Это затрудняет типизацию тектонических зон раннего докембрия, где на ранних стадиях развития проявлен метаморфизм повышенных давлений. Можно лишь отметить, что тенденция к снижению давления по направлению к периферическим частям подвижного пояса, к областям относительно ранней консолидации, наблюдается и в древних структурах. Об этом, в частности, свидетельствуют отмеченные выше закономерности в расположении парных метаморфических поясов.

Выше уже отмечалось, что формирование зональных комплексов отражает определенную, относительно позднюю стадию метаморфического цикла. Зоны наиболее высокотемпературного метаморфизма располагаются в осевой части интрагеосинклинали, испытывающей частную инверсию, или в более общем случае — в зонах устойчивых поднятий на завершающих стадиях развития подвижной зоны. В то же время относительно стабильные внутренние структуры подвижного пояса, близкие по своим характеристикам к срединным массивам, обычно контролируют размещение зон относительно низкотемпературного метаморфизма. Таким образом, зональный метаморфизм является отражением тек-

тонического режима внутри подвижной области и может быть использован в качестве критерия для выделения крупных структур интрагеоантиклинального характера, а особенно в глубоко эродированных складчатых областях раннего докембрия.

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

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

1. Существующие закономерные временные и пространственные связи между разнообразными метаморфическими процессами в пределах как фанерозойских, так и докембрийских подвижных областей, что позволяет ввести понятия метаморфического пояса и цикла метаморфизма.

2. Можно выделить ограниченное количество типов метаморфических поясов, общие особенности которых сохраняются в течение всей истории развития коры континентального типа.

3. Раннедокембрийские метаморфические пояса во многом отличны от фанерозойских. Последние характеризуются большим разнообразием типов метаморфизма и большей контрастностью в проявлении этих процессов. В этом нашла отражение общая тенденция к тектонической дифференциации земной коры.

4. В общей истории метаморфизма устанавливаются закономерности, хорошо выдерживающиеся в различных регионах. Выявлено два пути эволюции метаморфических процессов в раннем докембрии — алданский и становой.

5. Позднеархейский и ранне-среднепротерозойский этапы развития земной коры знаменуют собой заметную дифференциацию тектонического и, как следствие этого, теплового и динамического режима земной коры. Это находит свое выражение в проявлении метаморфических процессов при специфических сочетаниях термодинамических параметров, например при давлении, превышающем литостатическое в зонах глубинных разломов.

6. Намечается определенная закономерность в пространственном и временном распределении различных фациальных серий. Эта закономерность заключается в снижении давления, при котором осуществляется одинаковый по температурным условиям метаморфизм, по направлению к периферическим частям подвижных поясов, или участкам относительно древней консолидации, с одной стороны, а с другой — от ранних этапов развития конкретных структур к поздним как в течение тектонических циклов, так и в течение более длительных мегациклов.

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



8. Изучение фациальных серий регионального метаморфизма (рис. 36) на тектонической основе позволяет подойти к проблеме генетической и исторической связи типов метаморфизма со структурно-тектоническим развитием земной коры. В то же время анализ фациальных серий ставит и в определенной мере решает вопросы, связанные с термодинамическими условиями развития тектонических структур, и, как следствие, выделяет проблему о тектоно-метаморфических типах строения и развития земной коры из пространственной и временной эволюции в качестве нового направления в изучении строения и развития земной коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

- В а р ю н е н Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., 1959.
- Г л е б о в и ц к и й В. А. Процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и некоторые вопросы геологии глубинных сечений складчатых поясов // Сов. геология. 1969. № 2.
- Г л е б о в и ц к и й В. А. Принцип фациальных серий и эволюция метаморфических поясов // Метаморфические пояса СССР. Л., 1971.
- Г л е б о в и ц к и й В. А., Д р у г о в а Г. М., М о с к о в ч е н к о Н. И. и др. Метаморфические комплексы и пояса Балтийского щита // Там же.
- Г л е б о в и ц к и й В. А., Д р у г о в а Г. М., П р и я т к и н а Л. А. и др. Геология гранулитовых комплексов // Гранулитовая фация: (вопросы геологии и петрологии). Л., 1971.
- Д о б р е ц о в Н. Л., Р е в е р д а т т о В. В., С о б о л е в В. С. и др. Фации регионального метаморфизма. Новосибирск, 1966.
- Д о б р е ц о в Н. Л., К у р о д а Й. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления // Геология и геофизика. 1969. № 12.
- К е й л м а н Г. А. Гнейсовые комплексы Урала. // Метаморфические пояса СССР. Л. 1971.
- К и ц у л В. И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита // Там же.
- К о р и к о в с к и й С. П. Влияние глубинности на соотношение метаморфических зон в насыщенных  $K_2O$  метапелитовых сланцах и роговиках // Очерки физико-химической петрологии. М., 1969.
- М а р а к у ш е в А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М., 1965.
- Н е е л о в А. Н., Г л е б о в и ц к и й В. А., К а р с а к о в Л. П. и др. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири // Метаморфические пояса СССР. М., 1971.
- Р а б к и н М. И., В и ш н е в с к и й А. Н. Метаморфизм архейских пород Анабарского щита // Там же.
- С о б о л е в В. С. Роль высоких давлений при метаморфизме // Междунар. геол. конгр. 21-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. «Гранитогеи́сы». М., 1960.
- С у д о в и к о в Н. Г., Г л е б о в и ц к и й В. А., С е р г е е в А. С. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов. Л., 1970.
- Х о р е в Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах // Геотектоника. 1966. № 6.
- Ч е с н о к о в С. В. К структурной эволюции гнейсовых куполов // ДАН СССР. 1966. Т. 167, № 4.
- E r n s t W. G., B r a c e W. F., K a l l b e r g R. W. An experimental study of tectonic overpressure in Franciscan rocks // Bul. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81, N 3.
- C h a t t e r j e e N. D. The alpine metamorphism in the Simplon area, Switzerland and Italy // Z. Geol. Rund. 1961. Bd. 51, N 1.
- M i y a s h i r o A. Evolution of metamorphic belts // J. Petrol. 1961. Vol. 2, N 3.
- H i g g l i F., N i g g l i C. G. Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chioritoid, Staurolith, Disten, Sillimanit) // Eclog. Geol. Helv. 1966. Vol. 58, N 1.
- R e a d H. H. The Granite controversy. London. 1957.
- R i c h a r d s o n S. W. Staurolite stability in a part of the system Fe—A—Si—O—H // J. Petrol. 1968. Vol. 9, N 3.
- S c h r e y e r W. Synthetische und naturalische Condierit // N. J. Miner. Abh. 1965. Bd. 103. N 3.
- Z w a r t H. J. Orogenesis and metamorphic facies series in Europe // Med. Dansk. Geol. 1967. Bd. 17, N. 4.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА<sup>1</sup>

В проблеме корреляции эндогенных процессов видное и важное место занимает вопрос о корреляции процессов кислого плутонизма и тектоники. По современным данным, в истории докембрия Балтийского щита образование гранитоидов происходило многократно и в различных тектонических обстановках. Вопросы тектонического развития в докембрии, особенно в древнем, чрезвычайно сложны и во многом еще далеки от надлежащего решения. Несмотря на это, по современным данным, докембрийские гранитоидные комплексы Балтийского щита отчетливо различаются по занимаемой ими тектонической позиции в структуре древней коры, согласно которой ниже они подразделяются на пять основных геологических типов.

Первый тип представлен гранитами фундамента древнейших супракрустальных серий. Они выделяются в самостоятельный геологический тип несколько условно, поскольку их тектоническое положение пока не может быть охарактеризовано достаточно достоверно. Наиболее полно гранитоиды этого типа, представленные олигоклазовыми гранитами — гранодиоритами, сохранились на территории Карелии. Этому способствовало то обстоятельство, что супракрустальные породы и подстилающие их древнейшие гранитоиды не испытали впоследствии интенсивных наложенных процессов деформаций и метаморфизма высоких ступеней и ультраметаморфизма, а это благоприятствовало сохранению их первичных структурных взаимоотношений. Олигоклазовые граниты в качестве фундамента выделяются и на Кольском полуострове (Перевозчикова, 1968). Менее определенно решается вопрос о гранитном фундаменте для пород беломорской серии.

Трудность получения надежных геологических доказательств для рассмотрения гранитов ряда районов как гранитов фундамента связана с многократными более молодыми по отношению к возможному возрасту фундамента процессами метаморфизма и складчатости.

Рассматриваемые олигоклазовые граниты Карелии и Кольского полуострова имеют ряд минералогических, петрохимических и геохимических особенностей, отличающих их от всех последующих во времени гранитоидов. Среди олигоклазовых гранитов не встречены реликты или включения более древних достоверно седиментогенных пород; иногда наблюдающиеся в гранитах реликты амфиболитов вполне вероятно являются ортопородами. Среди аксессуаров не обнаружены глиноземистые минералы, обычно присутствующие в глубинных гранитоидах при их размещении среди супракрустальных пород. Более того, для олигоклазовых гранитов является типичным присутствие в шлихе пироксенов. Цирконы олигоклазовых гранитов и их микроклинизированных разновидностей содержат очень небольшие количества урана — 0.024—0.042 % (Тугаринов, Войткевич, 1966). Это является указанием на вероятную бедность ураном и пород в целом. Олигоклазовые граниты характеризуются низкими содержаниями рубидия — 30—100 г/т (Лобач-Жученко, Байкова, Чекулаев, 1974) — и бария, более высокими концентрациями стронция, более высокими K/Rb, Ba/K, Ba/Rb и более низкими Ba/Sr и Rb/Sr отношениями. Олигоклазовые граниты обогащены элементами группы железа. Они имеют высокие концентрации никеля, хрома, ванадия и высокие отношения Ni/Mg и Ni/(Mg+Fe). Отношение Ni/Mg варьирует от 1.64 до 2.09 при значении 0.16 для среднего гранита (Taylor, 1964).

Главной особенностью гранитоидов является однородность их химического состава...

<sup>1</sup> Восточная часть Балтийского щита: Геология и глубинное строение. Л., 1975. С. 6—23. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко).

Сравнение средних составов олигоклазовых гранитов с более молодыми гранитами близкой формационной принадлежности показывает, что олигоклазовые граниты содержат повышенные количества  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ , а в некоторых случаях и  $Na_2O$ , пониженные —  $K_2O$ ,  $MnO$ , имеют высокие отношения  $Na/K$  и низкие —  $Fe/(Fe+Mg)$ . Все эти особенности могут свидетельствовать о геохимической связи олигоклазовых гранитов с основными породами.

Поэтому нельзя не обратиться к аналогичным фактам, т. е. в первую очередь наличие гранитного фундамента у древнейших метаморфических серий, которые в последнее десятилетие обнаружены для различных регионов развития докембрия. Исследование минералогического состава, петрохимических и геохимических особенностей древнейших граувакковых серий в Вайоминге, на Канадском щите (Condie, 1967a, 1967b), в области Барбертон (Condie et al., 1970) показало, что источником материала для формирования граувакков послужили породы типа гранодиорита.

В пользу предположения о наличии гранитного фундамента в ряде районов Канады и Австралии свидетельствуют и найденные в конгломератах древнейших осадочно-вулканогенных серий гальки гранитов. Гальки натровых (альбитовых) гранитов и гранофинов обнаружены в системе Пилбара, Австралия, возраст которой по прорывающим ее гранитам определен как более древний, чем 3 млрд лет (Compston, Agriens, 1968). В конгломератах серии Иеллоунайф, Канада, также найдены валуны и гальки гранитов. Возраст кислых вулканитов, лежащих над горизонтом конгломератов, и прорывающих их гранитов равен 2700 млн. лет (Green et al., 1968).

В районе Годхоб, Западная Гренландия (Black et al., 1971; Moogbath et al., 1972; Pankhurst et al., 1973), для интервала 3750—2600 млн лет установлена последовательность образования интрузивных и супракрустальных пород, наиболее древними среди которых являются гранитоиды, лежащие в основании метаморфических пород серии Малене. Возраст гранитоидов установлен Rb-Sr и Pb-Pb методами и равен 3750-3650 млн. лет. По содержанию рубидия и стронция к гранитам Годхоб очень близки олигоклазовые граниты Карелии.

Первичный изотопный состав свинца в гранитоидах Годхоб, а именно чрезвычайно малая примесь радиогенного свинца, позволил авторам говорить о первичнокоровой природе гранитов.

В т о р о й выделяемый геологический тип, широко развитый в докембрии, представлен гранитоидами, синхронными с ранними этапами складчатости и метаморфизма супракрустальных пород, выполняющих мобильные зоны, и назван геосинклинальным. В геологической истории территории Балтийского щита могут быть выделены две геосинклинальные зоны и соответствующие им эпохи гранитообразования: раннеархейская Кольско-Беломорская и протерозойская Карельско-Свекофеннская. Формирование геосинклинальных гранитоидов приурочено к разным этапам геологической истории этих подвижных зон.

Для древней, Кольско-Беломорской зоны устанавливаются достоверно лишь граниты, которые формировались одновременно с главной фазой складчатости. Примером могут являться мигматиты в гнейсах кольской серии, развитые по сланцеватости, параллельной осевым плоскостям наиболее ранних складок. Граниты образуются одновременно не только со складчатостью, но и с метаморфизмом. В породах кольской серии образование мигматитов происходило параллельно с метаморфизмом в условиях гранулитовой фации (Лобач—Жученко, Байкова, Чекулаев, 1974). Постскладчатые граниты, связанные генетически с Кольско-Беломорской зоной, в настоящее время выделены быть не могут, что объясняется либо последующей переработкой, в результате чего они потеряли черты постскладчатых интрузий, либо расположением в более верхних частях, позднее эродированных. Возможно, что часть гранитов, изофациальных с гранулитовым метаморфизмом, является доскладчатой и дометаморфи-

ческой. Подобное предположение высказано (Шемякин, Шуркин, 1972) для массивов эндербитов на Кольском полуострове. Гранитоиды, которые возникли в Кольско-Беломорской зоне, не образуют крупных массивов или изолированных тел, но развиты на всей площади распространения пород этих серий. На большей части территорий Карелии и Финляндии граниты этого типа и возраста отсутствуют, что связано, по-видимому, с иным характером развития данных регионов, представлявших, вероятно, в то время значительно более стабилизированную территорию. Об этом свидетельствуют реликты сохранившихся здесь супракрустальных пород, не претерпевших ни интенсивного метаморфизма, ни ультраметаморфизма.

Возраст данных гранитоидов и раннего прогрессивного метаморфизма пород кольской и беломорской серий может быть пока определен как значительно более древний, чем 2800 млн лет. . . .

Геосинклинальные гранитоиды, пространственно и генетически связанные с развитием Карельско-Свекофеннской зоны, представлены разными по возрасту сериями. Хорошая геохронологическая изученность пород позволила надежно установить неодновременность кислого магматизма в разных структурно—фациальных зонах этой системы со смещением во времени на 300 млн лет. Наиболее ранние гранитоиды формировались в зоне карелид в течение ребольской фазы складчатости на большей части территории Карелии, в Финляндии и на Кольском полуострове. В Карелии ранний магматизм проявлен в синклинальных подзонах, сложенных спилито-кератофировыми формациями, и в антиклинальных подзонах, где имело место формирование пептито—сланцевых серий. Магматизм в антиклинальных подзонах имеет ультраметаморфический характер и большие масштабы развития. . . .

Образование плагиогранитной серии соответствует во времени главной фазе ребольской складчатости. По составу к плагиогранитной серии относятся биотитовые гранодиориты, плагиограниты и мигматиты. Гранитоиды не образуют изолированных массивов, они слагают поля или участки, где жильный материал составляет 30—50 % объема пород. Гранитоиды возникают путем перекристаллизации метаморфических пород без существенного привноса вещества. Сравнение средних плотностей пород плагиогранитной серии и метаморфических пород, за счет которых они развивались, свидетельствует об увеличении объема пород при гранитообразовании, что, вероятно, отражает уменьшение общего давления. Вполне возможно, что формирование плагиогранитной серии, шедшее вслед за метаморфизмом, имело место на начальных стадиях инверсионного этапа.

К гранитной серии относятся порфиробластические микроклиновые и амфибол-микроклиновые гранодиориты, плагиомикроклиновые граниты и мигматиты, лейкократовые плагиомикроклиновые граниты. В отличие от пород плагиогранитной серии в этих в гранитоидах плоскопараллельные текстуры выражены значительно хуже, преобладают породы массивного сложения. Площади развития пород гранитной серии характеризуются сложной внутренней структурой с явной тенденцией к возникновению изометричных (куполовидных и воронкообразных) форм. Породы гранитной серии образовывались главным образом за счет изохимической перекристаллизации пород плагиогранитной серии в условиях спада давления. Об уменьшении давления в этот период гранитообразования в сравнении с предыдущим свидетельствуют как уменьшение средней плотности пород гранитной серии, так и петрологический анализ эволюции минеральных ассоциаций.

В смежных синклинорных структурах карелид кислый магматизм этого времени воплощен в перемещенных интрузиях, близких по составу и последовательности становления к гранитоидам антиклинальных зон. Гранитоиды представлены фацией умеренных глубин.

Достаточно интенсивный магматизм и синхронный с ним метаморфизм

(диафторез) проявлены в фундаменте кольской зоны карелид. В гнейсах кольской серии и древних гранитах образуются жилы и дайки пегматитов и пегматоидных гранитов, разновозрастных с гранитами, прорывающими карельские образования (Лобач—Жученко и др., 1974; Горохов и др., 1973). В гранитах фундамента карельской зоны карелид проявлен низкотемпературный диафторез, а гранитообразование карельского времени отсутствует.

Следующий, более молодой этап гранитообразования широко проявлен в области свекофеннид и в северо—западной части Карельского пояса. По времени он соответствует селецкой фазе складчатости карелид. По данным радиологических методов, гранитообразование имело место в период  $1900 \pm 50$  млн лет.

В Приладожье магматизм этого этапа связан с формированием флишоидной формации может рассматриваться как отвечающий второй стадии геосинклинального цикла, называемой предорогенной (Хаин, 1964).

Плутонические породы этого возраста представлены различными по составу гранитоидами, относящимися к чарнокитовой, гранодиоритовой, трондземитовой и гранитовой сериям (формациям). Преобладают, как и в предыдущем этапе, гранодиориты. Гранитоиды представлены как фацией умеренных глубин (например, Центральная Швеция), так и более глубинными образованиями (например, мигматиты в Приладожье). На примере Приладожья можно видеть геологическую и петрологическую эволюцию гранитообразования в течение более чем 75 млн лет. Наиболее ранними являются интрузии гранодиоритов и плагиогранитов, которые внедрялись одновременно с первыми фазами деформаций и до метаморфизма. Массивы гранитоидов сохраняют черты кристаллизации в условиях умеренных глубин, по составу близки к породам фундамента, за счет палингенеза которых они, по-видимому, и образуются.

Несколько позднее, одновременно с ультраметаморфизмом, образуются поля мигматитов преимущественно плагиоклазового состава. Мигматизация пород ладожской серии идет в условиях закрытой системы за счет селективного плавления гнейсов и сопровождается разуплотнением пород (увеличением объема). С более поздними этапами деформаций (этапом образования надвиговых структур) связано формирование плагиомикроклиновых пегматоидных гранитов, зон плагиомикроклиновых мигматитов, пегматитов. Формирование пегматоидных гранитов является результатом селективного плавления гнейсогранитов фундамента при возникновении локальных структурных полостей (плоскостей надвигов, сдвига-сбросов разных масштабов и т. д.) с последующей кристаллизацией пород в виде пегматоидных гранитов, мигматитов, пегматитов. Эти гранитоиды обладают наименьшей плотностью и количественно находятся в подчиненном положении.

В последующий этап блоковых движений формируются массивы порфиоровидных плагиомикроклиновых гранитов. На примере Тервусского массива можно видеть, что контакты гранитов, формирующихся в это время, представляют собой зоны гигантских брекчий. Порфиоровидные граниты близки по составу к известково-щелочному граниту по Ноккольдсу, отличаются повышенным содержанием рудидия, пониженным — стронция в сравнении со средним составом гранита (Виноградов, 1962) и всеми более древними гранитоидами Балтийского щита. Постскладчатые порфиоровидные граниты являются первыми гранитами, вещество которых не связано с ладожским комплексом пород. По-видимому, только начиная с этапа постскладчатых жестких разрывных деформаций, которые привели к возникновению зон брекчий, стало возможным проникновение глубинных магм, генетически не связанных с верхней частью коры.

Таким образом, кислый магматизм, во времени и генетически связанный с развитием мобильных зон, в истории докембрия территории Балтийского щита наиболее полно изучен на примере Карельско-Свекофеннской геосин-

клинальной системы. Для кислого плутонизма этого этапа устанавливаются прежде всего различия во времени и масштабах проявления в разных структурно-фациальных подзонах. Что касается времени, то, пользуясь терминологией, разработанной В. В. Белоусовым, В. Е. Хаином и др. (Хаин, 1964) для фанерозойских геосинклинальных поясов, этап развития Карельско-Свекофеннского мобильного пояса, заканчивающийся ребольской фазой складчатости, может соответствовать первой стадии, или стадии начального погружения, развитие которой заканчивается частной инверсией и внедрением гранитоидов. Второй этап, синхронный со свекофеннской в зоне свекофеннид и с селецкой в зоне карелид фазами складчатости, может рассматриваться как отвечающий второй стадии геосинклинального цикла, называемой предорогеной. Последнее, как это отмечалось, наиболее обоснованно с точки зрения формационного анализа супракрустальных серий и может быть применено к магматизму Приладожья. Далее, продолжительность магматизма каждой подзоны составляет примерно 100 млн лет. Для этого этапа устанавливаются сходство основной тенденции изменения состава во времени от гранодиорита-плагиогранита к граниту и многоэтапность формирования гранитоидов, определяемая по соотношению с этапами деформаций и метаморфизмом. Наконец, к образованию гранитов в глубинных сечениях приводят метаморфическая собирательная перекристаллизация, сопровождающаяся или не сопровождающаяся метаморфической дифференциацией, селективное плавление, выборочная мобилизация, палингенез пород основания, в значительно меньшей степени метасоматоз. В менее глубинных сечениях располагаются интрузивные граниты (как правило, дифференцированные серии), предположительно возникающие из магм либо глубинного происхождения, либо генерированных в глубинных сечениях тех же геосинклинальных систем. Процессы гранитообразования глубинных сечений во всех изученных случаях протекали в условиях закрытой системы по отношению к основной массе петрогенных элементов и приводили к образованию преимущественно гранитоидов гранодиоритового состава. Лейкократовые граниты возникают при этих процессах повсеместно, но их удельная часть столь невелика, что она практически не сказывается на расчете средневзвешенного состава гранита, отвечающего составу гранодиорита.

В третий геологический тип выделены граниты орогенной стадии развития, к которым относятся граниты Швеции, вместе с генетически связанными с ними кислыми вулканитами, составляющие единую вулканоплутоническую ассоциацию. Широко развитые в западной части щита вулканоплутонические ассоциации по набору пород, их мощности сходны с таковыми для ряда хорошо геологически изученных регионов верхнего докембрия и фанерозоя, где они принадлежат орогенной (позднеорогенной) стадии развития. Состав вулканогенных пород, среди которых большая роль принадлежит игнимбритам, свидетельствует о том, что это — наземная порфировая формация, сопровождающаяся интрузиями гранитов и сиенитов.

Наиболее ранней плутоновулканической ассоциацией на территории Балтийского щита является формация Смоланд, развитая в Юго-Восточной Швеции, и вулканиты Дуобблон Северной Швеции. Граниты Смоланд рассматриваются как образованные из единой с эффузивами магмы (Magnusson et al., 1960). Наблюдаются постепенные переходы между гранитами и вулканитами, выраженные появлением промежуточной фации гранит-порфиров и тонкозернистых гранитов. По составу гранитоиды этой формации варьируют от диорита до богатого микроклином гранита. В северной Швеции вулканиты Дуобблон прорваны гранитами Суршеле, которые образуют серию неоднородных по составу массивов. Наиболее крупный массив (Welin, Christiansson, Nilsson, 1971) сложен кварцевыми монцонитами, амфиболовыми гранитами, гранит-порфирами. Несколько позднее была сформирована гранит-порфировая формация Дала, развитая в Далекарлии. Формация сложена осадочно-вулканогенной

серией Дала, среди пород которой резко преобладают кислые эффузивы, и гранитами с варьирующими текстуро-структурными признаками (Lundqvist, 1968). На севере Швеции, в районе Кируны, располагается формация кислых вулканических пород и более молодых гранитоидов, аналогичных в главных чертах вулкано-плутоническим ассоциациям, охарактеризованным выше. Преобладающими породами среди вулканитов являются кварцевые порфиры и сиенит-порфиры. Именно к этой формации приурочены месторождения железных руд Кируны. Порфиры прорваны многочисленными интрузиями пертит-гранитов и сиенитов (Hjelmqvist, 1966). Выполненные определения возраста как для гранитов, так и для порфиров (Welin, 1970) позволяют говорить о существенном разрыве во времени (30—60 млн лет) формирования эффузивных и интрузивных пород. Охарактеризованные гранитоиды обладают рядом особенностей, одной из которых является высокое первичное отношение изотопов стронция — 0.710—0.714 (Welin, 1970; Welin, Blomqvist, Parwel, 1966; Welin, Christiansson, Nilsson, 1971), что свидетельствует об участии древнего корового материала в образовании гранитного вещества. . .

В целом гранитоиды этого типа обладают чертами, в частности отношением железа к магнию, заставляющими считать их промежуточными между гранитами геосинклинальными и платформенными, характеристика которых дается ниже.

Орогенные гранитоиды размещены на территории щита в зоне субмеридионального простирания. Эта зона располагается резко несогласно по отношению к северо-западным и субширотным структурам карелид и свекофеннид, что в свою очередь подчеркивает независимость орогенного гранитообразования от предшествующего гранитообразования инверсионных этапов развития мобильной Карельско-Свекофеннской системы.

Четвертый геологический тип охватывает граниты этапов тектонической стабилизации, которые, по-видимому, неоднократно устанавливались в истории докембрия Балтийского щита. Наиболее молодые платформенные гранитные интрузии связаны с этапом стабилизации, приведенной к формированию Восточно-Европейской платформы. Ее образование началось в среднем протерозое, когда консолидация охватила восточную часть территории и постепенно распространялась в направлении с востока на запад (Богданов, 1967).

Наиболее ранние платформенные интрузии периода становления платформы представлены гранитами рапакиви, которые внедрялись на западе щита существенно позднее, чем на востоке. Граниты рапакиви представляют собой часть сложных комплексов, в которых они ассоциируются с габбро-норитомонцититами и анортозитами. Граниты рапакиви характеризуются присутствием специфических структур, преобладанием калия над натрием, железа над магнием. Граниты имеют высокие содержания рубидия, низкие — стронция и по высокому Rb/Sr отношению резко отличаются от всех других геологических типов гранитов, развитых на характеризуемой территории.

Кратонизация, приведшая к формированию платформы, которая определялась завершением развития Карельской геосинклинальной системы, по-видимому, имела место в течение длительного времени и началась в северо-восточной части щита около 2 млрд лет назад. В это время здесь вслед за породами щелочно-габброидной формации внедряются интрузии щелочных гранитов (Батиева, Бельков, 1968). По данным И. Д. Батиевой, щелочные граниты слагают межформационные интрузии, приуроченные к контактам различных структурных ярусов, тектоническим швам, разделяющим различные структуры или блоки земной коры. . .

В более ранний период развития докембрийских образований территории щита этап кратонизации на основании изучения гранитоидов может быть датирован временем 2400—2500 млн лет.

Гранитоиды этого возраста образуют интрузивные массивы и варьируют

по составу от гиперстеновых диоритов-гранодиоритов до нормальных плагио-микроклиновых гранитов. Интрузии гиперстеновых диоритов-гранитов располагаются в зоне сочленения блока беломорид с карелидами Карелии, которая рассматривается Ю. Д. Пушкаревым и К. А. Шуркиным (1967) как зона долгоживущего глубинного разлома.

Сравнение средних химических составов гиперстеновых и плагио-микроклиновых гранитоидов со средними составами аналогичных по содержанию кремнекислоты гранитов фанерозоя и средними типами пород по Ноккольдсу показало, что гранитоиды отличаются большими содержаниями железа и щелочей, в ряде случаев — титана. Гиперстеновые гранитоиды Беломорья содержат больше железа, калия, имеют более высокое отношение железа к магнию, калия к натрию, чем чарнокиты Кольского полуострова, сходные с ними по минеральным ассоциациям, что позволило ряду исследователей относить гиперстеновые гранодиориты также к группе чарнокитов.

Большая часть интрузий, которые формировались в это время, обладает петрографическими и геологическими признаками кристаллизации в условиях жесткой рамы и небольших глубин. Отличительными признаками являются порфировидные структуры, высокая железистость пород, высокотемпературный характер магмы в случае гиперстеновых диоритов (Свириденко, Шемякин, 1971), приуроченность к разломам, предполагаемая глубинность магматических очагов, несогласное структурное положение по отношению к более древним комплексам, временные соотношения с другими породами и событиями (ср. с гранитами рапакиви). Следовательно, можно предполагать, что рассматриваемые интрузии диоритов и гранитов представляют собой древние платформенные (!) образования, предшествующие во времени формированию карельского комплекса пород.

В пятый геологический тип выделяются граниты особой тектонической категории, названной здесь тектоноплутонической регенерацией (активизацией).

В истории докембрия территории Балтийского щита устанавливаются три такие эпохи гранитообразования с возрастом  $2700 \pm 100$ ,  $1800 \pm 50$  и  $1000 \pm 100$  млн лет. Они отличаются от всех других рядом геологических и петрохимических особенностей. Анализ последовательности геологических событий в отдельных регионах, их датировка с помощью изотопных методов привели авторов к выводу, что гранитообразование в эти эпохи в ряде случаев значительно оторвано во времени от истории тех подвижных зон, в пределах которых оно проявлено. В Центральной Карелии широко развиты в глыбах фундамента среди карельских пород плагио-микроклиновые гранито-нейсы возрастом  $2700 \pm 100$  млн лет. Более древними, чем эти граниты, являются дайковый комплекс основных пород, внедрившихся в условиях жесткой рамы, и еще более древние толщи метаморфизованных зеленокаменных пород, которые также обладают рядом особенностей, нетипичных для геосинклинальных серий. Мы можем оценить интервал времени между формированием гранитов и метаморфизмом зеленокаменных пород, предшествующих внедрению даек, не менее чем в 200 млн лет. На этом примере можно видеть, что формированию гранитов не предшествовало погружение с накоплением супракрустальных толщ, которое свидетельствует о мобильном режиме этой территории непосредственно перед гранитообразованием.

Аналогичные по возрасту граниты (саамский комплекс) широко развиты на Кольском полуострове, в Беломорье, в Северной Швеции и Финляндии. Наиболее отчетливо геологическое положение этих гранитов устанавливается в области развития гнейсов кольской серии. Граниты возрастом 2700 млн лет на этой территории так же древнее карельских геосинклинальных образований. Наблюдения над геологическими взаимоотношениями гранитов и пород кольской серии показывают, что граниты образовывались одновременно не с про-

грессивным метаморфизмом гнейсов кольской серии, а с диафторезом метаморфических пород. Геохронологические данные позволяют оценить интервал времени, разделяющий период прогрессивного метаморфизма, складчатости и древних геосинклинальных гранитов от диафтореза и соответствующего ему гранитообразования, в 200—300 млн лет. Характер проявления диафторических процессов и размещения гранитоидов может быть лучше всего объяснен наложением диафтореза на жесткие породы по системе разломов или трещин с перепадами температур на небольших расстояниях. Об этом же свидетельствуют и структурные наблюдения, согласно которым этап прогрессивного метаморфизма отделен от последующего раннего диафтореза фазой жестких деформаций и синхронным с ним внедрением основных пород.

На территории Беломорья последовательность геологических событий такая же, что и в области развития кольской серии: гранитоиды возрастом 2700 млн лет соответствуют по времени образования метаморфизму амфиболитовой фации, который также является диафторическим процессом по отношению к более ранним этапам гранулитового метаморфизма (Стенарь, 1972; Володичев, 1969). Такими же, саамскими по возрасту, плагиомикроклиновыми гранитами занята и большая часть Мурманского массива.

Для саамской эпохи регенерации и гранитообразования характерно, что граниты 1) развиваются одновременно в регионах с различным предшествующим геологическим развитием, 2) занимают большие площади, не сравнимые с площадями, занятыми, например, геосинклинальными гранитами кольской серии.

Геологическое положение гранитов, возникших в свекофеннскую эпоху гранитообразования ( $1800 \pm 50$  млн лет), изучено более детально. Наибольшие площади граниты этого возраста занимают в западной части щита, где они во времени тесно связаны с развитием раннесвекофеннских гранитов. Всеми исследователями как для территории Южной Финляндии, так и для Швеции отмечалось, что образование позднесвекофеннских гранитов, мигматитов, пегматитов, сопровождаемое региональным метаморфизмом, имеет место после стабилизации территории, во время которой происходит внедрение гипабиссальных даек основных пород. В Юго-Восточной Швеции региональный метаморфизм и ультраметаморфизм накладываются на осадочные серии, представленные континентальными отложениями (приливно-отливными и дельтовыми песчаниками). Очевидно, что формирование ультраметаморфических гранитоидов в этой области, начавшееся вслед за достаточно стабилизированным тектоническим режимом, нашло отражение в континентальном типе осадков, свидетельствует о существенной тектонической активизации территории.

Широко проявился кислый магматизм этого времени на территории Беломорья и на Кольском полуострове. В Беломорье это нашло отражение в широком развитии пегматитов, на Кольском полуострове в развитии гранитов, относимых к формации лейкократовых гранитов и пегматитов (Батиева, Бельков, 1968), а также пегматитов. Становление лейкократовых гранитов и аляскинтов на Кольском полуострове имело место вскоре после размещения пород щелочноабброидной формации (массива Гремяха—Вырмес) и пород формации щелочных гранитов-сиенитов.

Таким образом, на большей части территории щита кислый магматизм этого времени следует рассматривать как внегеосинклинальный, имевший место вслед за этапом некоторой тектонической стабилизации. Картина аналогична и для зоны дальсландской регенерации, занимающей территорию Южной Норвегии и Юго-Западной Швеции. Интенсивные процессы магматизма и метаморфизма на этой площади происходили в интервале 1100—950 млн лет. Мощные толщи супракрустальных пород, развитые на территории, которые можно рассматривать как образованные в геосинклинальных условиях, представлены сериями пород, сопоставимыми со свекофеннскими. В период между

этими сериями и гранитообразованием, т. е. в период от 1800 до 1200 млн лет, в восточной части дальсландской зоны активизации формировались субплатформенные или орогенные формации (серии Каппебо и Даль). Кислый магматизм дальсландской эпохи регенерации представлен на всей площади пегматитами и интрузиями гранитов, а в осевой части области регенерации пегматитам и постскладчатым гранитам предшествовал метаморфизм и ультраметаморфизм с образованием комплекса ультраметаморфических гранитоидов, включающих мигматиты, очковые гнейсы, ремобилизованные гнейсы фундамента. Сравнение химического состава гранитов, возникающих в эпохи тектоноплутонической регенерации, с другими геологическими типами гранитоидов показывает ряд существенных отличий, которые определяются главным образом геологическими условиями их образования. Для разновозрастных серий гранитов эпох регенерации в отличие от всех других гранитов характерно отсутствие зависимости между содержанием кремнекислоты и следующих элементов и их отношений  $K/(K+Na)$ ,  $Fe/(Fe+Mg)$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $MgO$ ,  $MnO$ ,  $Fe_2O_3$ . Сравнительная однородность состава выражается отсутствием больших различий между разновозрастными гранитами разных регионов, а также значительно меньшими различиями для ряда элементов в крайних средних значениях при тех же содержаниях  $SiO_2$ .

Что касается абсолютных значений средних содержаний элементов и их отношений, то для саамских, свекофенских и дальсландских гранитов характерно более высокое отношение  $K/(K+Na)$ , чем в древних гранитах фундамента и в большинстве геосинклинальных гранитов, более высокое отношение  $Fe/(Fe+Mg)$ , чем в геосинклинальных гранитах, минимальное содержание  $Na_2O$  в сравнении с большинством других типов гранитоидов и промежуточные значения для  $K_2O$  между орогенными и платформенными комплексами, с одной стороны, и геосинклинальными — с другой. Отсутствие среди гранитных серий эпох регенерации пород с содержанием  $SiO_2$  меньше 62 % свидетельствует в целом об их значительно более кислом составе в сравнении с геосинклинальными сериями, где широко представлены кварцевые диориты-гранодиориты.

Количественные петрохимические исследования, основанные на геохимическом опробовании по площади, свидетельствуют о том, что аллохтонное гранитообразование в эпохи тектонической активизации проходило в условиях открытой системы как по отношению к главным пороодообразующим элементам, так и по отношению рубидия и стронция, для которых были выполнены соответствующие определения.

Сравнение геологической истории территории Балтийского щита в эпохи тектоноплутонической регенерации, сопровождаемой гранитообразованием, с зонами активизации в фанерозое, обнаруживает ряд существенных общих черт. Прежде всего отсутствует временная и пространственная связь с предшествующим геосинклинальным развитием; широко проявлен кислый магматизм при резко подчиненном, предшествующем во времени основном магматизме, который выражен преимущественно дайками основных пород; сходен тектонический режим.

В заключение об эпохах тектоноплутонической регенерации следует затронуть еще один вопрос. Мы не имеем в большинстве случаев синхронных с этими эпохами осадочных серий, формационный состав которых помог бы решить вопрос об общем тектоническом режиме в эти периоды. Для областей развития докембрия определенную помощь в этом отношении могут оказать данные об  $Ag/K$  отношениях в минералах. На значение  $K-Ag$  датировок пород для тектоники обращалось внимание многократно. В частности, для территории Балтийского щита (Кратц, Лобач-Жученко, 1970) рассмотрен вопрос о соответствии в пространстве зон с равными возрастными по  $K-Ag$  методу с блоками земной коры, характеризующимися различным глубинным стро-

ением. Совместное использование изотопных и геологических данных позволяет подойти к решению вопроса о тектоническом режиме в период активизации для свекофеннской и дальсландской эпох гранитообразования.

В свекофенскую эпоху образование гранитов происходило в интервале 1850—1750 млн лет (Лобач-Жученко, Байкова, Чекулаев, 1974). Для этих же площадей возраст слюд по К-Аг методу близок к 1750—1700 млн лет. Исходя из сохранности аргона в слюдах можно утверждать, что вслед за образованием гранитов вся территория в виде блока в течение примерно 50 млн лет была приподнята относительно термического уровня 200—150° С, выше чего Аг/К система становится закрытой. Об этом можно судить и по геологическим данным, так как на позднесвекофенских гранитах и вмещающих их комплексах располагаются породы порфировой формации, возраст которых варьирует от 1740 до 1600 млн лет. Отсюда геологические взаимоотношения свекофенских гранитов с породами порфировой формации также свидетельствуют о том, что в период между 1800 и 1750 млн лет эта область была приподнята и эродирована, после чего на ее поверхности происходило излияние вулканических пород. Сохранность аргона в слюдах свидетельствует о том, что ни в этот период, ни позднее область развития свекофенских гранитов не испытывала существенного погружения. Таким образом, свекофенская вторичная тектоноплутоническая активизация происходила в условиях общего подъема территории. Аналогичные данные о последующем за гранитообразованием и метаморфизмом подъеме территории имеются и для дальсландской зоны (O'Nions, Baadsgaard, 1971).

Области тектоноплутонической регенерации и сопутствующего ей гранитообразования в их современных границах хорошо выделяются по распределению К-Аг датировок. Эти площади в свою очередь совпадают с блоками земной коры, характеризующимися различным глубинным строением (Шустова, 1966; Kratz, Gerling, Lobach-Zhuchenko, 1968; Кратц, Лобач-Жученко, 1970; Sellevoll, Warrick, 1971). Напрашивается предположение, что тектоноплутоническая регенерация описанного выше типа связана с возникновением и развитием крупных геоблоков земной коры. Вероятно, благоприятными для этого были периоды поднятия геоблоков, которые, возможно, так или иначе были сопряжены с нарушением физико-химических условий в глубоких сечениях земной коры.

## ЛИТЕРАТУРА

- Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского п-ова // Очерки по петрологии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., 1968.
- Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы // Вестн. МГУ. 1967. № 1.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7.
- Володичев О. И. Особенности преобразования глиноземистых пород беломорской серии в период ультраметаморфизма // Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. 1969. Вып. 4.
- Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б., Горохов И. М., Кольцова Т. В. Изотопный возраст пород докембрия Балтийского щита // Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972.
- Горохов И. М., Крылов И. Н., Лобач-Жученко С. Б. и др. Геохронологическое изучение полиметаморфического комплекса кольской серии: Тез. докл. Днепропетровск, 1973.
- Кольцова Т. В. Использование пироксенов в К-Аг геохронологии // Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. Изотопная геохронология и глубинное строение земной коры // Геотектоника. 1970. № 2.
- Литвиненко И. В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.
- Лобач-Жученко С. Б., Байкова В. С., Чекулаев В. П. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974.

- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. Петрология // Геология и петрология гранитоидной части Юго-Западной Карелии. Л., 1969.
- Лобач-Жученко, Яскевич Н. И., Борисова К. Д. Гранитоиды // Там же.
- Мануйлова М. М., Кольцова Т. В. О возможности применения К-Аг метода для палеотермических и палеотектонических реконструкций (на примере Прибайкалья) // ДАН СССР. 1971. Т. 197, № 5.
- Мурбат С. Соотношения изотопов в метаморфических породах // Природа метаморфизма. М., 1967.
- Перевозчикова В. А. Основные черты тектонического строения северо-западной части Центрально-Кольского антиклинорного поднятия и вопросы корреляции супракрустальных комплексов // Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., 1968.
- Пушкарев Ю. Д., Шуркин К. А. Особенности строения зоны сочленения Беломорид и карелид и морфологические типы blastsmilonitov // Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., 1967.
- Свириденко Л. П., Шемякин В. М. Некоторые особенности кристаллизации глубинных гранитных магм (на примере чарнокитов и рапакиви Балтийского щита) // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
- Стенарь М. М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (Беломориды Западного Беломорья) // Геотектоника. 1972. № 5.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., 1966.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1964.
- Шемякин В. М., Шуркин К. А. Формационные типы чарнокитов Балтийского щита // Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. Воронеж, 1972.
- Шустова Л. Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований // Сов. геология. 1966. № 5.
- Wassink L. P., Gale N. H., Moorbath S. et al. Isotopic dating of very early Precambrian amphibolite facies gneisses from the Godthaab district, West Greenland // Earth Planet. Sci. Lett. 1971. Vol. 12.
- Compston W., Arriens P. A. The Precambrian geochronology of Australia // Can. J. Earth Sci. 1968. Vol. 5, N 3, pt. 2.
- Condie K. C. North American composition of the ancient crust // Science. 1967a. Vol. 155, N 3765.
- Condie K. C. Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming // Geochim. Cosmochim. Acta. 1967b. Vol. 31, N 11.
- Condie K. C., Macke J. E., Reimer T. O. Petrology and geochemistry of early Precambrian Africa // Bul. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81.
- Green D. C., Baadsgaard H., Cumming G. L. Geochronology of the Yellowknife area, Northwest Territories, Canada // Can. J. Earth Sci. 1968. Vol. 5, N 3, pt. 2.
- Harper C. T. Isotopic ages from the Appalachians and their tectonic significance // Can. J. Earth Sci. 1968. Vol. 5, N 1.
- Hjelmqvist S. Berggrundskarta over Kopparberg // SGU. Ser. C<sub>a</sub>. 1966. N 40.
- Kratz K. O., Gerling E. K., Lobach-Zhuchenko S. B. The isotope geology of the Precambrian of the Baltic Shield // Can. J. Earth Sci. 1968. Vol. 5, N 3, pt. 2.
- Lundqvist T. Precambrian geology of the Los-Hamra region central Sweden // SGU. Ser. Ba. 1968. N 23.
- Magnusson N. H., Thorslund P., Brotzen F. et al. Description to accompany the map of the Pre-Quaternary rocks of Sweden // SGU. Ser. Ba. 1960. N 16.
- Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. J. et al. Further Rb—Sr age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland // Nature Phys. Sci. 1972. Vol. 240, N 1000.
- O'Nions R. K., Baadsgaard H. A radiometric study of polymetamorphism in the Baamble region, Norway // Contr. Miner. Petrol. 1971. Vol. 34.
- Pankhurst R. J., Moorbath S., Rex D. C., Turner G. Mineral age patterns in CA 3700 my old rocks from West Greenland // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 20, N 2.
- Sellevoll A., Warrick R. E. A refraction study of the crustal structure in southern Norway // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1971. Vol. 61, N 2.
- Taylor S. R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table // Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. Vol. 28, N 8.
- Welin E. Den Svekofeniska orogena zonen i norra Sverige en preliminär diskussion // GFF. 1970. Vol. 92, pt. 4.
- Welin E., Blomqvist G., Parwel A. Rb/Sr whole rocks age data on some Swedish Precambrian rocks // GFF. 1966. Vol. 88, pt. 5.
- Welin E., Christiansson K., Nilsson O. Rb—Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks on Northern Sweden // SGU. Ser. C. 1971. N 666.

Серые гнейсы — это кварц-полевошпатовые породы тоналит-трондьемитового состава, широко распространенные в областях, сложенных породами раннего докембрия, где на их долю приходится от 50 до 80 % площади древнейших участков Земли; определенный для некоторых из них возраст составляет 3.6—3.8 млрд лет.

Известны и изучены древнейшие гранитоиды и гнейсы тоналит-трондьемитового состава на Кольском полуострове (Батиева и др., 1978), в Карелии (Лобач-Жученко, 1963; Лобач-Жученко и др., 1974; Свириденко, 1974; Геология. . ., 1978), на Канадском щите, п-ове Лабрадор (Hurst et al., 1975; Bridge-water, Collerson, 1976), в Западной Гренландии, где для серых гнейсов был впервые установлен древний возраст (Oxford Isotope Geology. . ., 1971; Moorbath et al., 1972; Mc. Gregor, 1973; Baadsgaard et al, 1976; Чадвик и др., 1978), Миннесоте (Arth, Hanson, 1975; Goldich, Wooden, 1978), Южной Африке (Viljoen M., Viljoen R., 1969; Anhaeusser, 1973; Hunter, 1974; Condie, Hunter, 1976), на Гвианском щите (Dougan, 1976), в гранитно-зеленокаменных областях Западной Австралии (Glikson, 1978). Совершенно естественно, что сочетание древнего возраста этих пород с большими объемами делает изучение их важнейшим моментом для выяснения характера и путей становления наиболее древней континентальной коры. Изучение вещественного состава серых гнейсов, кроме того, способствует обоснованию представлений о более раннем периоде истории Земли, позволяет ставить вопрос о гомогенности — гетерогенности мантии и ряд др.

О генезисе серых гнейсов были высказаны различные предположения, включающие осадочное, вулканическое и интрузивное происхождение. Калсбэк (Kalsbeek, 1970), изучавший гнейсовый комплекс Юго-Западной Гренландии, пришел к выводу об осадочной (граувакко-аркозовой) первичной природе серых гнейсов. Аналогичные представления разрабатываются петрологами Львовского Государственного университета на примере Украинского щита. Так, толща переслаивания серых (тоналитовых) гнейсов с амфиболитами, слагающая часть Саксаганского купола, рассматривается ими (Лысак, Сиворонов, 1976) как метаосадочная формация, имеющая ритмично-слоистое строение.

Тесное переслаивание серых гнейсов с амфиболитами дало основание другим исследователям (Barker, Peterman, 1974; Hunter et al., 1978, и др.) провести аналогию с бимодальными вулканическими сериями фанерозоя, с которыми к тому же архейские породы имеют ряд сходных геохимических характеристик. Переслаивание тоналит-трондьемитовых гнейсов с амфиболитами объяснялось и иначе — как результат расслаивания и деформаций интрузивных пород тоналит-трондьемитового состава, содержащих дайки базальтового состава. Несомненно, что породы тоналит-трондьемитовой серии во многих регионах имеют интрузивное происхождение (Hunter, 1974; Лобач-Жученко и др., 1974; Геология. . ., 1978). Исследователи гранитно-зеленокаменного комплекс Юго-Восточной Миннесоты (Arth, Hanson, 1975), пришли к заключению, что в этом регионе породы тоналит-трондьемитового состава представлены как вулканитами («светлые гнейсы»), так и интрузивной фацией (гипабиссальные дайки, плутоны), возникшими из магмы единого состава и генезиса.

К настоящему времени накоплен очень большой материал по геохимии (в том числе изотопной) серых гнейсов. Установлен ряд особенностей их состава, которые вводят определенные ограничения в физико-химические условия и исходные породы для формирования тоналит-трондьемитовых расплавов. Показано, что серые гнейсы и плутониты представляют собой лейко-

<sup>1</sup> Древнейшие гранитоиды СССР: Комплекс серых гнейсов. Л., 1981. С. 5—13. (Совместно с С. Б. Лобач-Жученко).

кратовые породы (Лобач-Жученко, 1978а), которые содержат более 15 % глинозема, много стронция — обычно 300—600 г/т (Arth, Hanson, 1975; Condie, Hunter, 1976; Bridgewater, Collerson, 1976; Glikson, 1976; 1978; Крылов, Лобач-Жученко, 1977), крайне обеднены ураном (Baadsgaard et al., 1976; Glikson, 1976; Lambert, Holland, 1976; Калсбэк, 1978; Лобач-Жученко, 1978б), иттрием и тяжелыми редкоземельными элементами (Arth, Hanson, 1975; Lambert, Holland, 1976).

Расчет петрологических моделей и использованием коэффициентов распределения для ряда этих элементов показал возможность выплавления тоналит-грандьемитовой жидкости из эклогита или содержащего воду амфиболита (Huter, 1974; Arth, 1975). Образование тоналит-грандьемитовых расплавов должно происходить на значительных глубинах, превышающих 45 км, поскольку в этих условиях, с одной стороны, не происходит кристаллизации плагиоклаза и остаточная фаза тем самым будет обогащаться стронцием, а с другой — может кристаллизоваться гранит, обедняющий расплав тяжелыми редкоземельными элементами.

Зарубежные экспериментальные работы (Kushiro, 1972) позволили показать, что на глубинах около 80 км андезитовые или дацитовые расплавы могут быть образованы в присутствии воды путем прямого плавления мантии (гранатового лерцолита). Интересным результатом этой работы явился тот факт, что полученные в эксперименте кислые породы оказались обладают такой же петрохимической особенностью, что и серые гнейсы, — лейкократовостью: по содержанию  $\text{SiO}_2$  расплавы близки к андезитам, а по небольшому количеству мафических минералов соответствуют дациту. Идея повышенного содержания воды в мантии и ранних этапах геологической истории Земли находит свое подтверждение в широком распространении ассоциирующих с серыми гнейсами коматинтов, поскольку температура плавления коматинта в сухих условиях, по данным Грина, равна  $1600^\circ\text{C}$ , что требует особых условий для реализации ультраосновного вулканизма. Полученная в эксперименте с водой (Mysen, Boettcher, 1975) температура порядка  $1300^\circ$  является геологически более реалистической.

Определенные ограничения в генетические модели серых гнейсов были внесены изучением в них изотопного состава стронция и кислорода. Изотопный состав стронция, измеренный в древнейших гранитоидах почти во всех регионах, согласуется с их мантийным происхождением (Moorbath, 1978; Hunter et al., 1978). Изучение изотопии кислорода в породах древнего гнейсового комплекса Свайленда (Hunter et al., 1978) также привело авторов к определенному заключению о сугубо эндогенной природе серых гнейсов. В то же время именно в этом регионе была показана геохимическая неоднородность серых гнейсов, среди которых наряду с «типичными» были выделены породы, не содержащие повышенных концентраций глинозема, стронция, не обедненные тяжелыми редкоземельными элементами, рубидием, иттрием. Аналогичные породы были обнаружены среди гнейсов Амисок в Гренландии (O'Nions, Pankhurst, 1972; Holland, 1976). Геохимические особенности этих пород являются следствием их образования в иных условиях, в том числе при ином давлении. Генезис некоторых из них (Hunter, et al., 1978) интерпретируется как результат коровой переработки и ремобилизации, но предполагается, что этому процессу не предшествовал этап выветривания и осадконакопления, что отразилось бы на изотопном составе кислорода.

Очевидно, что выбор петрологической модели прежде всего должен быть согласован с геологией серых гнейсов и увязан с геологическими и геохимическими данными по другим древнейшим породам, которые находятся в тесной ассоциации с серыми гнейсами. Необходимо также принимать в расчет возможные пути эволюции Земли (варианты первичной магматической дифференциации, неоднородной аккреции, характера и интенсивности дегазации,

метеоритную бомбардировку) в предшествующий период, т. е. до 4 млрд лет.

Если мы обратимся к геологии серых гнейсов, то здесь обнаружим не меньше важных вопросов, не имеющих определенного или однозначного решения. Краткий обзор положения серых гнейсов в регионах, где их возраст определен изотопными методами, позволяет заключить, что среди них могут быть выделены следующие геологические типы (Лобач-Жученко, 1978б): небольшие плутоны, купола, малые интрузии, сложенные однородными таналитами и трондьемитами, имеющими отчетливые интрузивные контакты с основными и ультраосновными вулканитами. Подобные массивы описаны в Миннесоте, Карелии, Каапвале; в последнем районе их возраст определен в интервале 3.2—3.4 млрд лет (Hunter et al., 1978). Второй тип — гнейсовые поля — либо однородные, либо перемежающиеся с амфиболитами; в некоторых регионах гнейсы содержат включения метасадочных пород. Сами гнейсы, как это отмечалось выше, не однородны по составу. Большая часть вопросов геологии тоналитовых гнейсов в таких регионах требует выяснения. Одним из них является вопрос о возрасте. В настоящее время не представляется ясным, являются ли серые гнейсы древнейшими геологическими породами; являются ли они древнейшими среди гранитоидов; одного ли они возраста или, как это следует из современных геохронологических данных, разновозрастны на различных щитах; каков их истинный изотопный возраст?

Наиболее древние возрасты для серых гнейсов и интрузий тоналит-трондьемитового состава варьируют в интервале 3.8—3.3 млрд лет. Значения 3.8—3.6 млрд лет получены для гнейсов Уивак Лабрадора и гнейсов Амисок в Западной Гренландии. На эти изохроны и в том, и в другом районе легли пробы не только серых гнейсов, но и так называемых очковых гнейсов. Эти породы содержат в большом количестве микроклин, обладают высоким отношением Fe/Mg, благодаря чему они тяготеют к толеитовой серии. Для Лабрадора (Bridgewater, Collerson, 1976) было установлено, что очковые гнейсы являются значительно более молодыми породами по отношению к серым гнейсам, внедрившимися после ранних этапов метаморфизма и деформации.

В Западной Гренландии геологическое положение богатых калием гнейсов не имеет однозначной трактовки. Некоторыми исследователями они сопоставляются с проторапакиви, другими (Baadsgaard et al., 1976) рассматриваются как реликты протокоры. Получены и новые данные по геологии этого региона (Чадвик, Ко, 1978), в соответствии с которыми микроклиновые очковые гнейсы являются более молодой породой, интродуцировавшей в складчатые лейкократовые тоналитовые гнейсы. Поскольку очковые гнейсы по сравнению с серыми являются более литофильными породами, содержащими большее количество урана и рубидия, входящих в изотопные системы, которые использованы в геохронологии серых гнейсов, то естественно, что определенный возраст в 3.6—3.8 млрд лет соответствует времени формирования очковых гнейсов. Расчет возможного возраста серых гнейсов на основе рубидий-стронциевой системы не представляется правомерной задачей, как это показано в работе Хантера с соавторами (Hunter et al., 1978) в связи с возможными вариациями в первичном отношении Rb/Sr.

Таким образом, можно полагать, что во всех исследованных древних сечениях древнейшими кислыми породами являются породы тоналит-трондьемитового состава, а богатые калием кислые магмы появляются после них и имеют возраст 3.6 млрд лет (гнейсы Уивак II на Лабрадоре, очковые Амисок гнейсы).

В гранитно-зеленокаменных областях установленным геологическим фактом можно считать также многократность интрузий магм тоналит-трондьемитового состава. Это, как отмечалось, показано на примере Миннесоты (Arth, Hanson, 1975), Карелии (Геология... , 1978). В Среднем Приднепровье (Украинский щит) устанавливается в интервале времени, предшествующем 3 млрд лет,

по крайней мере трехкратное внедрение тоналитов и трондьемитов. Внедрения наиболее ранние отделены от последующих регионально проявленными деформациями, а вторые интрузии от третьих — локальными деформациями и К-метасоматозом.

Менее выясненными являются соотношения древнейших гранитоидов с другими породами. Среди пород тоналит-трондьемитовой серии, как отмечалось, выделяются плутоны, массивы, штоки, безусловно более молодые, чем древнейшие вулканогенно-осадочные породы. Примерами подобных плутонов могут являться тоналиты Барбертона (Viljoen M., Viljoen R., 1969; Hunter, 1974), лижмореченские плагиограниты Карелии (Геология. . ., 1978) и др.

В то же время за пределами гранитно-зеленокаменных областей, в районах сильной тектонической переработки и регионально проявленной амфиболитовой фации метаморфизма, соотношения серых гнейсов с другими породами значительно более сложные. В некоторых районах (Свазиленде, Приднепровье, юго-восточной части Карелии) наблюдается тесное переслаивание серых гнейсов с амфиболитами, которое, как отмечалось, имеет разнообразную геологическую интерпретацию. Осадочное и вулканическое происхождение подразумевает одновременное образование кислых и основных членов этой бимодальной ассоциации. Хотя существуют примеры (керетьская свита беломорской серии на мысе Шарапов, гнейсы в районе среднего течения р. Водлы в Карелии), где можно видеть, что это переслаивание имеет тектоническую природу и возникает по тоналит-трондьемитовому субстрату, содержащему более молодые дайки и тела основных пород. Так же неопределенно соотношение серых гнейсов с фрагментами супракрустальных пород (супракрустальные породы среди гнейсов Уивак, супракрустали Акилья и Исуа с полосчатыми гнейсами Амйтсок и их аналогами в районе Исуа). Большинство исследователей рассматривают супракрустальные породы как более древние, что находит подтверждение в возрасте железистых кварцитов из района Исуа, равном возрасту гнейсов (3.76 млрд лет). Если же учитывать геологическую разновозрастность гнейсов и геохимическую неоднородность, свидетельствующую об их некогенетичности (O'Nions, Pankhurst, 1972; Lambert, Holland, 1976; Hunter et al., 1978), то вопрос о возрастных соотношениях собственно серых гнейсов с супракрустальными породами становится менее очевидным. К этому следует добавить, что для Древнего Гнейсового Комплекса в Свазиленде с помощью структурного анализа удалось показать (Hunter et al., 1978), что породы метаморфической серии моложе серых гнейсов и пород бимодальной серии. Необходимо учитывать также чрезвычайно сложную тектоническую историю этих регионов. В области развития древних гнейсов Уивак (Лабрадор), например, многократные деформации привели к тектоническому переслаиванию супракрустальных пород серии Аперनावик с более древними гнейсами.

Проведенные в последние годы детальные работы в районе Исуа, в том числе структурные исследования Джеймса и Аллорта, позволили сделать иное, чем высказывалось ранее, предположение о том, что метаморфические породы Исуа моложе серых гнейсов, которые испытали частичную ремобилизацию (Аллорт, 1978) при деформациях и метаморфизме осадочно-вулканогенной серии Исуа.

Таким образом, из имеющейся информации о составе серых гнейсов и геологическом строении регионов, в которых они развиты, следуют некоторые достаточно определенные заключения.

1. Во всех регионах среди гранитоидов древнейшими являются граниты и гнейсы тоналит-трондьемитового состава с определенными сходными между собой геохимическими особенностями.

2. Изотопный возраст этих пород варьирует от 3.7 до 3.2 млрд лет. Вариации, с одной стороны, возможно, отражают их истинную разновозрастность, но в то же время существуют и обоснованные представления, что

цифры возраста соответствуют более поздним наложенным процессам, а истинный возраст пород, превращенных в серые гнейсы, древнее.

3. Во всех регионах гнейсы во времени и пространстве связаны с низкокальциевыми толеитовыми базальтами. Несомненно, что те геологические соотношения, которые между ними наблюдаются, являются результатом последующих тектонических и ультраметаморфических явлений и не могут быть однозначно перенесены на их первоначальные соотношения.

4. Во всех древних участках породы тоналит-трондьемитового состава являются преобладающими породами, что следует учитывать при петрогенетических и тектонических построениях.

5. Ареальное развитие в больших масштабах на значительных глубинах в мантии плавления с образованием тоналит-трондьемитовых магм свидетельствует, по-видимому, о сравнительно мощной литосфере уже на ранних этапах геологической истории.

## ЛИТЕРАТУРА

Аллорт Я. Древние супракрустальные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующие с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа // Ранняя история Земли. М., 1978.

Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Байкова В. С. и др., Л., 1978.

Калсбэк Р. Метаморфизм архейских пород Западной Гренландии // Ранняя история Земли. М., 1978.

Лобач-Жученко С. Б. Плагииграниты раннего докембрия — генетические связи и формационная принадлежность // Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1978. (Труды Ин-та геологии и геохимии; Вып. 151).

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974.

Лысак А. М., Сиворонов А. А. Петрографические особенности и генезис гнейсово-амфиболитовой формации бассейна р. Базавлук (Украинский щит) // Геол. журн. 1976. Т. 36, вып. 6.

Чадвик Б., Ко К. Новые данные об архейской геологии Юго-Западной Гренландии // Ранняя история Земли. М., 1978.

Arth J. G., Hanson G. N. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. Vol. 39.

Vaadsgaard H., Lambert R. St., Krupicka J. Mineral isotopic age relationships in the polymetamorphic Amitsoq gneisses, Godthaab district, West Greenland // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. Vol. 40, N 10.

Barker F., Peterman Z. E. Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early Precambrian crust // Precamb. Res. 1974. Vol. 1, N 1.

Bridgewater D., Collerson K. D. The major petrological and geochemical characters of the 3600 m. y. Uivak gneisses from Labrador // Contrib. Miner. Petrol. 1976. N 54.

Goldich S. S., Wooden J. L. Geochemistry of the Archean rocks in the Morton and Granite Falls areas, Southwestern Minnesota. Preceed of 1978 // Arch. Geochem. Confer. Canada, 1978.

Hunter D. R. Crustal development in the Kaapvaal craton, the Archean // Precamb. Res. 1974. Vol. 1, N 4.

Hunter D. R., Barker F., Millard H. T. Jr. The geochemical nature of the Archean Ancient Gneiss Complex and Granodiorite, Suite, Swaziland: a preliminary study // Precamb. Res. 1978. Vol. 7, N 2.

Kalsbeek F. The petrography and origin of gneisses, amphibolites and migmatites in the Qasigaliq region, S. W. Greenland // Gronland. Geol. Under. Bul. 1970. N 83.

Kushiro J. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressure // J. Petrol. 1970. Vol. 13.

Lambert R. St. J., Holland J. G. Amitsoq gneiss geochemistry: preliminary observations // The Early History of the Earth. London, 1976.

Moorbath S. Age and isotope evidence for the evolution of continental crust // Philos. Trans. R. Soc. London. 1978. Vol. 288.

Mesen B. O., Boettcher A. L. Melting of a hydrous mantle // J. Petrol. 1975. Vol. 16, N 3.

O'Nions R. K., Pankhurst R. J. Rare earth element distribution in Archaean gneisses and anorthosites, Godthaab area, West Greenland // Earth Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 22, N 4.

Viljoen M. J., Viljoen R. P. The geochemical evolution of the granitic rocks of the Barberton region // Geol. Soc. South Africa. Spec. Publ. 1969. N 2.

## ДОКЕМБРИЙСКАЯ ЗЕМНАЯ КОРА МАТЕРИКОВ, ЕЕ СТАНОВЛЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ<sup>1</sup>

### О ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЕ МАТЕРИКОВ (ДРЕВНИХ ЩИТОВ), ЕЕ СТАНОВЛЕНИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ<sup>2</sup>

В связи с быстрым прогрессом в познании различных аспектов геологии древних щитов на разных материках ныне уместно попытаться подвести некоторые итоги, касающиеся становления и эволюции земной коры в докембрии.

В настоящем очерке свою попытку в этом направлении авторы ограничивают вопросом о природе земной коры материков на начальных этапах ее опознанного геологического развития и некоторых аспектах ее тектонической эволюции в течении докембрия. Наиболее информативными для такой цели являются складчатые пояса (системы) и их соотношения со смежными стабильными сегментами (кратонами) земной коры древних щитов, которые, особенно в течение последних двух десятилетий, были объектом интенсивных целеустремленных исследований большого числа специалистов разных стран.

Как показывает анализ данных по геологии докембрия материков, возникновение складчатых поясов и высокометаморфизованных линейментных зон хотя и было отчасти диахронным на разных материках, относится в основном к следующим интервалам времени: 3800—3500, 3000—2600, 2000—1800 (1700), 1300—1000 и 600—400 млн лет. Эти интервалы являются главными периодами образования складчатых сооружений и преобразования земной коры материков в докембрии (периоды суперсобытий).

Из-за невозможности в рамках настоящего сообщения охватить весь имеющийся фактический материал далее будут затронуты лишь основные ключевые районы, данные по которым позволяют, насколько ныне возможно, осветить отмеченные выше вопросы.

Прежде чем переходить к рассмотрению фактических данных, небезынтересно вкратце вспомнить, что в соответствии с различными моделями аккреции Земли как планеты возникли две группы представлений о природе первичной коры нашей планеты: одна — утверждающая, что первичная кора была базальтоидного состава; вторая — заключающая, что к началу геологического этапа развития Земли, т. е. к началу возникновения первых осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, кора была представлена в значительной своей части или даже полностью сиалическим слоем.

Обе группы представлений основаны на том, что во время и вследствие аккреции Земли развивалась колоссальная тепловая энергия (гравитационного коллапса, радиоактивная, энергия отделения ядра, приливно-отливная энергия благодаря близости в то время Луны к Земле, энергия метеоритных бомбардировок и др.), которая привела к полному расплавлению вещества Земли или по крайней мере ее внешних оболочек.

<sup>1</sup> За цикл работ по теме с этим названием К. О. Кратцу была присуждена в 1982 г. премия АН СССР имени Л. П. Карпинского.

<sup>2</sup> Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., 1980. С. 147—169. (Совместно с Ф. П. Митрофановым).

Согласно первой группе концепций, при дифференциации расплавленной массы планеты на ядро, мантию и кору последняя возникла при прогрессивном остывании за счет остаточной мантии накили (расплава) в целом габброидного (базальтоидного) или, в случае ее кристаллизационно-гравитационного деления, анортозитового состава. К такому же эффекту может привести и механизм зонной плавки.

Образование же первичного сиалического слоя могло идти, как предполагают некоторые исследователи, за счет дальнейшей дифференциации той же мантии и ее остаточного базальтоидного расплава при продолжавшихся охлаждении и дегазации планеты с обогащением ее наружной оболочки сиалическими компонентами. По мнению других, первичный сиалический слой образовался путем нарушения сплошности сформированной мафической коры, вызванного контракцией остывающей Земли, усиленной конвективными течениями в мантии и метеоритной бомбардировкой с выводом на поверхность кислых расплавов из мантии в соответствии с плотностными перераспределениями вещества по вертикали. При этом одни исследователи предполагают, что такая сиалическая оболочка, вероятно, тонкая, могла охватить практически всю поверхность планеты, другие же допускают ее прерывистость — от незначительных по размерам пятен до площадей континентального масштаба. Как видно из последнего, не исключено и предположение об одновременном существовании на этой стадии коры и того и другого типа.

К сожалению, мы не имеем никаких свидетельств в виде горных пород этой стадии развития нашей планеты, чтобы судить о правомерности той или иной из высказываемых гипотез. Поэтому авторы считают своей задачей начать рассмотрение поставленной проблемы с собственно геологического этапа эволюции Земли. Обратимся к тем древнейшим геологическим телам, которые ныне устанавливаются по геологическим и геохимическим данным и отмечают собой самый начальный этап документируемой сегодняшней геологической истории нашей планеты. Следовательно, эти тела могут являться показателем как общего характера, так и специфических черт состава и строения земной коры в этот начальный геологический этап ее развития.

По общему признанию исследователей, такие древнейшие геологические образования Земли представлены так называемыми гранитно-зеленокаменными областями, развитыми практически на всех древних щитах и относящимися к временному интервалу 3800—2600 млн лет назад. . .

Характерным для этих областей является наличие многочисленных неправильной формы участков и сублинейных зон вулканогенных и осадочных толщ (т. е. реликтов зеленокаменных поясов), развитых в преобладающем по площади поле гранитоидов. Следует подчеркнуть, что при этом плутонические и супракрустальные породы практически на всех щитах с удивительной выдержанностью обладают сходными чертами состава и строения. Важнейшими для данного случая особенностями гранитоидов являются их тоналито-гранодиоритовый состав и низкие значения первичных отношений  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ , принимаемые как признак их мантийного происхождения.

Отличительными чертами зеленокаменных поясов являются: вытянутый, узколинейный характер, распространение их в виде параллельных систем или скоплений на огромных гранитоидных площадях; преобладание основных вулканических и незрелых кластических осадков; последовательное излияние ультраосновных, основных, средних и кислых лав, венчаемое осадочными, большей частью грауваккового типа породами, причем с повторением этой последовательности два или более раз; содержания К, Rb, Cs, Sr, Ba, промежуточные между известково-щелочными и океаническими толеитами и напоминающие содержания в низкокальциевых толеитах современных островных дуг; интенсивная дислоцированность пород большинства поясов; метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации; отсутствие мощных карбонатных толщ,

характерных для более молодых геосинклинальных поясов; по своей периферии зеленокаменных комплексов — пронизанность более молодыми гранитоидами, нередко в виде характерных диапировых интрузий. Возникновение этих гранитоидов тесно связано с развитием самих поясов.

Ранее реликты таких зеленокаменных комплексов на примере Канадского щита считались древнейшими «зеленокаменными ядрами», возникшими за счет первичной океанической коры и впоследствии сохранившимися среди поля более молодых гранитов. Выявившееся за последние 10—15 лет сходство химизма базальтоидов древних зеленокаменных комплексов и пород современных островных дуг привело некоторых исследователей к выводу о том, что архейские зеленокаменные пояса представляют собой островные дуги, возникшие в связи с зонами субдукции в пределах первичной океанической коры. Однако полученные впоследствии новые геологические и радиометрические данные, показывающие, что на древних щитах эти зеленокаменные пояса несомненно возникли в пределах уже существовавшего сиалического слоя, заставили многих исследователей отказаться от такого представления. Действительно, такие соотношения ныне установлены в целом ряде мест.

В гранитно-зеленокаменной области провинции Слейв в Канаде зеленокаменный комплекс супергруппы Йеллоунайф залегает трансгрессивно, местами через базальные конгломераты, на гранитах с возрастом 3100 млн лет (Stockwell, 1933; Baragar, 1966; McGlynn, Henderson, 1970, и др.), а сам прорывается кеноранскими гранитами с возрастом 2600 млн лет. Аналогичные соотношения установлены там же, в провинции Сьюпириор, где, по данным А. М. Гудвина (Барагар, Мак-Глинн, 1977), вулканиты древнейших зеленокаменных комплексов возрастом 2900—2700 млн лет залегают на огнейсованных тоналитах и гранодиоритах возрастом 3000—3100 млн лет местами трансгрессивно (пояс Абитибис — Holubec, 1972), местами через базальные конгломераты (р-н Росс-Лейк, по данным Д. Х. Роуссела, — Барагар, Мак-Глинн, 1977). Конгломераты зеленокаменного комплекса, по данным Ф. Дж. Элберса (Барагар, Мак-Глинн, 1977) содержат гальку гранитов возрастом 3100 млн лет. К этому же выводу приводит и значительное, а местами и исключительно преобладающее содержание гранитного материала в терригенной серии зеленокаменных комплексов, свидетельствующее о гранитоидном характере одновременно существовавших областей сноса (Condie, 1967; McGlynn, Handerson, 1970; Baragar, Мак-Глинн, 1977, и др.).

На южном продолжении Канадского щита в штате Миннесота выделяются гнейсы Мортон и Монтевидео возрастом 3550—3600 млн лет (Goldich et al., 1970). Развитый среди них более молодой комплекс зеленокаменных пород возрастом 2950—2750 млн лет сопоставляется с зеленокаменными комплексами расположенной севернее провинции Сьюпириор, т. е. они возникли через 700—800 млн лет после образования гнейсового фундамента. В этом же регионе (юго-запад Миннесоты) установлены еще более древние гранодиориты Мир возрастом 3800 млн лет (Goldich, Hedge, 1974).

В Восточном Лабрадоре, в провинции Найн (Collerson et al., 1976), находятся древнейшие тоналитовые мигматиты (гнейсы Уивак I) с прорывающими их интрузиями кварцевых монцонитов — ферродиоритов и железистых горнблендитов и более поздние гранодиоритовые гнейсы (гнейсы Уивак II), для которых получен возраст 3620 млн лет. Гнейсы прорваны основными дайками (амфиболитами) Саглек и вместе с ними перекрыты комплексами гранатовых и силлиманитовых кварцитов, кварцитогнейсов, мраморов, гранат-ставролит-кордиеритовых и полевошпатобиотитовых сланцев, амфиболитов с линзами тремолитовых сланцев, серпентинитов и горнблендитов (серия Уперनावик). Супракрустальные породы и подстилающие их гнейсы прорваны гранитогнейсами возрастом 3130 млн лет, возникшими, вероятно, за счет ремобилизации более древних гнейсов.

По мнению всех исследователей, самые древние из известных в настоящее время геологических образований представлены породами комплекса тоналитовых гнейсов Амитсок в западной части Готхобского кратона в Южной Гренландии. Возраст гнейсов определен в 3900—3700 млн лет и близок возрасту железистых кварцитов из осадочно-вулканогенной серии Исуа (3760 млн лет), что послужило поводом для дискуссии об относительном возрасте этих двух комплексов пород. . .

Расположенный в этом же районе зеленокаменный комплекс Малене залегает на гнейсовом основании Амитсок. Дайки Амералик могут быть частью древнее, частью моложе серии Малене, а частью же, возможно, являются подводящими каналами для ее вулканитов (Chadwick, Сое, 1976). Более поздние внедрения протяженных пластовых интрузий анортозитов, их последующая деформация вместе с серией Малене и региональный метаморфизм до гранулитовой фации завершились 3040 млн лет назад. Возникшие при этом граниты (гнейсы Нью) продолжали периодически внедряться вплоть до 2800 млн лет.

Древнейшие образования известны и в Южной Африке, на Родезийском кратоне, где, как указывает А. Крёнер (Kгöner, 1977), себаквийский зеленокаменный комплекс, прорванный гранитоидами возрастом 3500 млн лет (Hawkesworth et al., 1975), залегает на еще более древнем гнейсогранодиоритовом основании. Там же более молодой, булавайский зеленокаменный комплекс в районе Белингве залегает на гранитоидах возрастом 3500 млн лет и прорывается гранитами возрастом 2600—2700 млн лет (Sutton, 1977; Kгöner, 1977). Себаквийский этап развития зеленокаменных поясов отделяется здесь от более позднего, булавайского, периодом стабилизации коры (Sutton, 1977), отчетливо документированным возникновением в это время роев даек, кольцевых интрузий, силлов и других гипабиссальных тел основных и ультраосновных пород, которые прекрасно сохранились на юго-востоке Зимбабве (Wilson, 1973).

Древнейшие образования сиалической коры широко развиты в Центральной Африке и известны там как комплекс Западного Нила (возрастом 3500 млн лет — Kгöner, 1977), гнейсы основания Уганды, гнейсовый комплекс Гарамба и др. На них залегают кибалийские образования, которые по прорывающим гранитам имеют возраст не моложе 3100 млн лет. Гнейсы возрастом 3700 млн лет ныне известны также на Гвианском и Западно-Африканском щитах.

В Центральной Карелии С. Б. Лобач-Жученко (Геология и петрология. . . , 1978) выделены древнейшие комплексы метавулканитов (от коматиитов до метаандезитов) и покрывающих их метаосадочных пород с сопровождающими их основными и ультраосновными интрузиями, которые трансгрессивно перекрывают более древние гнейсогранодиориты и которые сами несомненно древнее, чем прорывающие их пегматиты возрастом 2800 млн лет и граниты возрастом 2600 млн лет.

Имеются многочисленные другие примеры, в которых прямо или косвенно доказываются аналогичные соотношения между древними комплексами, хотя некоторые из них за недостатком фактических данных остаются пока дискуссионными. Такой пример представлен в Восточной Сибири, на Алданском щите, где древнейшая, по общему мнению, иенгская серия кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов считается продуктом разрушения более древних гранитов и по своему характеру должна быть отнесена к энсиалической.

Таким образом, практически во всех более или менее достоверных случаях зеленокаменные пояса представляют собой интраконтинентального типа мобильные пояса, возникшие в пределах существовавшего до их появления сиалического слоя. Из сказанного очевидно, что само возникновение зеленокаменных поясов связано с деструкцией — дроблением более ранней гранитной коры — и их размещением вдоль ослабленных таким образом шовных зон между образовавшимися глыбами коры. В отношении того, как это происходило, ныне представлен целый ряд моделей.

Разные авторы стремились своей моделью лучшим образом объяснить совокупность основных черт зеленокаменных поясов: их строение, распределение вулканитов и осадков, интрузивных пород, характер и особенности проявления складчатых и разрывных структур и т. д.

Несмотря на различия в толкования механизма и модели образования архейских зеленокаменных поясов, напрашивается один важный для данной темы вывод: то ли путем раздвижения смежных сиалических плит, то ли путем излияния подкорковых магм по разломам и последующего под тяжестью возникшей призмы вулканитов прогибания сиалической коры, ее переплавления и выжигания вверх в пределах пояса образуется участок коры океанического типа. Подчеркнем лишь, что это — новообразование, а не первичная океаническая кора.

Добавим еще, как отмечают и другие авторы, что в связи с древними зеленокаменными поясами, во всяком случае пока, нигде не установлено наличие офиолитового комплекса, зон меланжа и других образований, характерных для современных островных дуг; встречающиеся ультраосновные интрузии не являются альпинотипными.

Далее, вторая существенная особенность заключается в том, что, как показал Д. Бруджуотер на основании геохимических данных по разным материалам, породы сиалической коры древнее 2600 млн лет в большинстве своем представляют тоналиты и гранодиориты и являются ювенильными образованиями, т. е. подкорového, или мантийного происхождения.

В-третьих, представляется, что земная кора в это время была маломощной и сравнительно нестабильной, а астеносфера стояла высоко, возможно на уровне неглубоко залегавшей поверхности Мохоровичича.

Этап 3000—2600 млн лет в пределах современных материков был периодом интенсивнейшего гранитообразования. Данные по области Фискенессет и Готхобском кратоне (Kalsbeek, 1976) и по Шотландии (Sutton, 1977) показывают, что новообразованные в это время граниты составляют 80 % и более развитых здесь пород. В пределах зеленокаменных областей Канадского щита большая часть гранитов также попадает в интервал времени от 3100—2900 до 2600—2500 млн лет. Данные С. Б. Лобач-Жученко для Карелии и И. В. Белькова для Кольского полуострова указывают на значительные преобладания гранитоидов этого же времени в упомянутых регионах. Аналогичное явление наблюдается и на других древних широтах.

Действительно, как указывает и Дж. Саттон (Sutton, 1977), земная кора материков в этот этап была более чем на три четверти переработана и создана заново; сохранились лишь незначительные участки более ранней коры. Вновь возникшая достаточно мощная и стабилизированная кора мало чем отличалась от современной. Она занимала практически всю территорию (а возможно, и больше) современных материков. Такое предположение согласуется с выводом Д. Бриджуотера и В. С. Файфа (Bridgwater, Fyfe, 1974) о том, что большая часть сиалического материала, ныне встречаемого в континентальной коре, выделилась (отдифференцировалась) в течение первых 500—800 млн лет геологической истории Земли. Это подтверждает и А. Крёнер (Köner, 1977), который считает, что в Африке 2600 млн лет назад уже существовали огромные протощиты, занимавшие почти всю ее территорию.

Совершенно очевидно, что более поздние тектонические процессы, в том числе развитие мобильных поясов, должны были протекать иначе, чем в архее. Действительно, изучение протерозойских мобильных (складчатых) поясов показывает, что в пределах древних платформ (в кратонах) они были интраконтинентальными. Пока описан только один случай — геосинклиналь Коронейшн на севере Канадского щита (Hoffman et al., 1970) как континентально-океанический пограничный (шовный) подвижный пояс. Примером складчатых поясов, обрамляющих древние кратоны, вероятно, является и Южно-Сибирский (Мон-

голо-Охотский) складчатый пояс, в котором в краевой Джугджуро-Становой зоне элементы энсиматического характера ощущаются с раннего докембрия.

Протерозойские пояса весьма различны по своему строению и развитию. Большая их часть возникла вдоль ослабленных зон в пределах континентальной коры, при этом кора не теряла своей целостности и не происходило новообразования океанической коры. Более того, не все ослабленные зоны достигали подкорковых областей, что обеспечило бы вывод на поверхность глубинных основных магм. Примером развития таких глубинных разломов с выводом подкоркового вещества могут служить лишь узкие протяженные вулканические борозды раннего протерозоя Карелии, Великая Дайка Африки и др. В составе геосинклинальных толщ протерозоя (главным образом раннего) базальтоидные вулканиды встречаются относительно редко (лапландские карелиды, гудзониды, Лабрадорский трог и др.) Обычно они присутствуют в резко подчиненном количестве, появляясь или вначале (например, Ладожская зона), или в середине осадконакопления (дамарский тип в Африке), или венчают разрез (например, свекофениды).

Другой тип подвижных поясов протерозоя в пределах древних платформ отличается вообще отсутствием сопряженного с их развитием геосинклинального осадконакопления или вулканизма и выражается только в интенсивной тектонической, метаморфической и плутонической переработке более раннего кристаллического основания.

Если в них и встречаются супракрустальные породы, перекрывающие фундамент, то они большей частью представляют собой мелководные шельфовые отложения континентального типа. Такие складчатые пояса известны уже в позднем архее в областях ранней стабилизации (пояс Лимпопо), но характерны для протерозоя, становясь преобладающим типом в позднем протерозое (гренвиллиды, кибариды, байкалиды). Примечательно, что в поясах последнего типа структуры смежных кратонов прослеживаются в ложе поясов, трассируются в ограничивающих их кратонах, свидетельствуя об отсутствии существенных смещений соответствующих сегментов коры друг относительно друга (Schackleton, 1973; Cahen, Snelling, 1966). Иными словами, решающими здесь в преобразовании земной коры были вертикальные движения.

Итак, протерозойские подвижные (складчатые) пояса древних платформ (кратонов) развиваются на сиалической коре и за счет сиалической коры без существенного участия, а то и при полном отсутствии подкоркового вещества. Такое направленное развитие, выражающееся в постепенном «вырождении» процессов массообмена между корой и мантией достигло своего апогея к концу докембрия и определенным образом подготовило резкий переход к совершенно отличному типу фанерозойского тектонического развития. Может быть, неудивительно, что фанерозойские складчатые пояса резко встречаются в докембрийских континентах, а как правило, обрамляют их по периферии, захватывая раздробленные их краевые участки и зоны.

Таким образом, на основании данных многочисленных исследователей по разным обнаженным территориям докембрия рисуется общая картина развития земной коры дофанерозойских материков и, действительно, существуют те или иные исключения, но они не меняют общего, принципиального хода событий.

Итак, в архейское время наблюдается рассеянное в пространстве новообразование симатической (океанического типа) коры в виде зеленокаменных поясов в пределах более ранней сиалической коры. Вместе с прогрессивным утолщением за счет поступления подкоркового вещества и как следствие — стабилизации коры к концу архея число зеленокаменных поясов становится меньше с укрупнением их размеров, при этом их скопления, т. е. участки их проявления, становятся более редкими. В начале протерозоя роль симатических поясов в развитии коры этих структур резко уменьшается и к концу докембрия становится незначительной.

Остается вопрос: какова же была земная кора нашей планеты в целом в докембрии, в том числе и за пределами известных ныне материков? Отсутствие каких-либо фактических данных о докембрии современных океанических пространств делает ответ на него в настоящее время более чем трудным. Нельзя все же отказаться от попытки рассмотреть данный вопрос хотя бы в предположительной форме в свете имеющихся данных, и, в частности, тех, которые изложены выше.

Прежде всего асимметрия распределения современных континентов и океанов позволяет, а быть может, и заставляет поставить вопрос иначе: могла ли в докембрии существовать сплошная континентальная кора, обволакивающая всю планету?

На раннем архейском этапе развития благодаря тому, что земная кора, как отмечено выше, по всей вероятности, была тонкой и относительно нестабильной, в ее пределах эпизодически возникали многочисленные новообразованные зеленокаменные пояса протоокеанического типа и не могла иметь места существенная изостатическая дифференциация земной коры на материки и океаны. Видимое отсутствие сколько-нибудь значительных изостатических градиентов позволяет предполагать, что в этот период земная поверхность была покрыта обширным мелководным морем (морями), возможно, с низкими островами в местах неравномерно утолщенной коры.

В этап же 3000—2600 млн лет назад, когда в результате грандиозного гранитообразования произошли резкие нарастания мощности и общей массы сиалической коры и соответствующая ее существенная консолидация, могли в основном обозначиться настоящие материки. Очевидно, в соответствии с неизбежной изостатической компенсацией возникшие в это время крупные сиалические массы должны были всплыть вверх с образованием континентальных массивов, на что указывает и начавшееся в это время типичное эпиконтинентальное осадконакопление в виде мощных древнейших платформенных чехлов, например, система Понгола 3000 млн лет), системы Доминион Риф и Витватерсранд (2500—2600 млн лет). Соответственно другие участки земной коры, не испытавшие такого приращения мощности, погружались или оставались погруженными относительно материковых масс с образованием океанических бассейнов, напоминающих современных. Можно лишь предполагать на основании ряда физических и геохимических данных, что в пределах этих обширных океанических пространств или погруженных областей кора была значительно меньшей мощности чем кора сосуществовавших континентов, и вследствие этого подвержена более интенсивному взаимодействию с мантией и превращению ее в кору океанического типа. Вероятно, этот период был весьма важным в латеральной дифференциации ранней коры планеты на коры континентального и океанического типов, соответствующих в общем современному их пониманию. Пространственное распределение обоих типов коры, вероятно, тогда не соответствовало современному распределению материков и океанов, которое, как считают, определялось в основном дрейфом континентов в фанерозойское или даже в позднефанерозойское время.

Каковы причины такой ранней дифференциации земной коры?

На этот вопрос можно попытаться ответить лишь в самом общем виде.

Как теперь известно, все внутренние (земной группы) планеты (Марс, Меркурий, Луна), которые ныне отражают самые ранние этапы своего развития, отличаются отчетливой асимметрией строения своей поверхности. Логически следует думать, что Земля, которая возникла одновременно с ними и в целом в одном и том же космическом пространстве, должна была образоваться под воздействием сходных сил и процессов. Следовательно, строение первичной поверхности Земли тоже могло быть асимметричным.

Действительно, доверяя палеомагнитным реконструкциям для докембрийского времени, разные авторы приходят к выводу, о том, что современные

материки в то время составляли единое целое, так называемую Пангею. Иными словами, то, что выше было сказано о дофанерозойских материках, быть может, относится к коре единого докембрийского материка Пангеи, за пределами которого была кора иного типа, вероятно, как уже отмечалось, симатического (базальтоидного) типа.

Физическая природа процессов такой латеральной асимметричной дифференциации земной коры пока неизвестна. А. М. Гудвин (1979) связывает ее с гигантской метеоритной бомбардировкой Земли в период от начала ее аккреции 4.6 до 3.3—3.0 млрд. лет назад, т. е. включая начало собственно геологической истории Земли.

В итоге всего вышеизложенного напрашиваются три обобщающих вывода.

1. С самого начала известного ныне геологического развития Земли (около 4.0 млрд лет назад), возможно и несколько ранее, а также при всей последующей ее эволюции сиалический и симатический типы земной коры сосуществовали и развивались одновременно.

2. В пределах собственно сиалического сегмента земной коры в начальное, т. е. архейское, время происходило интенсивное новообразование симатической коры в виде «зеленокаменных» вулканических поясов. Развитие последних в результате эндогенных и экзогенных процессов приводило к прогрессивному утолщению и консолидации континентальной коры. Со временем в общей поступательной эволюции континентальной коры в докембрии роль симатических вулканических поясов сокращалась, а участие невулканических мобильных поясов увеличивалось.

3. Направленное развитие коры континентального сегмента, доведенной этим путем до крайней своей кратонизации, привело к тому, что такая кора суперконтинента Пангеи вынуждена была реагировать на подкоровые (мантийные) процессы общим дроблением на самостоятельные материковые массивы. В связи с этим и вследствие этого резко изменился характер тектонического развития земной коры с переходом в планетарном масштабе к стилю тектоники, характерному для фанерозойского этапа ее эволюции.

## ЛИТЕРАТУРА

Барагар В. Р. А., Мак-Глинн Дж. К. Раннеархейский фундамент на Канадском щите // Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977.

Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / С. Б. Лобач-Жученко, И. Н. Крылов, Н. А. Арестова и др. Л., 1978.

Гудвин А. М. Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной коры // Ранняя история Земли. М., 1979.

Anhaeusser C. R. The Barberton Mountain Land, South Africa — A guide to the understanding of the Archaean geology of Western Australia // Econ. Geol. Res. Unit, Univ. Witwatersrand, Imp. Circ. 1970. Vol. 55.

Anhaeusser C. R. The nature and distribution of Archaean gold mineralisation in southern Africa // Miner. Sci. Engng. 1976. Vol. 8.

Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. J., Viljoen R. P. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology // Geol. Soc. Amer. Bul. 1969. Vol. 8.

Baragar W. R. A. Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1966. Vol. 3.

Bridgwater D., Fyfe W. S. The pre-3 b. y. crust: Fact—fiction—fantasy // Geosci. Canada. 1974. Vol. 1.

Bridgwater D., Watson J., Windley B. F. The Archaean craton of the North Atlantic region // Phil. Trans. R. Soc. London. 1973. Vol. 273.

Cahen L., Snelling N. J. The geochronology of equatorial Africa. Amsterdam., 1966.

Chadwick B., Coe K. New Evidence Relating to Archaean Events in Southern West Greenland // The Early History of the Earth. London. 1976.

Collerson K. D., Jesseau C. W., Bridgwater D. Crustal Development of the Archaean Gneiss Complex: Eastern Labrador // Ibid.

Condie K. C. Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming // Geochim. Cosmochim. Acta. 1967. Vol. 31.

Goldich S. S., Hedge C. E. 3800—MYR granitic gneisses in south—western Minnesota // Nature. 1974. Vol. 252, N 5483.

- Goldich S. S., Hedge C. E., Stern T. W. Age of the Morton and Montevideo Gneisses and related rocks, southwestern Minnesota // *Bul. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81.
- Hawkesworth C. J., Moorbath S., O'Nions R. K., Wilson J. F. Age relationships between greenstone belts and «granites» in the Rhodesian Archaean craton // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 25.
- Hoffman P. F., Fraser J. A. Mc Glinn J. C. The Coronation geosyncline of Aphebian age, district of Mackenzie // *Geol. Surv. Canada.* 1970. Paper 70—40.
- Holubec J. Lithostratigraphy, structure and deep crustal relations of Archaean rocks of the Canadian Shield, Roupon-Noranda Area, Quebec // *Krystalinikum.* 1972. Vol. 9.
- Kalsbeek F. Metamorphism of Archaean Rocks of West Greenland // *The Early History of the Earth.* London, 1976.
- Kroner A. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction // *Precamb. Res.* 1977, Vol. 4.
- McGlynn J. C., Henderson J. B. Archean volcanism and sedimentation in the Slave structural province // *Geol. Surv. Canada.* 1970. Paper 70—40.
- Shackleton R. M. Problems of the evolution of the continental crust // *Philos. Trans. R. Soc. London.* 1974. Vol. 273.
- Stockwell C. H. Great Slave Lake — Corpermine Rover Area, Northwest Territories // *Geol. Surv. Canada.* 1933. *Summ. Rep.* 1932. Pt. C.
- Sutton J. Some consequences of horizontal displacements in the Precambrian // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 40, N 1—2.
- Wilson J. F. The Rhodesian Archaean craton — an essay in the cratonic evolution // *Philos. Trans. R. Soc. London.* 1973. Vol. 273.
- Windley B. F. Crustal development in the Precambrian // *Ibid.* P. 321—341.
- Windley B. F. *The evolving Continents.* London, 1977.

## ПЕРИОДИЗАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ДОКЕМБРИЯ<sup>1</sup>

Ныне среди многочисленных временных шкал наиболее полной по территориальному охвату и представительности является шкала, положенная в основу составления международных тектонических карт Мира, Европы и сопредельных областей, где периодизация тектонических событий проводится по времени завершающей складчатости, определяющему на карте возраст основных тектонических структур и комплексов. Детальность и совершенство этой шкалы в значительной мере определяется целями и детальностью самих карт.

Схема периодизации докембрия такого традиционного типа приведена в таблице. При ее составлении авторы стремились использовать по возможности весь материал, имеющийся по докембрию отдельных континентов. Этим определяется общее сходство данной схемы с ныне существующими. Выделяемые на ней периоды устанавливаются по времени проявления эндогенных (тектонических и сопряженных с ними метаморфических и плутономагматических) процессов и завершают развитие мобильных поясов земной коры.

На основе этой схемы с использованием дополнительных петрохимических и геохимических данных по гранитоидам была составлена схема «Эндогенные процессы докембрия». Ее отличия от предыдущей определяются рядом исходных положений. Прежде всего в основу приняты периоды лишь интенсивных эндогенных процессов, следствием которых была существенная структурная и вещественная переработка того или иного участка (пояса) земной коры. Далее, в качестве опорных выбирались наиболее сохранившиеся участки, которые по завершении эндогенных процессов любого данного периода оставались незатронутыми сколько-нибудь существенными наложенными процессами. Кроме времени образования и преобразования структуры и вещества земной коры в течение таких периодов эндогенных процессов пространственная и временная обособленность последних контролировалась по возможности дополнительными признаками, как то: возрастом и характером переработанного геологи-

<sup>1</sup> Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., 1980. С. 5—14. (Совместно с В. Я. Хильтовой, А. Б. Вревским, А. К. Запольновым и др.).

ческого комплекса, геологическим положением и временем проявления посттектонических магматизма, осадконакопления и т. д.

Менее полно сохранившиеся и менее детально изученные сопоставлялись по наличию аналогии в существенных эпизодах геологического развития с опорными участками для получения общей пространственной и временной схемы периодизации. Представляется целесообразным подчеркнуть, что лежащие в ее основе периоды эндогенных процессов проявлялись в мобильных поясах, распадающихся на две крупные, отличные одна от другой категории, отражающие различные условия и особенности развития земной коры. К одной категории относятся мобильные пояса, заключающие синхронные с их развитием вулканические и (или) осадочные комплексы, которые при их переработке завершающими тектоническими и плутоно-метаморфическими процессами вместе с другими геологическими образованиями определяют особенности вновь возникшей земной коры. Ко второй категории отнесены мобильные пояса, развитие которых не сопровождалось осадконакоплением и вулканизмом, а проявилось в интенсивной тектонической и плутоно-метаморфической перестройке более древних и переработанных геологических комплексов основания, а также нередко существовавших на них платформенных отложений.

К поясам первого ряда применяют мало объясняющие в целом их особенности термины «протогеосинклиналь», «прогеосинклиналь», и др. Пояса второго рода известны в литературе под названием «вестигеосинклиналей», поясов «диасхизиса» и «тектоно-магматической активизации» и др. В данном случае, чтобы подчеркнуть основные различия между поясами обеих категорий, авторы применяют предложенные еще А. А. Полкановым (1946) более образные термины — соответственно «пояса (орогены) с геосинклинальной подготовкой» и «пояса (орогены) без геосинклинальной подготовки», хотя понятие «геосинклиналь» не может быть применено к докембрию в обычном его фанерозойском значении.

На схеме «Мобильные пояса докембрия» (Периодизация. . . , 1980, рис. 1) видно, что определяющими в периодизации тектонических событий в раннем докембрии были пояса с геосинклинальной подготовкой, завершение активного развития которых с последующей стабилизацией коры определило рубежи около 3.0, 2.5, 2.0 млрд. лет и т. д. Начиная с 2.0 млрд. лет к концу докембрия все возрастающее значение приобретают пояса без геосинклинальной подготовки, хотя в единичных случаях они ustanовлены и для периода 2.7 млрд. лет. В этом же проявляется одна из общих тенденций тектонического развития земной коры в докембрии континентов.

Целесообразность создания и усовершенствования схем периодизации на основании все более глубокого раскрытия сущности лежащих в ее основе процессов, как и конкретного их выражения в земной коре, вполне очевидна. Между тем, если для разработки ряда кардинальных вопросов геологии докембрия такая периодизация рациональна, то в отношении некоторых важных проблем современной геологии подобные схемы страдают некоторой ограниченностью, вызванной их дробностью и отсутствием в настоящее время достаточных критериев для оценки значимости выделяемых этапов эволюции. Иной подход к периодизации геологических, в том числе тектонических, событий был предложен Дж. Саттоном (Sutton, 1967), который геологическую эволюцию Земли расчленил на крупные, длительностью 800—1000 млн лет хелогенные платформообразующие циклы. Идеи выделения таких циклов нашли затем отражение и в работах других авторов. Подобный нетрадиционный подход к изучению строения материков раскрывает новые возможности по выявлению наиболее крупных черт строения земной коры материков и общих закономерностей их эволюции. Одна из попыток такого рода, основывающаяся на изучении авторами обширного объема геологических и геохимических данных по докембрию древних щитов континентов, кратко описана ниже.

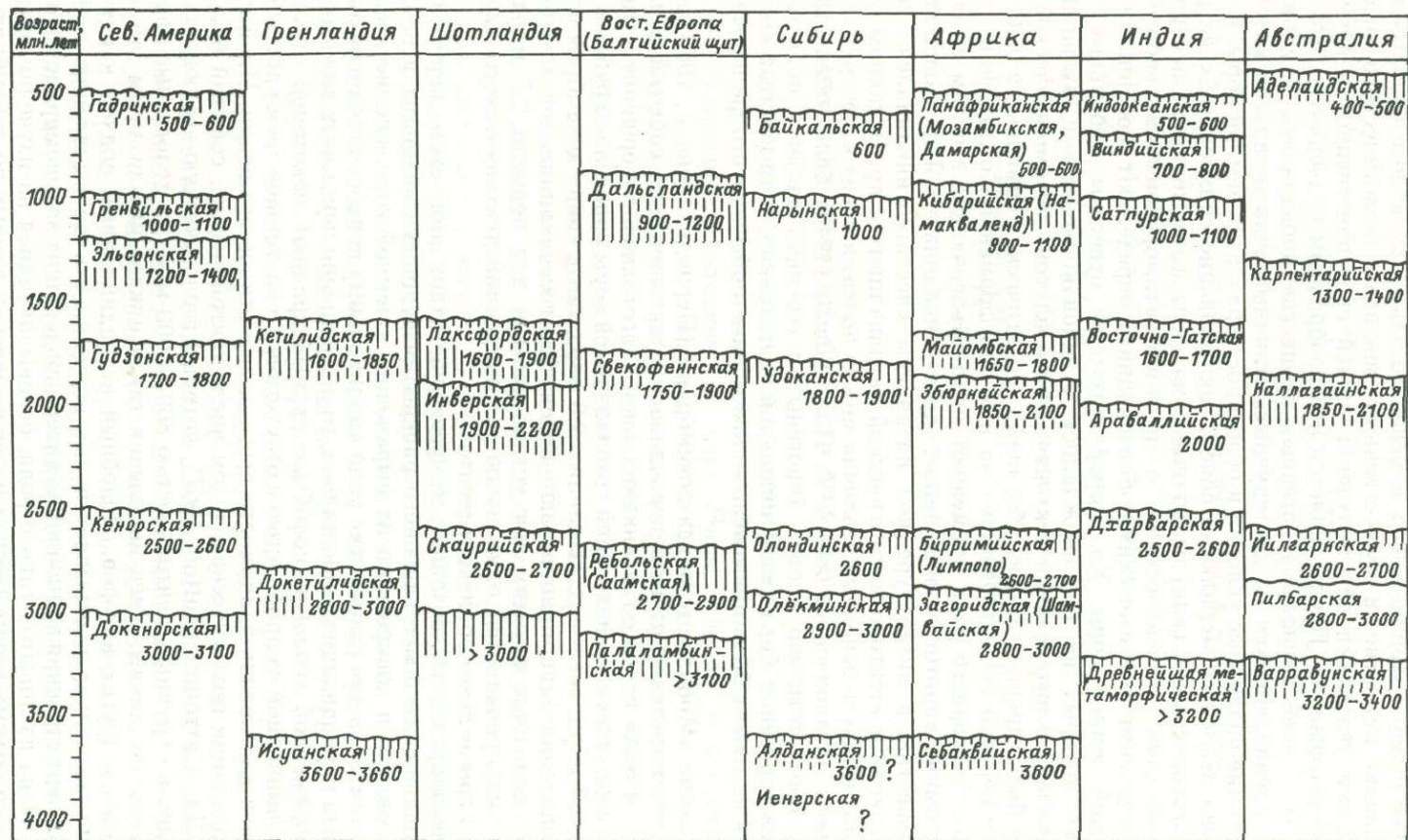


Рис. 37. Корреляция тектонических эпох докембрия.

Результаты проведенных анализов и обобщения имеющихся данных свидетельствуют о том, что эндогенные процессы, хотя и отмечаются периодически в течении всей докембрийской истории, проявляются наиболее интенсивно и разнообразно в пределах отдельных интервалов времени длительностью в 300—500 млн лет, которые отражают крупные периоды в эволюции земной коры материков. Естественно, чем древнее такой период развития эндогенных процессов, тем ограниченнее площади их проявления, избежавшие переработки в более поздние эпохи в той мере, чтобы осталось возможным их документальное геологическое изучение. Тем не менее накопленные данные позволяют наметить основные черты каждого периода, характеризующие последовательные качественные изменения в развитии земной коры (рис. 37).

В длительной докембрийской истории геологической эволюции материков, начавшейся, согласно возрасту ныне известных древних горных пород, не позднее 3.8—4.0 млрд лет назад, можно наметить несколько периодов, различающихся по особенностям проявления интенсивных эндогенных процессов, которые завершаются обширной консолидацией и стабилизацией материковой коры. Имеющиеся данные позволяют вполне однозначно говорить о том, что среди них период в интервале 3.0—2.5 млрд лет назад был переломным: он предопределил совершенно иной ход последующей геологической эволюции континентальной коры.

Самый ранний период (3.8—3.5 млрд лет), несмотря на длительное и сложное более позднее развитие материковой коры, то с большей, то с меньшей детальностью устанавливается на всех древних щитах. Отличительной чертой самой ранней стадии развития коры, по утвердившемуся ныне мнению исследователей, является наличие поясов, нередко сопоставляемых с зеленокаменными поясами, расчленяющих более древнюю гнейсо-гранодиоритовую кору. Сами мобильные пояса характеризуются весьма сходными чертами. Они прорваны интрузиями тоналитов, сложены комплексом ультраосновных, возможно кислых, вулканитов, кварцитами и другими осадочными породами. Характер развития коры на этой ранней стадии, которая иногда называется пермобильной, по-видимому, не мог привести к достаточно обширной ее консолидации и стабилизации в то время. Однако эндогенные процессы, приведшие к более гетерогенному строению коры и увеличению ее мощности, могли местами завершиться ее ранней, хотя и временной, стабилизацией. Об этом свидетельствует присутствие отличных от вышеописанных древнейших платформенного типа супракрустальных толщ кварцитов и глиноземистых пород (серия Додома в Африке, иенгская серия Алданского щита и др.). Интересны в этом отношении и находки порфириовидных гранитов с возрастом 3.6 млрд лет — возможных геологических и петрохимических аналогов гранитов рапакиви (Bridgewater, Collerson, 1976).

Стабилизация в течение раннего периода выражается и появлением 3.6—3.3 млрд лет назад роев даек основных пород и основных и ультраосновных кольцевых интрузий, четко разделяющих развитие гранито-зеленокаменных мобильных областей на две возрастные группы (Sutton, 1977). Об этом же времени стабилизации свидетельствуют гнейсы Торрен и Монтевидео в США с возрастом 3.55 млрд лет, на которых более поздние зеленокаменные пояса появляются лишь после перерыва в 700—800 млн лет.

Таким образом, наиболее ранняя стадия развития мобильных поясов с присутствием им периодом эндогенных процессов, завершившимся ранней, вероятно, неповсеместной, стабилизацией материковой коры, относится к интервалу времени древнее 3.8—3.5 млрд лет назад. Этой стадии отвечают отложившиеся на более раннюю гранитную кору древнейшие (древнее 3.5 млрд лет) супракрустальные комплексы Исуа в Гренландии, Себаквийский комплекс в Родезии, серия Зверева на Алдане, канский комплекс Енисейского края, комплекс Бому в Центральной Африке и др. Однако последовавшая стабилизация не привела

еще к консолидированной, зрелой коре, и на разных материках встречаются лишь небольшие ее реликтовые участки, сохранившиеся почти не затронутыми более поздними процессами. Возможно, это обстоятельство является одной из причин того, что процессы регионального метаморфизма гранулитовой фации, относимые к ранней стадии развития, радиологически надежно не датированы.

Вторая стадия развития земной коры (3.5—2.5 млрд лет) завершается периодом формирования мощной континентальной коры в интервале 3.0—2.5 млрд лет. В современном эрозионном срезе площади развития эндогенных процессов этого времени представлены широким спектром геологических образований от в целом низкометаморфизованных гранитно-зеленокаменных до гранит-гранулитовых комплексов. В этот период развития коры в докембрии установлены достоверно датированные образования гранулитовой фации.

Второй период характеризуется рядом исключительно важных отличительных черт. Прежде всего в это время интенсивные тектонические процессы сопровождаются проявившимися, хотя и прерывисто в течение всего периода, мощным гранитным плутонизмом, охватывающим значительно большую часть (до 80 %) областей древних щитов. Такое мощное поступление гранитного материала привело к резкому увеличению мощности и общей консолидации земной коры. Наряду с натровыми гранитоидами в этот период появляются ранее практически неизвестные поздние и посторогенные комплексы калиевых гранитоидов, свидетельствующие о резко изменившемся состоянии континентальной коры.

О возникновении в это время мощной консолидированной зрелой коры свидетельствует и появление комплексов древнейших неметаморфизованных платформенных отложений: система Понгола (3.0 млрд лет), система Доминион-Риф (2.8 млрд лет) в Африке, платформенный чехол (2.7 млрд лет) на Бандельхандском массиве в Индии и др. На то же указывают и появившиеся в это время наиболее ранние мобильные пояса без геосинклинальной подготовки (например, пояс Лимпопо с возрастом 2.6 млрд лет). Такое интенсивное и широкое проявление эндогенных процессов в данный период может служить веским доводом в пользу того, что преобладающая часть докембрийской земной коры современных материков сформировалась в это время.

С интенсивной тектонической и плутогонической деятельностью и последовавшей за ней кратонизацией обширных участков коры связано в этот период появление протяженных трещинных интрузий основных пород (рои даек в Гренландии, вулканические борозды и рои даек в Карелии, Великая Дайка Родезии и др.), которые предшествовали дроблению и возникновению новых мобильных поясов.

Для следующей, раннепротерозойской, стадии (2.5—1.6 млрд лет) характерно одновременное развитие мобильных поясов с геосинклинальной и без геосинклинальной подготовки. Пояса первого типа отличаются от зеленокаменных мобильных поясов предшествующих стадий развития большей дифференцированностью накапливающихся в них осадочно-вулканических формаций, нередко дифференциацией на прогибы эв- и миогеосинклинального типа, наличием самостоятельных невулканических терригенно-сланцевых поясов и т. д.

По своему характеру мобильные пояса этой стадии в громадном большинстве своем являются интракратонными, которые, не нарушая общей целостности континентальных массивов, расчленяют их на отдельные сегменты (кратоны), по размерам значительно более крупные, чем таковые в гранитно-зеленокаменных областях ранних стадий развития коры (например, кратон Сьюпириор в Канаде, раннепротерозойский Восточно-Сибирский кратон, массив Хоггар в Африке, Индостан и др.). Одновременно с развитием мобильных поясов на обширных площадях происходило накопление эпикратонных (платформенных) отложений, в том числе и самых древних красноцветов (системы

Витватерсранд в Африке и Карпентарий в Австралии, удоканская серия Сибири, ятулий в Карелии, раннепротерозойские платформенного типа отложения Канады и др.).

Данная стадия эволюции завершается периодом интенсивных тектонических и плутоно-метаморфических процессов в интервале 2.0—1.6 млрд лет. Этот период отличается значительным разнообразием типов мобильных поясов, регионального метаморфизма, вплоть до появления гранулитового метаморфизма в основном поясового типа, как правило, двумя этапами гранитного плутонизма (соответственно натрового и калиевого), становлением платформенных интрузий типа Бушвелдского плутона. Как и в предыдущий период активности, проявления этих процессов охватили все материки в виде сплошной системы мобильных поясов, разделяющих более древние архейские кратоны (рис. 38). Процессы в своей кульминации определили основной структурно-тектонический рисунок большинства древних щитов (Канадский, Балтийский, Украинский, Алданский, Гвианский, щиты Южной, Центральной и Западной Африки, Гренландии, Индостанского полуострова и др.) и окончательно сформировали структуру большей части фундамента современных материков. Окончание этого периода характеризуется образованием на многих материках вулканогенных и терригенных моласс и кислых вулканоплутонических формаций, рапакиви-гранитных, рапакиви-анортозитовых и долерито-трапповых формаций и роев даек, свидетельствующих о новом этапе общей кратонизации континентальной коры.

Последнюю стадию эволюции докембрийской коры (1.6—0.5 млрд лет) нередко называют геосинклинально-платформенной, в тектоническом отношении очень напоминающей фанерозойский тип развития материковой коры. Такое представление верно лишь в том смысле, что в это время возникали обширные платформы, в основном сохранившиеся в фанерозое. Действительно, к этой стадии относятся обширные платформенные чехлы на всех материках (рифейско-вендские отложения севера Евразии и Китая, отложения серии Кивино и Белт в Северной Америке, формации Рорайма в Южной Америке, система Болчална в Австралии, позднедокембрийский чехол Северной Африки и др.). Мобильные пояса, которые в той или иной мере можно относить к фанерозойскому геосинклинальному типу, единичны, приурочены к окраинам материков и появились в основном в самом конце докембрия (Юго-Восточная Австралия, западное побережье Южной Африки, восточная часть Бразилии и др.). В значительно большем числе представлены мобильные пояса без геосинклинальной подготовки. Лишь изредка появляются пояса с синхронными терригенно-сланцевыми отложениями, а вулканизм в них отмечается крайне редко.

За малым исключением развитию последнего типа мобильных поясов этой стадии на разных материках начинается примерно 1.0 млрд лет назад (гренвиллиды, дальсландиды, ирумиды и др.) и продолжается с перерывами приблизительно до 500 (400) млн лет (Панафриканская система, байкалиды, аделаиды, бразилиды и др.).

Отличительной чертой преобладающего типа мобильных поясов этого периода является интенсивное дробление и blastsмилонитизация более древнего гетерогенного основания. Присутствующие в некоторых поясах интенсивно дислоцированные и метаморфизованные осадочные и вулканогенные образования представляют собой терригенные, разновозрастные карбонатные и вулканогенные породы более древнего платформенного чехла. Для некоторых поясов является характерным наличие протяженных анортозитовых и мангеританортозитовых интрузий (гренвиллиды, дальсландиды и др.), появление зонального метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации и кислого плутонизма. На многих щитах в более древних кристаллических породах глубинные процессы этого периода проявляются в виде различной ширины протяженных зон амфиболитовой фации метаморфизма.

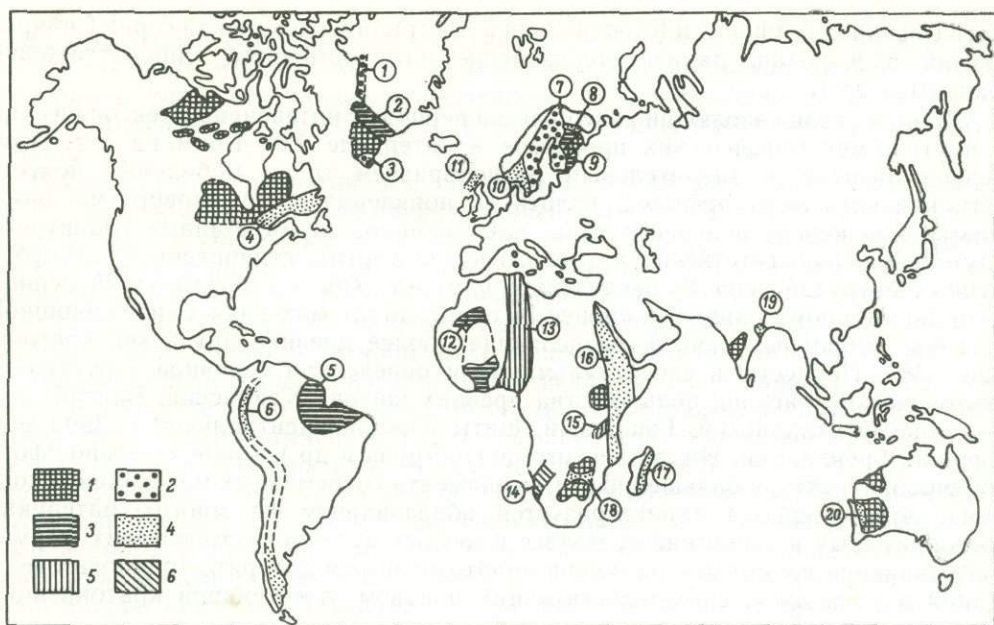


Рис. 38. Типы мобильных поясов докембрия.

1 — зеленокаменный, 2 — свекофенский, 3 — карельский, 4 — гренвильский, 5 — ирумидский, 6 — дамарский. Цифры в кружках — пояса (1 — Ринкийский, 2 — Нагсугтокий, 3 — Кетилидский, 4 — Гренвильский, 5 — Амазонский, 6 — Андийский, 7 — Свекофенский, 8 — Беломорский, 9 — Карельский, 10 — Дальский, 11 — Льюисский, 12 — Эбюрнейский, 13 — Нигерский, 14 — Дамарский, 15 — Мозамбикский, 17 — Магадаскарский, 8 — Лимпопо, 19 — Сатпурский, 20 — Западно-Австралийский гранулитовый).

Вдоль мобильных поясов не устанавливается достаточно существенных смещений смежных с ними блоков (Shackelton, 1973; Kröner, 1977). Отсутствие в целом вулканизма и интрузий основного и ультраосновного состава (за исключением анортозитовых поясов) при активных процессах кислого плутонизма, так же как и напряженный характер проявившихся тектонических и метаморфических процессов, свидетельствует о мощной континентальной коре, достигшей наиболее высокой степени своей зрелости. Не исключено, что такое предельное состояние коры материков предопределило совершенно иное распределение и иной характер развития геосинклинальных поясов фанерозоя.

Таким образом, в истории развития земной коры материков в докембрийское время выделяются четыре интервала главных тектонических процессов и сопряженных с ними процессов регионального метаморфизма и кислого плутонизма с возрастом 3.8—3.5; 3.0—2.5; 2.0—1.6 и 1.0—0.5 млрд лет, которые определяют главные периоды направленного поступательного развития и формирования докембрийской материковой коры. Эти периоды главных эндогенных процессов, следовательно, являются основными конструктивными стадиями в общей консолидации и кратонизации континентальной коры, разделяющими отрезки длительного развития без существенного изменения ее строения и объема.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гудвин А. Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной земной коры // Ранняя история Земли. М., 1980.  
 Борукаев Ч. Б. Основные черты тектоники: Докембрий. Новосибирск, 1977.  
 Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 6.  
 Периодизация тектонических событий докембрия // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., 1980.

Bertraand J. M., Cantagrel J. M., Lasserre M. Age K/Ar mesure sur des amphiboles dans le Precambrien de l'Aleksod (Ahaggar centre oriental, Sahara algerien) // C. R. Acad. Sci. 1972. Vol. 274. N 13.

Bridgewater D., Collerson K. D. The major petrological and geochemical characters of the 3600 my. Uivak gneises from Labrador // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. Vol. 54. P. 43—59.

Compston W., Arriens P. A. The precambrian Geochronology of Australia // Canad. J. Earth Sci. 1968. Vol. 5. P. 561—583.

Hunter D. R. Crustal development in the Kaapvaal Craton. Part I: The Archeaeon // Precamb. Res. 1974. Vol. 1. p. 259—294.

Kröner A. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction // Precamb. Res. 1977. Vol. 4, N 2. P. 163—213.

Negvi S. M., Rao V., Narain H. The Protocontinental growth of the India shield and the antiquity of rift valleys // Precamb. Res. 1974. Vol. 1. P. 345—398.

Radhakrishna B. P., Vasuden V. N. The Early precambrian of the Southen Indian shield // J. Geol. Soc. India. 1977. Vol. 18. N 10. p. 525—541.

Shackelton R. M. Problems of the evolution of the continental crust // Phil. Trans. R. Soc. London. 1973. Vol. 273. P. 317—320.

Sutton Y. The extension of the geological record into the Precambrian // Proc. Geol. Ass. 1967. Vol. 78, P. 493—534.

Sutton Y. Some consequences of horisontal displacenets in the precambrian // Tectonophysic. 1977. Vol. 40. N 1—2. P. 161—181.

Wernick E., de Almeida F. F. M. The geotectonic environments of Early Precambrian granulires in Brazil // Precamb. Res. 1979. Vol. 8, N 1/2. P. 1—17.

## О НЕКОТОРЫХ ТИПАХ КРАТОГЕНОВ В ДОКЕМБРИИ<sup>1</sup>

Участки земной коры, прошедшие стадию мобильного развития с проявлением интенсивных глубинных тектонических, метаморфических и плутонических процессов, в итоге приводивших к количественному и качественному изменению структуры коры, ее состава и в связи с этим — к ее кратонизации, рассматриваются здесь как кратогены. Такие кратогены в докембрии, развивавшиеся в виде мобильных поясов, в доступных непосредственному наблюдению сечениях характеризуются сильной дислоцированностью и глубоким преобразованием вещества коры, что резко отличает их от более древних, смежных с ними участков коры. Наряду с этими, общими для докембрийских кратогенов чертами они различаются между собой по ряду особенностей как своего строения, так и эволюции, а следовательно, по той роли, которую они играют в образовании качественно новой коры. Эти особенности кратогенов несомненно являются категорией исторической и в значительной мере зависят от общего состояния земной коры на разных этапах ее поступательного развития. В настоящей статье делается попытка выявить некоторые основные черты строения и эволюции докембрийских кратогенов (мобильных поясов) и на основе этого провести их предварительную типизацию. Будучи лишь предварительной, подобная типизация естественно не охватывает всех разновидностей кратогенов, но как таковая позволяет обратить внимание на большое разнообразие путей развития земной коры в докембрии.

В основу выделения типов мобильных поясов-кратогенов положены признаки, которые в своей совокупности позволяют судить о различиях в их развитии и в преобразовании земной коры. Эти признаки следующие: 1) наличие или отсутствие супракраустальных пород, отвечающих времени образования или преобразования рассматриваемой области, их литологический состав и формационная принадлежность; 2) характеристика фундамента; 3) характер деформаций и структурный рисунок; 4) особенности магматизма; 5) тип метаморфизма.

<sup>1</sup> Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., 1980. С. 45—56. (Совместно с А. Б. Вревским и А. П. Плутуновой).

На современном уровне наших знаний по совокупности перечисленных признаков представляется возможным выделить шесть типов мобильных поясов докембрия (см. рис. 38). При этом в качестве примеров авторы стремились рассматривать наиболее характерные случаи, когда каждый из устанавливаемых типов проявился в «чистом» виде. Особо стоят примеры, в которых наблюдаются признаки двух или даже нескольких типов мобильных поясов, и в таких случаях, вероятно, можно говорить о переходном или смешанном типе. Ниже кратко рассматриваются следующие, выделенные нами типы поясов: 1) зеленокаменные пояса, 2) свекофеннский, 3) карельский, 4) гренвильский, 5) ирумидский, 6) дамарский.

**Тип зеленокаменных поясов** характерен для более ранних — архейский — этапов развития земной коры; при этом устанавливаются по крайней мере три возрастные их генерации: 3.5, 3.0 и 2.6 млрд. лет. Эти архейские зеленокаменные пояса, хотя и не во всех трех генерациях, развиты практически на всех континентах.

Супракрустальные образования зеленокаменных поясов характеризуются сходством и относительным постоянством состава на всех древнейших щитах (Южная Африка, Канада, Индия, Австралия, Балтийский щит, Гренландия и др.). Характерны две серии пород. Нижняя — мощная вулканическая толща, состоящая из преобладающих базальтоидов, по составу близких к базальтам современных островных дуг, которые вверх сменяются подчиненными по количеству среднего и кислого состава вулканитами. В ряде случаев самая нижняя ее часть представлена высокомагнезиальными основными и ультраосновными вулканитами (коматитами). Верхняя серия сложена существенно незрелыми граувакко-сланцевыми отложениями вулканокластического характера, часто несущими пачки железистых кварцитов (альгомский тип) и конгломератов. Нередко эта последовательность в разрезе зеленокаменного комплекса повторяется несколько раз.

Несмотря на разногласия, большинство исследователей признает наличие более древнего гранито-гнейсового фундамента, подстилающего вулканогенно-осадочный комплекс, что теперь убедительно установлено для ряда районов Южной Африки (Hunter, 1974; Kröner, 1976), Канады (Baragar, 1972), США (Goldish, Hedge, 1974), Лабрадора и Гренландии (MacGregor, 1976), Балтийского щита (Земная кора... , 1978; Геология и петрология... , 1978).

Структурный рисунок зеленокаменных поясов определяется складчатыми деформациями, для которых характерны сжатые, изоклинальные складки с крутопадающими осевыми поверхностями и продольными зонами интенсивного расланцевания (Ковард и др., 1970). Складчатые структуры усложнены округлыми или неправильно изометричными диапировыми интрузиями тоналитов, расположенными, как правило, вдоль краевых частей поясов.

Кроме гранодиорит-тоналитового плутонизма возникновение зеленокаменных поясов в отдельных случаях сопровождается интрузиями ультраосновных и основных пород. Эти интрузии, отличающиеся от альпийского типа гипербазитов, не дают основания выделить в рассматриваемых поясах типичные офиолитовые комплексы.

Метаморфизм на многих щитах (Канада, Африка, Австралия, Балтийский щит) достигает лишь зеленосланцевой фации, определившей название поясов, и только вокруг тоналитовых интрузий он имеет более высокую степень. В других поясах с более сложной деформационно-метаморфической историей обычны метаморфизм амфиболитовой (пояса Полмос-Порос, Касила и др.) и даже гранулитовой фаций (Гренландия, Австралия, Индия, Восточная Сибирь).

Наличие описанного выше строения зеленокаменных поясов при весьма ограниченном в целом проявлении надвиговых и покровных тектонических структур позволило большинству исследователей прийти к мнению об определяющей роли вертикальных, а не тангенциальных движений в окончательном

формировании этих поясов. При этом, несмотря на различия во взглядах, предпочтение отдается гравитационно-интрузивной модели, более полно объясняющей основные особенности тектонической структуры зеленокаменных поясов. Согласно этой модели, кора вдоль пояса под тяжестью массы более тяжелых базальтоидных вулканитов прогибается, что сопровождается вертикально дифференциальным растяжением вулканогенно-осадочных толщ и их смятием в сжатые, крутые складки. При относительно малой мощности коры и высоком геотермическом градиенте происходит ремобилизация погружающегося сиалического основания и на сравнительно небольшой глубине температура достигает температуры плавления гранита. Более легкий реомобилизованный гранитный материал преимущественно вдоль краевых частей погружающейся призмы зеленокаменных толщ выжимается вверх в виде диапировых интрузий, вызывающих еще большее осложнение складчатых структур, появление разрывных, надвиговых нарушений и повышенный экзоконтактный метаморфизм окружающих пород. На основе геохимических данных можно предположить, что одновременно происходит существенное добавление ювенильной тоналитовой магмы из мантии.

В связи с развитием поздних (позднеархейских) генераций зеленокаменных поясов появляются и завершающие нормальные калиевые граниты и в отдельных случаях — конгломерато-песчаниковые комплексы молассоидного типа. Формирование такой новой, гетерогенной протоконтинентальной коры на месте зеленокаменного пояса происходит с увеличением ее мощности и дальнейшей кратонизацией.

**Свекофеннский тип** своим появлением восходит к среднему докембрию. Наиболее характерными примерами его служат области развития свекофеннид Южной Финляндии, Центральной Швеции и Кетилидский пояс Южной Гренландии.

Супракрустальный комплекс мобильных поясов данного типа характеризуется наличием мощных, нередко ритмично-слоистых граувакко-сланцевых толщ и местами мелкозернистых кварц-полевошпатовых пород (лептитов). Основные метавулканиты имеют ограниченное распространение: то присутствуют в низах комплекса, то венчают его разрез. Общая мощность достигает 12 000—15 000 м. В пределах этих поясов фундамент супракрустальных серий достоверно не установлен (свекофеннский тип) или обнаруживается только в зоне сочленения со смежным, более древним стабильным кратоном.

Названные выше области отличаются « мозаично-петельчатым » структурным рисунком, который определяется широким, нередко преобладающим распространением гранитоидов в виде изометричных, неправильно-округлых полей и узкими зажатými между ними извилисто-изгибающимися сланцевыми зонами (рис. 39).

При весьма ограниченном развитии интрузивного (как и экструзивного) основного и особенно ультраосновного магматизма повсеместно проявлен интенсивный гранитоидный плутонизм, по своему характеру и составу изменяющийся во времени. Ранний (синтектонический) этап отличается развитием гранодиорит-трондъемит-адамеллитовой ассоциации, а поздний (позднетектонический) — интенсивным проявлением калиевых гранитов и сопряженных с ними мигматитов. Примечательно, что в ряде случаев (Балтийский щит) под полями интенсивной мигматизации, по геофизическим данным, устанавливается подъем поверхности Мохоровичича (Земная кора. . . , 1978). Завершается кислый плутонизм внедрением посттектонических существенно калиевых гранитов и общей кратонизацией пояса. Характерным является зональный региональный метаморфизм пониженных давлений с проявлением интенсивных тепловых потоков (андалузит-силлиманитовая фациальная серия) и с изменением степени метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой и даже гранулитовой фации в осевых частях пояса (Allaart, 1976).

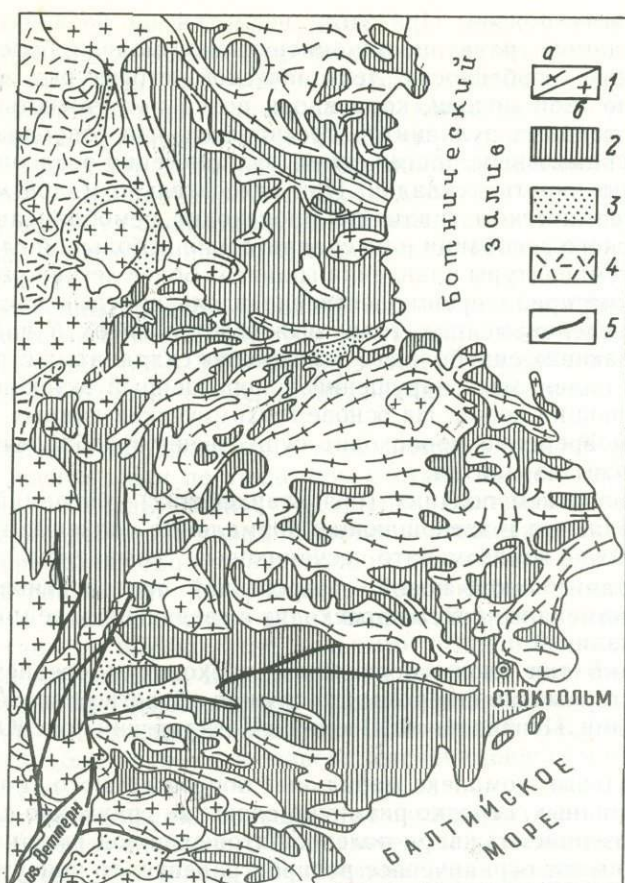


Рис. 39. Пример структурного рисунка тектоногенов свекофеннского типа.

1 — свекофенские гранитоиды (а — раннеорогенные, б — позднеорогенные); 2 — свекофенские вулканиты; 3 — зоны свекофенской мигматизации; 4 — платформенный чехол; 5 — разломы.

Отсутствие протяженных прямолинейных тектонических структур исключает сколько-нибудь существенную роль горизонтальных напряжений в формировании поясов данного типа. Представляется, что приведенные выше основные черты поясов свекофенского типа могут быть наиболее полно объяснены с позиций растяжения земной коры, с ее уточнением и подъемом границы Моховичича, но без разрыва сплошности коры, не давшего возможности проникновений вверх значительных масс мафического подкорового вещества. При этом возникли благоприятные условия для проявления интенсивных тепловых потоков и пониженных давлений, обусловивших метаморфизм андалузит-силлиманитового типа и способствовавших широкому развитию гранитоидного плутонизма и крайнему реоморфизму сиалического основания с внедрением мобильных гранитных масс в высокие сечения коры.

Карельский тип, как и свекофенский, в характерном своем выражении появляется в среднем докембрии в условиях уже достаточно мощной консолидированной континентальной коры. К этому типу кратогенов нами относятся области развития карелид в Центральной и Восточной Финляндии и нагсугтокид в Гренландии. Отлагавшиеся в таких мобильных поясах супракрустальные толщи в значительно большей части представлены терригенными, преимущественно песчано-глинистыми отложениями, превращенными в зависимости от сте-

пени метаморфизма в различные кристаллические сланцы и гнейсы. Вулканические породы, в том числе основного состава, редки.

Супракрустальные толщи подстилаются достоверно устанавливаемым более древним гранитогнейсовым основанием. Разрез супракрустального комплекса в случае его более полной сохранности начинается относительно маломощными эпиконтинентальными кварцито-песчаниками с галечниками, частью карбонатно-сланцевыми породами, которые затем сменяются значительными по мощности толщами флишеидного типа — ритмично-слоистыми песчано-глинистыми отложениями (граувакками). Эта особенность разреза свидетельствует о заложении мобильного пояса на стабильной континентальной коре. На это указывает и наличие в фундаменте роев основного состава и вулканических борозд, предшествовавших развитию мобильного пояса и, вероятно, отражающих дробление коры, которое предопределяло заложение подвижного пояса.

Определяющими в тектоническом развитии и строении рассматриваемых мобильных поясов — кратоенов — являются надвиги и тектонические покровы, которые определяют и их общий линейный структурный узор (Escher et al., 1976). При этом надвиговые структуры, которые представляют собой жесткие пластины гранитогнейсового фундамента и «вклиненные» между ними сложно-дислоцированные более молодые супракрустальные толщи, перемещены в сторону смежного устойчивого форланда жесткого стабильного кратона (рис. 40; Вярюнен, 1959). Перемещение тектонических пластин, по мнению ряда исследователей, достигает десятков километров.

Интрузивный основной и ультраосновной магматизм не характерен и отмечается лишь местами единичными интрузивными телами среди супракрустальных толщ. Кислый плутонизм, как и в свекофенском типе, проявляется в виде более ранних кислых и умеренно кислых гранитоидов натрового ряда и завершающих мигматитообразующих калиевых гранитов. Однако гранитоидный плутонизм в данном случае менее интенсивен и не сопровождается полным реоморфизмом гранито-гнейсового фундамента.

Поле нагсугтокид характеризуется региональным метаморфизмом повышенных давлений (кианит-силлиманитовый тип), тогда как в пределах карелид он относится к фациальной серии пониженных давлений (андалузит-силлиманитовый тип), местами повышающихся до появления ассоциации с кианитом.

Формирование кратогена карельского типа при всей совокупности изложенных выше основных его особенностей представляется следствием начального дробления (деструкции) стабильной земной коры с заложением мобильного пояса, характеризующегося типичным для него осадконакоплением, и последующего развития в условиях интенсивного тангенциального сжатия с перемещением возникших тектонических пластин в сторону смежного устойчивого кратона. Нагромождение тектонических покровов привело к образованию коры значительно большей мощности, о чем свидетельствует и наличие желоба

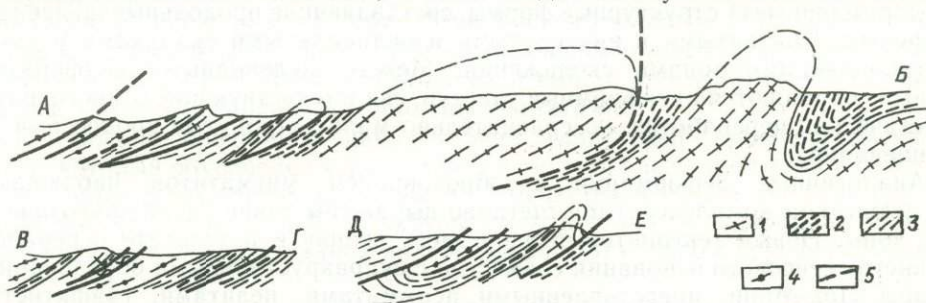


Рис. 40. Разрезы Сортавальской группы поднятий (Карельский тип).

1 — гранитогнейсы фундамента; 2 — нижняя толща ладожской серии; 3 — средняя толща ладожской серии; 4 — надвиги; 5 — предполагаемые геологические границы.

на поверхности Мохоровичича под поясом карелид Восточной Финляндии (Земная кора... , 1978).

Такое утолщение вновь образованной коры делало ее менее доступной для проникновения сколько-нибудь значительных масс подкорковых магм, но благоприятствовало возникновению в глубинных сечениях условий метаморфизма повышенных давлений. Оно, вероятно, обусловило и относительно ограниченный тепловой поток, который в доступных наблюдению сечениях (амфиболитовая фация) привел лишь к частичному реоморфизму более древнего гранитно-гнейсового фундамента.

**Гренвильский тип.** Кратогены этого типа представлены Гренвильским и Дальсландским поясами позднего докембрия, поясом Лимпопо и Льюисским поясом позднего архея Шотландии, а также Беломорским поясом на свекофенно-карельском тектоническом этапе его развития. Они проявились в пределах достаточно зрелой, консолидированной континентальной коры, что в значительной мере предопределило основные их характерные черты.

Так, кратогены этого типа отличаются прежде всего тем, что переработке эндогенными процессами в них подвергся более древний и, как правило, значительно более древний субстрат (фундамент), что отчетливо проявляется в их современном строении. Своеобразие их строения подчеркивается еще более тем, что здесь в отличие от вышеописанных типов отсутствуют супра-крупные комплексы, образование которых синхронно с мобильным этапом развития. В некоторых случаях встречаются остатки супракрупных пород, которые являются более древними, чем время заложения мобильного пояса, но совместно с несогласно подстилающими их породами кристаллического основания интенсивно переработаны в процессе развития последнего. Вместе с тем литолого-формационный состав супракрупных пород, определяемый наличием псаммитов, полупелитов, иногда карбонатных пород, а также основных вулканитов, свидетельствует об их накоплении в условиях стабильного эпиконтинентального шельфа (группа Гренвилль, формация Мессина пояса Лимпопо, формация Телемарк в Дальсландском поясе). Местами на платформенный характер этих отложений и стабильные условия седиментации указывает присутствие доскладчатых интрузий нефелиновых сиенитов и роев даек.

Для кратогенов данного типа характерен «интерференционный» тектонический узор, обусловленный наложением более молодых деформаций на уже существовавшие структуры фундамента. Так, в Гренвильском поясе устанавливаются архейские и протерозойские (гудзонские) структуры, на которые наложены собственно гренвильские структуры.

В поясе Лимпопо структурный рисунок определяется сочетанием пластических и хрупких деформаций. При этом изометричные в целом структуры древнего субстрата превращены в резко вытянутые по простиранию пояса линейные («выпрямленные») структурные формы, составляющие продольные щелевидные синформы с развитыми в них крутыми изоклинальными складками и узкими крутопадающими зонами скольжения. Между щелевидными синформными зонами сохраняются антиформные участки, свидетельствующие о многократной пластической переработке, но сравнительно мало затронутые процессами расланцевания.

Аналогичные деформации с образованием мигматитов наблюдаются и в льюисском комплексе, где отчетливо выражены такие узкие крутозалегающие зоны. Новый тектонический узор здесь возник в результате переработки древнего гнейсового основания совместно с супракрупными образованиями группы Лох-Мари, представленными псаммитами, пелитами, графитистыми сланцами, мраморами, сохранившимися в виде узких зон среди регенерированных гнейсов. Своеобразие магматизма заключается в присутствии мощных анортозитовых и мангерит-анортозитовых интрузий, приуроченных к продоль-

ным краевым или осевым глубинным разломам. Завершающим является формирование гранитов и сопряженных с ними мигматитов и пегматитов.

Для образований мобильных поясов-кратогенов данного типа характерен метаморфизм гранулитовой фации повышенных и высоких давлений, локализующийся вдоль зон глубинных разломов вместе с упомянутыми выше анортозитовыми или мангерит-анортозитовыми телами. По периферии гранулитовой зоны метаморфизм снижается до амфиболитовой и даже до зеленосланцевой фации.

В некоторых поясах, например Лимпопо, такая зональность имеет симметричное строение с проявлением гранулитового метаморфизма в краевых частях пояса (зонах разлома), снижающегося к его центральной части. В ряде же случаев наблюдается лишь одна зона метаморфизма, что, возможно, обусловлено уничтожением второй краевой зоны в процессе последующих событий (Гренвильский пояс) или изначально асимметричным характером зональности в пределах пояса (Лапландская зона разломов беломорид на свекофенно-карельском этапе развития).

Как показывают приведенные данные, ведущими при формировании данного типа кратогенов были вертикальные движения, обусловившие неравномерное поднятие пояса, и сопровождавшее их внедрение глубинных анортозитовых и анортозито-мангеритовых магм с проявлением интенсивного метаморфизма.

Эти процессы осложнялись интенсивными сдвиговыми движениями вдоль пояса с резким «выпрямлением» складчатых структур в щелевидные синформные структурные зоны и одновременным образованием зон складения вследствие противоположно направленных горизонтальных перемещений смежных стабильных сегментов коры или кратонов. Интенсивные эндогенные процессы в этом типе мобильных поясов привели, по-видимому, к нарастанию мощности земной коры. Так, например, на Канадском щите в смежном с Гренвильским поясом стабильном кратоне (провинции) Сьюпириор мощностью коры составляет 34 км, тогда как в самом поясе она достигает 39 км. При этом выведенные ныне на дневную поверхность в осевой части пояса породы гранулитовой фации метаморфизма свидетельствуют о глубокой эрозии данной структуры и о некогда значительно большей мощности земной коры в его пределах.

**Ирумидский тип** кратогенов встречается большей частью в позднем докембри в областях со зрелой континентальной корой (пояса Ирумидский, Убендийский, Мозамбикский и др.). Этот тип напоминает гренвильский тем, что для него также характерно отсутствие супракрустальных толщ, связанных с развитием мобильного пояса. Поэтому в современном эрозионном срезе процессы регенерации коры проявляются в большинстве своем в древнем гетерогенном кристаллическом фундаменте. Наблюдающиеся в некоторых случаях залегающие на нем более молодые, существенно обломочные отложения являются более древними, чем этап мобильного развития. Так, например, встречающиеся в Убендийском поясе породы серии Мува, представленные конгломератами, кварцитами, складчатыми сланцами и ожелезненными песчаниками, залегают несогласно на гранитогнейсовом основании и вместе с ним интенсивно деформированы, метаморфизованы и прорваны гранитами.

Для строения кратогенов данного типа характерен линейный рисунок структур, который обусловлен узкими зонами смятия, рассланцевания и бластомилонитизации, следующими вдоль пояса. Отмечается, что развитие этих поясов не нарушает единства общей структуры смежных кратонов, которая иногда прослеживается в переработанном виде через поле от одного к другому (Кгöпег, 1976).

Экструзивные и интрузивные основные и ультраосновые магматические породы отсутствуют — свидетельство того, что глубинные разломы, нарушающие целостность коры, практически не имели места. Граниты и сопряженные с ними мигматиты приурочены к осевым частям пояса и, по-видимому, возникли

за счет ремобилизации сиалического фундамента. Тектонические движения сопровождались высокоградиентным метаморфизмом амфиболитовой фации. Формирование кратогена данного типа происходило вследствие преимущественно дифференцированных вертикальных движений со сдвигами в условиях сильного сжатия и интенсивных тепловых потоков в пределах стабилизированной континентальной коры, но без нарушения ее общей целостности. Значение этих процессов для изменения мощности коры пока неизвестно. Данный тип мобильного пояса был выделен под названием «вестигеосинклинали», т. е. зародыша геосинклинали (Clifford, 1968) или зон диасхизиса (Семихатов, 1974).

**Дамарский тип** кратогенов представляет собой пример переходного, или промежуточного типа мобильного пояса. В характерном выражении он представлен Дамарским поясом позднедокембрийского возраста в Южной Африке (Kröner, 1977). Здесь отсутствуют надвиговые структуры, которые в карельском типе были важным фактором приращения мощности коры. Характер гранитоидных пород, в частности отсутствие пегматитов в древнем фундаменте при наличии их в осадочных комплексах, а также ограниченное развитие гипабиссальных тел основных пород, не дают основания предполагать существенного добавления глубинного вещества, а скорее указывают на переработку коры главным образом за счет ее внутренних ресурсов. Но отсутствие необходимых геофизических данных оставляет этот вопрос открытым.

Приведенные примеры различных типов мобильных докембрийских поясов — кратогенов, естественно, не охватывают всего разнообразия, которое действительно имеет место, и многие, возможно, хорошо известные случаи, еще ждут своего рассмотрения. Однако даже эти предварительно выделенные типы позволяют видеть многообразные пути развития земной коры в докембрии и различную роль этих типов в образовании и перестройке докембрийской коры. Тем не менее авторы надеются, что предложенная статья послужит стимулом для обсуждения и дальнейшей разработки некоторых из пока недостаточно изученных проблем тектоники докембрия.

## ЛИТЕРАТУРА

- Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., 1959.
- Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л., 1978.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978.
- Ковард М. П., Линтерн Б. К., Райт Л. И. Ранняя деформация в осадочных породах и гнейсах северной части пояса Лимпопо // Ранняя история Земли. М., 1970.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., 1974.
- Allaart J. H. Ketilidian belt in South Greenland // Geology of Greenland. Copenhagen, 1976.
- Вагагар W. R. A. Some physical and chemical aspects of Precambrian volcanic belts in the Canadian shields // Publ. Earth Physics Branch Dept. Energy Mines and Resources. Ottawa, 1972. Vol. 42, N 3.
- Clifford T. N. Pre-Silurian geology of Africa // Radiometric Dating for Geologists / Ed. E. I. Hamilton and R. M. Farquhar. London — New-York and Sydney. 1968.
- Escher A., Srensen K., Zeck H. P. Nagssugtoqidian belt in West Greenland // Geology of Greenland. Copenhagen, 1976.
- Goldich S. S., Hedge C. E. 3800—MYR granitic gneisses in south-western Minnesota // Nature. 1974. Vol. 252, N 5483.
- Hunter D. R. Crustal development in the Kaapvaal craton // Precamb. Res. 1974. Vol. 1.
- Kröner A. Proterozoic crustal evolution in parts of southern Africa and evidence for existence of sialic crust since the end of the Archaean // Philos. Trans. R. Soc. London. 1976. Vol. 280.
- Kröner A. Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa — ancient suture or sites of ensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics // Tectonophysics. 1977. Vol. 40, N 1—2.
- MacGregor V. R. The Early Precambrian gneisses of the Godthaab district, West Greenland // Philos. Trans. R. Soc. London. 1976. Vol. 280.
- Peterman L. E., Zartman R. E., Sims P. K. Gneiss of Early Archaean age in northern Michigan. USA. // Short papers of the 4th Intern. Confer. Geochr., Cosmogeochr., Isotope geol. 1978. Report 78—701.

## ОБЩЕГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ДОКЕМБРИЯ

### АКТУАЛЬНЫЕ ЗАДАЧИ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ДОКЕМБРИЯ СССР<sup>1</sup>

Последние полтора-два десятилетия были свидетелями бурного роста внимания исследователей к изучению докембрия. Если примерно четверть века назад этот древнейший отрезок геологической истории был в основном сферой деятельности довольно немногочисленных энтузиастов, то с тех пор докембрий стал занимать все более и более значительное место в познании геологии, эволюции земной коры и истории нашей планеты в целом. Наряду с огромным практическим интересом причиной этому является прежде всего то обстоятельство, что благодаря успехам радиogeологии за это время была установлена колоссальная длительность докембрийского отрезка геологической истории — более чем 3 млрд лет, т. е. в 6—7 раз больше фанерозоя, традиционно занимавшего умы геологов. Совершенно естественно, что для понимания этого громадного промежутка времени нужно прежде всего научиться разбираться в хронологии его событий.

О важности разработки вопросов докембрийской стратиграфии свидетельствуют многие факты последних лет. В нашей стране было предложено несколько стратиграфических схем докембрия, каждая из которых имеет свои достоинства и недостатки, но они выражают непрерывное и настойчивое стремление к поиску лучших путей периодизации докембрийской истории. Крупнейшим событием в этом направлении было Решение Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) в 1963 г., признавшее расчленение докембрия на архей и протерозой и уже тогда наметившее возможность дальнейшего подразделения последнего. Данное решение имело исключительное значение для развития отечественной стратиграфии и геологической картографии и находило пути усовершенствования в работе целого ряда симпозиумов, совещаний и конференций по обсуждению и решению вопросов региональной стратиграфии страны. Именно намеченные Решением МСК 1963 г. вопросы и проблемы, направляющие работу советских геологов, являются головными и на современном этапе усовершенствования стратиграфической шкалы докембрия СССР. Накопленные к настоящему времени знания ставят определенные задачи, решение которых представляется необходимым. Эти задачи можно сгруппировать по основным аспектам разработки шкалы.

Прежде всего, как отмечалось выше, за последние 15—20 лет наши знания о длительности геологического времени росли значительно быстрее, чем о конкретной геологии, относимой к этому времени. Оказалось, что установленные подразделения шкалы, характеризуемые своими стратотипическими или типовыми комплексами, стали более «растянутыми» по времени, а рубежи между комплексами, определявшими границы подразделений, — более расплывчатыми. В связи с этим возникли и представления о значительно более низкой

<sup>1</sup> Общие вопросы расчленения докембрия СССР: Тр. 5-й сес. Науч. совета по геологии докембрия. Л., 1979. С. 5—7. (Совместно с Б. С. Соколовым).

скорости накопления докембрийских толщ, что, однако, целым рядом изученных примеров не подтверждается. Во многих случаях выяснилось, что типовые комплексы того или иного подразделения по времени занимают лишь ограниченное место в нем, оставляя остальную часть не охарактеризованной какими-либо супракрустальными образованиями. Поэтому важнейшей задачей стало заполнение огромного докембрийского отрезка времени по возможности полным и достоверным геологическим и стратиграфическим содержанием, которое может послужить основой для рационального расчленения докембрия. За последние 15 лет эта задача довольно успешно решалась для верхнего протерозоя, миллиардный отрезок времени которого в целом заполняется осадочными комплексами рифея и венда, хотя его внутреннее расчленение требует еще немало усилий.

Менее благополучно дело обстоит с нижним протерозоем и тем более с археем. Выделяемое, например, большее, чем ранее, число супракрустальных комплексов в архее свидетельствует о несомненных успехах, достигнутых в его изучении. Однако недостоверность их стратиграфических соотношений друг с другом и практическое отсутствие обоснования радиометрической датировки лишают нас возможности использовать эти комплексы для расчленения архейской части шкалы. Важным аспектом усовершенствования шкалы является дальнейшая разработка принципов и методов расчленения докембрия. Совершенно очевидно, что принципы и методы наиболее совершенной в настоящее время биостратиграфической шкалы фанерозоя не применимы или лишь частично могут быть использованы для разработки шкалы докембрия. Неравноценен в этом отношении и сам докембрий. Ныне с определенным успехом применяемые для верхнего протерозоя принципы и методы выделения стратотипических комплексов с их фаунистической или фитолигической (фитолитовой) характеристикой пока совершенно не применимы к раннему докембрию. Используемый же для последнего основной принцип определения возраста слоистых комплексов, которые не несут в себе признаков времени своего формирования, по отношению ко времени проявления эндогенных процессов нуждается в усовершенствовании — более полном и однозначном решении вопросов стратиграфии с учетом специфических особенностей геологии раннего докембрия.

Исключительно важным является развитие биологических основ докембрийской стратиграфии, при этом не только, а в будущем и не столько фитолитовой стратиграфии, сколько использование самих органических остатков, например микрофитофоссилий, которые ныне известны по осадочному разрезу всего докембрия.

Особое место занимает докембрийская фауна, пока известная в самых верхах докембрия. Она позволяет сегодня обоснованно выделять наиболее молодое и пока единственно фаунистически охарактеризованное подразделение докембрия — венд. В то же время нельзя исключить и достаточно широкое развитие довендской фауны. Углубленное изучение фауны венда, вероятно, будет иметь первостепенное значение для решения такой важной проблемы, как граница кембрия и докембрия, которая несмотря на долгие, даже международные усилия, пока не решена.

Нельзя не обратить внимания и на радиометрические методы определения возраста горных пород, без которых немислимы расчленение и создание общей стратиграфической шкалы докембрия. В отношении последней в настоящее время имеются буквально единичные реперные цифры, определяющие возраст важнейших историко-геологических и стратиграфических рубежей. Задача заключается не только и в целом не столько в усовершенствовании методов радиогеохронометрии, сколько, во-первых, в установлении достоверно стратиграфических (геологических) границ, возраст которых может и должен быть определен радиометрически, и, во-вторых, в получении однозначных, достаточно

обоснованных определений возраста, т. е. задача прежде всего геологическая и геохимическая.

Наконец, существенной для усовершенствования шкалы представляется проблема терминологии. Так, например, против применения терминов «архей» и «протерозой» давно высказываются мнения, что они перестали отвечать своему первоначальному содержанию. С другой стороны, эти названия главных подразделений, как и граница между ними, применяются и понимаются примерно одинаково большинством геологов в разных странах и, следовательно, являются употребительными для общего взаимопонимания и пока вряд ли могут быть заменены другими терминами для обозначения этих супергрупп. Другое дело с названиями их подразделений. Так, протерозой совершенно очевидно расчленяется важнейшей историко-геологической границей на две части, которые несомненно заслуживают собственных названий. При этом предпочтительнее использовать не географические названия, а обозначения по важным специфическим и геологическим особенностям. Это касается в равной мере и подразделений более низкого ранга.

Изложенное, естественно, не исчерпывает всех задач, решение которых имеет существенное значение для разработки новой шкалы. Несомненно те и другие найдут свое освещение в предстоящей дискуссии.

### **ИЗУЧЕНИЕ ДОКЕМБРИЯ СССР (УСПЕХИ И ПРОБЛЕМЫ) <sup>1</sup>**

В изучении докембрия нашей страны выделяются два неравноценных этапа. Первый (20-е—30-е годы), сменивший более ранние, во многом эпизодические исследования докембрия и прерванный Великой Отечественной войной, является фактически началом систематического изучения древнейшей геологии Советского Союза на базе первых планомерных работ по геологическому картированию и поискам полезных ископаемых на «обнаженных» площадях развития докембрийских комплексов.

Исследования этого периода, проводившиеся в районах распространения «кристаллического» докембрия на северо-западе страны, Украине, в Восточной Сибири и частично в некоторых других районах, были направлены на решение текущих задач практической геологии. Однако в ходе этих работ создавались методические и научно-геологические основы для успешного изучения различных аспектов докембрийской геологии страны.

Не потеряли своего значения данные о геологическом строении и геологическом развитии докембрийских регионов, полученные в связи с разведкой и открытием крупных месторождений цветных, благородных и черных металлов, мусковита и флогопита, редкометалльных и керамических пегматитов, высокоглиноземного сырья и других полезных ископаемых. Не менее важными остаются составленные тогда региональные сводки по стратиграфии и тектонике древнейших комплексов, разработанные геологические (структурно-литологические, тектономагматические и др.) критерии возрастного расчленения немых метаморфических толщ, физико-химические основы метаморфической петрологии, структурные и структурно-петрологические методы изучения магматических и метаморфических комплексов и другие принципиальные и методические положения исследования геологии и петрологии древнейших кристаллических образований.

По сравнению с изучением древнейшей докембрийской геологии известным «пробелом» — проблемой оставался поздний докембрий. Имевшиеся о нем сведения оправдывали возникшие представления о великом верхнедокембрийском

<sup>1</sup> Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 5. С. 116—122.

перерыве. Отсутствие этого связующего звена, как теперь стало ясно, было в значительной мере причиной резкого противопоставления докембрия фанерозою.

Второй, продолжающийся поныне этап изучения докембрия, начавшийся сразу же по окончании Отечественной войны, возобновился на количественно и качественно новом уровне. Систематическое геологическое картирование страны, проводившееся в связи с потребностью резкого расширения и быстрого развития минерально-сырьевой базы, охватило обнаженные и погребенные площади развития докембрия. Началось широкое внедрение в геологическую практику физических, химических, термодинамических и других новых методов. В итоге был получен совершенно новый, богатейший геологический материал по докембрию. К его осмысливанию приобщился огромный по численности, разносторонний коллектив геологов, геохимиков, геофизиков, физико-химиков, тектоно-физиков, геоботаников и других специалистов, совместные усилия которых были необходимы для комплексной разработки очередных узловых вопросов и фундаментальных проблем геологии докембрия.

В связи с этим начиная с 50-х годов, изучение геологии докембрия переживает период исключительно целенаправленных и высокоэффективных исследований.

В настоящее время складывается качественно новое понимание особенностей геологических процессов, протекающих на ранних стадиях геологического развития Земли. Возможность этого определяется прежде всего широким внедрением в геологию радиологических методов абсолютной геохронологии, которые именно для докембрия оказались наиболее плодотворными. Они внесли в него элементы объективной численной оценки последовательности и длительности различных геологических явлений.

Предпосылкой для быстрого развития практической радиогеохронологии явилась разработка советскими учеными калий-аргонового метода, давшего возможность проведения массовых определений возраста широко распространенных породообразующих минералов. С появлением этого метода вместо прежних единичных измерений ураносодержащих аксессуариев из ограниченного круга пород (практически только из гранитов и пегматитов) многими сотнями стали получать цифровые данные, характеризующие самые разнообразные по составу комплексы горных пород.

Наряду с усовершенствованием классического свинцового метода, бесспорно сохранившего свои преимущества и ведущее значение, важным шагом в развитии абсолютной геохронологии оказалось введение изохронного рубидий-стронциевого метода датирования по породе в целом. Это позволило не только повысить надежность возрастных датировок, но подойти к решению вопросов возраста, не решаемых другими методами.

В настоящее время в практику абсолютной геохронологии советскими учеными введены и другие радиометрические методы (кальциевый, ксеноновый, метод треков и др.), которые дают возможность шире применить радиометрию к решению вопросов возраста и возрастного расчленения древнейших образований.

Как известно, наиболее интересные и важные результаты получаются при определении (изучении) одного и того же геологического объекта двумя или тремя разными радиологическими методами. В то же время подобные исследования показали, что для докембрийских комплексов часто наблюдаются несходящиеся, или дискордантные, значения возрастов, полученные разными методами. Наиболее яркое выражение этого явления известно как «омоложение» калий-аргоновых датировок.

Раскрытие же геохимического и геологического смысла дискордантных данных чрезвычайно обогащает понимание истории формирования докембрийских комплексов.

Уместно, однако, вспомнить, что это обстоятельство не было сразу понято и должным образом оценено. Например, на первых этапах использования калий-аргонового метода не учитывались в должной мере явления «омоложения», вызванные наложенными геологическими процессами. Вследствие этого многим метаморфическим комплексам и древним гранитоидам фактически приписывался возраст более поздних, наложенных явлений.

Вместо прежнего негативного отношения к методу, понимание истинных причин дискордантных значений возраста в конкретных случаях позволяет раскрыть геологические и геохимические события, не обнаруженные при помощи обычных геологических методов. Это помогает определить их время и последовательность и подойти к оценке длительности и условий протеканий геохимических, петрологических, тектонических и других геологических процессов, что чрезвычайно важно для понимания многих эндогенных явлений и их роли в геологическом развитии земной коры.

Трудно переоценить значение достижений радиогеохронологии для возрастного расчленения и проблем стратиграфии докембрия, для установления тектонических, петрологических, геохимических, термодинамических и других закономерностей геологического развития в докембрии. Однако дальнейшее усовершенствование радиологических методов и интерпретации возрастных датировок все же необходимо.

Одну из оригинальных форм интерпретации геологического развития докембрия представляют составленные геохронологические карты докембрия юга, южного и юго-восточного обрамления Сибирской платформы, Украинского и Балтийского щитов, полная интерпретация которых еще ждет своего исполнения.

Несомненно один из наиболее важных итогов радиогеохронологических исследований этого периода представляет установление реперных цифр возраста и возрастных рубежей основных стратиграфических подразделений докембрия в отрезке времени до 3,5 млрд лет. На основе этих данных, принятых в качестве геохронологической шкалы докембрия (1964 г.), впервые стали возможными достаточно обоснованная межрегиональная корреляция и сопоставление докембрийских образований удаленных друг от друга районов, что было необходимой предпосылкой для выявления общих черт геологического строения и геологического развития докембрия нашей страны.

Установление фрагментов древнейших образований Земли возрастом 4—4,5 млрд лет еще более расширяет хронологические границы эволюции земной коры, которые три десятка лет назад условно датировались приблизительно 2 млрд лет. Очевидно, одной из важнейших задач современной геологии является создание новой, общей концепции об эволюции земной коры в течение такого колоссального периода времени.

На этом пути первая, наиболее существенная задача заключается в разработке стратиграфической шкалы докембрия. В связи с быстро раздвинувшимися границами достоверно установленного геологического времени гипертрофически как по длительности, так и по содержанию менялись понятия основных подразделений существующей шкалы — протерозоя и архея, что не может вызвать сомнения в целесообразности их сохранения. По этой причине за последние два десятилетия предложено несколько стратиграфических схем, характеризующихся некоторыми общими чертами, но различающихся по принципу построения. Интенсивная работа в этом направлении позволяет рассчитывать, что в ближайшие годы будет создана приемлемая общая стратиграфическая шкала, которая представит собой не только рациональную систему современных данных о возрасте и возрастном расчленении докембрийских образований, но и необходимую основу для систематизации быстро появляющихся все новых сведений, особенно о ранних этапах геологического развития земной коры.

Существенно новым в разработке этой проблемы является создаваемое советскими учеными биостратиграфическое направление. Первый важный итог представляет собой изучение строматолитов и микрофитофоссилий и их «привязка» к главным возрастным реперам изотопной (в первую очередь глауконитовой) шкалы, что позволило создать основы биостратиграфической шкалы позднего протерозоя по этим древнейшим органическим остаткам, ныне широко используемые и за пределами нашей страны. Достоверные находки микрофитофоссилий в нашей стране в геологических образованиях, в различной степени метаморфизованных и различного возраста вплоть до 3,5 млрд лет, создают перспективы дальнейшей разработки палеобиологических основ докембрийской стратиграфии.

С другой стороны, геолого-геохронологическое изучение докембрия привело к выявлению в его развитии крупных мегациклов длительностью 600—800 млн лет, границы которых отвечают крупнейшим, глобальным масштабам, перестройкам в структуре земной коры, что может явиться одним из определяющих элементов в создании универсальной (единой) стратиграфической шкалы докембрия.

Этот период был и началом докембрийской литологии и палеогеографии. Наиболее существенные результаты в данной области получены для неметаморфизованного и (или) слабо метаморфизованного позднего и частью среднего докембрия. Для сильно метаморфизованных и дислоцированных супракрустальных образований, в основном раннего докембрия, за исключением отдельных, классических исследований некоторых специфических формаций (вулcano-осадочных и др.), литологические исследования практически находятся на стадии методических разработок. В то же время под влиянием современного советского учения о геологических формациях изучение осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов докембрия шло в направлении их литолого-формационного анализа. Такие исследования, проведенные для различных территорий страны, показывают, что основные тектоноформационные черты геологического развития, характерные для позднего и частью среднего докембрия, продолжали развиваться в фанерозое, отражая так называемый геосинклинально-платформенный этап развития земной коры. Характер и закономерности развития раннедокембрийских геологических формаций позволяют судить о совершенно отличном строении и характере тектонического развития земной коры на ее ранних этапах, которые отражаются в нередко применяемых терминах: прото- и прогеосинклиналь, протоплатформа и т. п. — понятия, пока еще нуждающиеся в обоснованном определении.

Следует отметить, что в этот период тектоника докембрия вызывает исключительный интерес со стороны самых различных специалистов. Наибольшее внимание уделялось тектонике древнего докембрия.

Прежде всего следует отметить новый структурно-метаморфический (кинетический и динамический) метод анализа тектоники дислоцированных метаморфических комплексов, который позволяет кроме структур охарактеризовать тектонический комплекс с точки зрения глубинности, т. е. термодинамических условий его формирования и сопряженных с ним других эндогенных процессов (метаморфических и магматических).

Далее, структурно-метаморфические исследования складчато-метаморфических комплексов (поясов) Балтийского щита, Восточной Сибири, Памира и других районов показывают, что большая часть из них представляет собой сложные, полициклические тектонические комплексы, и позволяют расшифровать в них последовательность (возраст) тектонических событий и связанных с ними эндогенных процессов, без чего невозможно правильное понимание докембрийской геологии.

Внимание многих исследователей привлекли вопросы тектонического строения и тектонической эволюции земной коры в докембрии. Важным шагом

в разработке этой проблемы было широкое развитие опорного и поискового бурения и геофизических (главным образом магнитометрических) работ, которые позволили вовлечь в сферу изучения докембрий, погребенный на огромных пространствах под чехлом более молодых отложений. Благодаря этому и в связи с успехами геохронологии и стратиграфии докембрия в 60-е годы была впервые составлена серия палеотектонических карт протерозоя для территории страны.

Главные итоги сравнительного анализа этих карт выразились: в выявлении различных типов тектонического развития сибирского (азиатского) и европейского докембрия; установлении обширных дорифейских платформ и формирования верхнедокембрийского платформенного чехла, определивших главные отличительные черты древних платформ и окончательно решившие проблему «миллиардного» верхнедокембрийского перерыва.

Созданные в это время первые геологические и тектонические карты фундамента охватывали в основном европейскую часть страны. Уже в 1970 г. появляются оригинальные работы — тектоническая карта фундамента территории СССР, на которой наглядно видно, что в строении складчатого основания докембрийские складчатые комплексы занимают такую же часть площади (до 80%), как в геологическом времени. Достоинство карты заключается прежде всего в том, что раскрытие глубинного строения на таком огромном пространстве позволило обнаружить самые крупные черты строения, временные и пространственные соотношения различного возраста складчатых систем докембрия нашей страны. Так, в Сибири возникший к концу архея крупный Сибирский кратон обрастал протерозойскими геосинклинально-складчатыми поясами. В это же время в Европейской части ведущим процессом тектонического развития было дробление более древнего основания, приведшее к созданию мозаики архейских глыб, спаянных свекофенно-карельскими складчатыми зонами. Обрамляющие эпикаральскую платформу геосинклинально-складчатые пояса здесь появились лишь в байкальское время.

Тектоническая мысль развивалась и в направлении разработки теоретических моделей строения и развития верхних оболочек Земли.

Ведущими являются представления о континентальном корообразовании как о сложном, весьма длительном направленно-циклическом процессе, охватывающем последовательно крупные геоблоки земной коры, разделенные глубинными разломами длительного развития. В этой концепции ведущая роль отводится вертикальным движениям геоблоков, имеющим большую амплитуду (до  $\pm 80$  км). С этих позиций находит объяснение плотностная (вещественная и метаморфическая) расслоенность земной коры, сложенной, судя по наиболее глубинным срезам, веществом смешанного эндогенно-экзогенного происхождения.

В то же время встречающиеся в докембрии глубинные разломы (надвиги) с гранулитовым или глаукофан-сланцевым метаморфизмом повышенных давлений и сопряженными офиолитовыми поясами и зеленокаменными прогибами принимаются некоторыми исследователями за фоссилизированные докембрийские зоны Беньофа, со следующими отсюда выводами о решающем значении горизонтальных движений в докембрийской тектонике.

Новыми в области древнейшей тектоники является изучение блокового строения докембрийской земной коры (и верхней мантии) с выделением древних блоков и разграничивающих их глубинных разломов различного строения и возраста для объяснения гетерогенного строения древней коры. Первые результаты показывают, что длительное взаимодействие литосферных сегментов определяет важнейшие структурные элементы и развитие нередко специфического метаморфизма и магматизма.

Существенные успехи достигнуты советскими учеными в области регионального метаморфизма. Исследования, охватывающие широкие пространства, вместе с успешной разработкой вопросов геотермобарометрии обеспечили

дальнейшее развитие и совершенствование термодинамических и минерально-парагенетических основ фициального анализа метаморфизма.

Составленные на новой фациальной основе карты метаморфизма отдельных крупных регионов, как и территории страны в целом, позволили подойти к постановке и в некоторой мере решить вопросы геологии регионального метаморфизма: выделение метаморфических формаций, выяснение их места и времени в развитии подвижных поясов, установление главных геолого-петрологических и сторико-геологических типов регионального метаморфизма и т. д.

Наряду с этим составление карт и изучение метаморфических поясов нашей страны внесли существенный вклад в разработку проблемы эволюции метаморфических процессов и в исследовании термодинамического режима глубинного петрогенезиса. Были вскрыты основные закономерности в изменении геотермического состояния и динамики подвижных областей в разные периоды геологической истории, высказаны гипотезы о причинах таких изменений в связи с явлением тепло- и массообмена в земной коре и мантии, что несомненно скажется на понимании причин тектонических процессов. Установлена взаимосвязь между термодинамическими параметрами плутонических процессов и показано, что геохимические режимы подвижных областей находятся в зависимости от их геотермического состояния.

В этих исследованиях отражены основные этапы становления коры континентального типа и роль в этом процессе метаморфизма.

Важным следствием этих исследований для метаморфического рудогенеза является вывод о том, что металлогеническая специализация докембрийских складчатых систем, как и геохимический режим глубинного петрогенезиса, во многом определяется геотермическим состоянием земной коры и динамикой метаморфического процесса.

В то же время современное состояние изучения регионального метаморфизма насыщено требующими безотлагательного решения задачами и проблемами. Таковы выяснение физической сущности взаимосвязи деформаций и минералообразования, построение термодинамической теории негидростатического поля напряжений, изучение природы давления в подвижных зонах, геотермическое моделирование метаморфизма и др.

Так как региональный метаморфизм ныне нельзя рассматривать в отрыве от тектоники, решение указанных задач будет иметь прямое отношение к разработке проблем тектоники и развития земной коры в докембрии.

Главной тенденцией в развитии исследований докембрийского магматизма было углубленное изучение физикохимии, геохимии и петрохимии магматических комплексов и увязка их вещественно-генетических особенностей со временем и местом их проявления в тектоническом (геологическом) развитии докембрийской земной коры.

В развитии кислого плутонизма в древних подвижных поясах устанавливается общая закономерность смены натриевых гранитоидов калиевыми. Одним из определяющих факторов этой смены является изменение термодинамических условий в процессе тектонической эволюции пояса. Геохимические особенности гранитоидов обнаруживают закономерную зависимость поведения малых элементов от глубинности кислого плутонизма.

Существенный шаг в корреляции магматических и тектонических процессов в докембрии представляет выделение основных типов гранитообразования. В зависимости от их тектонической позиции в развитии земной коры они отличаются друг от друга геологическими, петрологогенетическими и геохимическими особенностями.

По проблеме эволюции докембрийского магматизма получены новые интересные данные в результате петрохимического изучения интрузивных и вулканических комплексов основных и ультраосновных пород среднего докембрия с применением математических методов анализа. Последний позволяет судить

о множественности магм и многоэтапности их зарождения в течение геологического цикла и об отличительных особенностях развития магматических комплексов его отдельных тектоно-магматических этапов.

Крупным итогом в области изучения древнейшего магматизма является первая тектоноформационная классификация магматических комплексов древнего докембрия, созданная на основе анализа и систематизации огромного геологического, петрологического и экспериментального материала исходя из их структурно-тектонической локализации, особенностей вещественного состава и генезиса. Она отражает общие закономерности развития магматизма в процессе становления древней земной коры и может явиться основой для разработки общих проблем его металлогении.

В отмеченных результатах изучения магматизма докембрия имеются предпосылки для постановки крупной общей проблемы, которая пока лишь затронута разработкой. Она заключается в изучении глубинно-магматической геологии и петрологии в их связи с веществом мантии и земной коры на разных уровнях развития процессов маग्маобразования и роли магматизма в становлении и развитии древней палеокоры.

В заключение нельзя не обратить внимания на главные тенденции в изучении докембрия, которые определяют важнейшее общее направление и задачу исследований, заключающиеся в корреляции эндогенных и экзогенных процессов для понимания геологии во взаимосвязи важнейших ее процессов.

На этом пути первостепенное значение имеет проблема геологического времени как в смысле длительности конкретных геологических процессов, так и продолжительности геологической истории в целом. От знания времени зависят полнота и совершенство знания геологии.

#### **ОБ УНИФОРМИТАРИАНИЗМЕ И ОСНОВНОМ ПРИНЦИПЕ В ГЕОЛОГИИ<sup>1</sup>**

Для успеха развития геологии как науки непременно требуется развитие и совершенствование ее методологических основ. В отличие от других эмпирических наук геология занимается реконструкцией прошлого, некогда имевших место процессов и явлений, результаты которых так или иначе зафиксированы в изучаемых конкретных геологических объектах, но в большинстве своем они не повторяемы опытным путем. Поэтому отнюдь не случайна та оживленная дискуссия по поводу основных принципов геологии как науки, которая имела место в последние годы за рубежом, главным образом среди ученых США. Представляется уместным остановиться на некоторых аспектах этой дискуссии на данном совещании, посвященном сложнейшим проблемам осадконакопления древнейшего, докембрийского этапа геологической истории Земли.

Настоящее краткое сообщение позволяет привести лишь краткий критический обзор прошедшей дискуссии.

Почему в заглавии указан «униформитаризм»<sup>2</sup>? Как свидетельствуют сами зарубежные ученые, в современных руководствах и учебных пособиях можно найти утверждения, что основной принцип униформитаризма, так называемый принцип униформности (единообразия), составляет основу — фундамент всего предмета исторической геологии. Более того, в ответ на вопрос, может ли такая наука, как геология, открывать законы, подобные хорошо известным законами физики и химии, в качестве геологического примера такого

<sup>1</sup> Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1975. Вып. 4, кн. 1. С. 20—24.

<sup>2</sup> Вместо употребляемых за рубежом терминов «униформитаризм» (как методологическая концепция) и «униформность» (ее основной принцип) в советской литературе принят термин «униформизм».

фундаментального закона, или принципа, нередко предлагается принцип униформности.

Однако на вопрос, что точно означает принцип униформности, находятся разные, неравноценные ответы. Например:

— настоящее является началом к прошлому;

— прежние изменения земной поверхности могут быть объяснены, если обратиться к причинам, ныне действующим;

— история Земли может быть расшифрована в терминах современных наблюдений, основываясь на допущении, что физические и химические законы остаются неизменными во времени;

— не только физические законы являются униформными, т. е. неизменными во времени, но и события геологического прошлого происходили с примерно той же единообразной (униформной) скоростью и определялись такими же самыми процессами, как и те, которые ныне действуют; и т. д.

Справедливости ради тут следует вспомнить, что униформитаризм и его основной принцип униформности, сформулированные впервые Дж. Хеттоном и примененные им в «Теории Земли» в 1788 г., а затем окончательно оформившиеся через 40 лет в труде Ч. Лайеля «Основы геологии», вызвали крупнейший переворот в естествознании и имели огромное значение в познании истории Земли и в развитии самой геологической науки.

Однако впоследствии этот принцип все чаще приходил в противоречие с развитием всех естественных наук. Первой в этом ряду была «Теория происхождения видов» Ч. Дарвина, самое появление которой в 1859 г. было в значительной мере обусловлено униформитаристскими взглядами Дж. Хеттона и особенно Ч. Лайеля на геологию. Эволюционный принцип направленности, необратимости развития органического мира в корне исключил постоянство, неизменность повторявшихся во времени геологических событий.

С открытием первого и второго законов термодинамики в конце прошлого столетия известный английский физик В. Томсон (лорд Келвин) резко критиковал принцип униформности, показав, что Земля представляет собой систему единого направленных необратимых процессов диссипации энергии Земли; что энергия, потраченная на орогенические процессы, не может вызвать новые процессы орогения; что потенциальная энергия, заключенная в рельефе поверхности Земли, диссипируется процессами денудации и т. д. Между прочим в этой критике отразились два взаимных аспекта важного методологического вопроса, которые не были и не могли быть учтены принципом униформности, а именно: как происходят процессы и почему они происходят. Эти и другие достижения науки не только отрицали сущность принципа униформности, но должны были отрицать его и как фундаментальный закон геологии.

Каково же положение дел с «униформитаризмом» в настоящее время? Существующие представления различны по существу как в целом, так и относительно частных положений этой концепции.

Так, известный американский геофизик Геологической службы США М. Хаббарт в своей «Критике принципа униформности» (Hubbert, 1967) приходит к выводу, что обычные формулировки «принципа униформитаризма» неопределенны, и ныне, став вычурной фразеологией, более непригодны для геологов.

С. Гоулд в статье «Нужен ли униформитаризм?» (Gould, 1967) различает два разных аспекта: так называемый субстантивный униформитаризм, который постулирует униформность материальных условий и (или) скоростей процессов и должен быть отброшен как неверный, и методологический униформитаризм, обнимающий широко применяемые в области других наук принцип индукции и принцип простоты. Сам термин «униформитаризм», по мнению С. Гоулда, следует исключить как вводящий в заблуждение, будто геология имеет свое уникальное философское оружие, а не деле скрывает связь геологии с другими науками.

В отличие от приверженцев принципа простоты имеются и сторонники множественности гипотез, т. е. принципа построения ряда гипотез и в каждом конкретном случае выбора той из них, которая лучше объясняет имеющиеся данные.

Крайнюю точку зрения высказывает известный геохимик К. Краускопф (Krauskopf, 1968), который утверждает, что случайность и анархия являются в некоторой мере законами природы. . . Но, пожалуй, доминирующее в прошедшей дискуссии представление наиболее полно изложено П. Клоудом в его очерке «Руководящие принципы истории Земли» (Cloud, 1970). Основные положения данного представления определены автором следующим образом.

Во-первых, вся наука начинается с принципов индукции и простоты. При этом принцип индукции предполагает, что наблюдаемые общие характеристики ряда сходных вещей (или событий, или процессов) путем индукции считаются значимыми. Если значимость индуцированных общих факторов подкрепляются повторными наблюдениями и опытом, то на этой основе может быть сформулировано обобщенное заключение, или вывод, из которого можно вывести (по аналогии), что другие сходные явления, вероятно, будут иметь сходные первичные характеристики. Если такая связь окажется неизменной во всех наблюдаемых случаях и если она считается фундаментальной, то может быть названа законом. Под принципом простоты понимается, что объяснение не должно быть сложнее того, что требуется, чтобы примирить (согласовать) между собой все имеющиеся наблюдения (или факты) в рамках одной, единой гипотезы.

Во-вторых, научные законы в наиболее общем смысле характерны для первичных наук — физики и химии. Путем применения физики и химии к другим наукам эти законы становятся принадлежащими всем наукам.

В-третьих, геология является наукой производной. Она пытается интегрировать другие науки, чтобы дать синтез о строении и истории Земли. Для того чтобы геология могла функционировать как наука, необходимо прежде всего постулировать (основная аксиома), что научные законы, которые ныне описывают свойства и поведение вещества, действовали, существенно не меняясь, в течение всей земной истории, или, если были изменения универсальных констант, то эти изменения происходили закономерно. Из этого постулата следует, что структуры и события прошлого могут быть интерпретированы в терминах наблюдаемых ныне процессов и связей. Это и есть, как отмечает П. Клоуд, элементы так называемого принципа «униформитаризма», или «униформности», которые часто и правильно отмечаются как краеугольный камень геологии.

Таким образом, приходя по существу к принципу униформности, автор стремится обогатить его достижениями современной науки и в то же время примирить их.

Очевидно желание автора свести часть дискуссии к терминологическому спору, выход из которого он видит в отказе от самого термина «униформитаризм», но при сохранении приведенных выше его положений в качестве основных для геологии как науки. И тогда, заявляет П. Клоуд, «в геологии, как и в других науках, индукция является важнейшим оперативным методом, а ключевым является универсальный принцип простоты».

Таков основной итог прошедшей дискуссии.

Поскольку геология — производная от физики и химии, то она наделяется основными общими законами и принципами этих наук, и поскольку это так, то геология изучается на основе тех же главных методов и принципов, что и эти науки. Несомненно, что в геологии имеют место физические и химические процессы и явления и, как таковые, они управляются законами физики и химии. Однако в приведенной концепции два момента обращают на себя внимание в разрезе затрагиваемой здесь проблемы.

Прежде всего, в этой концепции, основывающейся, как было показано, на основных элементах принципа униформности, ничего не сказано о неизменности повторяющихся геологических процессов («ахиллесова пята» данного принципа), но также ничего не сказано о направленности, необратимости этих процессов. Единственным является указание, что если изменяются во времени универсальные константы, то это изменение происходит закономерно. В связи с этим здесь уместно вспомнить высказывание Ф. Энгельса в «Диалектике природы», в котором он отметил важное значение труда Ч. Лайеля в дальнейшем развитии естествознания, но указал на его метафизическую ограниченность.

В рассматриваемом, современном представлении оправданно подчеркивается все возрастающая роль других эмпирических наук (в первую очередь физики и химии) в изучении геологии, но эта концепция, не идя дальше этого, страдает той же метафизической ограниченностью.

В чем заключается причина такой ограниченности? Это — второй момент, который в данном случае обращает на себя внимание при изложении рассмотренной концепции. Дело в том, что в этой концепции упущен элемент времени. Не учитывается, что процессы не только управляются общими законами эмпирических наук, но что они происходят во времени, и как необратимо само геологическое время, так необратимы и геологические процессы, протекавшие в течение этого времени.

Геология как наука о Земле в своей основе является прежде всего наукой исторической. Для нее, как ни для какой другой из естественных наук (за исключением, пожалуй, астрономии), важен элемент времени. Время—развитие—история представляют один из тех непреходящих важнейших элементов того главного научного принципа, который делает его геологическим. Поэтому этот элемент нашел свое отражение в основном, так называемом историко-геологическом принципе, ныне общепризнанном в советской геологической науке. В нашей стране вопросы методологии находятся постоянно в поле зрения ученых. Однако значительные сдвиги, происшедшие в геологии за последние годы как в отношении наших понятий о масштабе самого геологического времени, так и о масштабе изучаемых объектов (от более углубленного изучения геологического микромира до планетарной геологии), коренным образом изменили многие важнейшие проблемы познания истории Земли. Все это не может не касаться самым существенным образом методологических основ геологии как науки, общее обсуждение которых, как представляется, стало настоятельно необходимым и безотлагательным.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Cloud P. Ordering principles in Earth History // *Adventures in Earth History*. San-Francisco, 1970.
- Could S. L. Is uniformitarianism useful? // *Geol. Education*. 1967. Vol. 15.
- Hubbert M. K. Critique of the principle of uniformity // *Geol. Soc. Am.: Spec. Paper: Uniformity and Simplicity*, 1967.
- Krauskopf K. B. A tale of ten plutons // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1968. Vol. 79.

## СОДЕРЖАНИЕ

От редакторов	3
Кауко Оттович Кратц (1914—1983) — годы жизни и научного творчества (Ф. П. Митрофанов)	5
Библиография опубликованных научных трудов К. О. Кратца (Д. А. Великославинский, М. В. Петровская, Л. А. Хвоцевская)	11
Литература о К. О. Кратце	20
<b>I. Геология и геохронология Балтийского щита и Восточно-Европейской платформы</b>	<b>21</b>
Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита	21
Восточная часть Балтийского щита	29
Обзор докембрия СССР по регионам	34
К расчленению и терминологии протерозоя Карелии	41
О ритмичной слоистости ладожской сланцевой толщи в Юго-Западной Карелии	45
Главные черты дочетвертичной геологии восточной части Балтийского щита	49
Основные черты тектонических структур ятулия Карелии	55
Свекофенниды и карелиды	69
Геохронология докембрия Балтийского щита	73
Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита	79
Возрастные границы ятулийского комплекса Карелии	84
О находке древних конгломератов на территории Центральной Карелии и их значение для стратиграфии раннего докембрия	88
Строение и вопросы эволюции земной коры	90
<b>II. Стратиграфия, геохронология и вопросы расчленения докембрия</b>	<b>103</b>
Стратиграфия и палеонтология докембрия, древнейшие радиологические датировки и граница кембрий—докембрий	103
Изотопная геохронология и глубинное строение земной коры	105
Региональная схема стратиграфии докембрийских образований	110
Геолого-геохронологические рубежи в докембрии Восточной Сибири	119
Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР и пути ее совершенствования	123
Принципы и методы расчленения и корреляции докембрия	137
Радиометрические методы при анализе эндогенных процессов и их корреляции	142
Расчленение и корреляция докембрия СССР	156
Принципы и методы расчленения кристаллических образований в фанерозойских складчатых областях	160
<b>III. Тектоника, глубинное строение, магматизм и метаморфизм докембрия</b>	<b>168</b>
Некоторые представления о глубинном строении южной части Фенно-Карельского антиклинального поднятия (по геофизическим и геологическим данным)	168
Принципы составления и легенда тектонической карты фундамента территории СССР	170
Земная кора восточной части Балтийского щита (Введение)	182
Блоковое строение Балтийского щита	186
Докембрий и фанерозойские складчатые пояса	196
Рон даек в структуре земной коры	199
Геология и петрология гранитогнейсов глубинных сечений карелид	202
Метаморфические пояса и циклы метаморфизма	210
Геологические типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита	220
Что такое «серые гнейсы»? Догадки и проблемы	231

IV. Докембрийская земная кора материков, ее становление и эволюция . . . . .	236
О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции . . . . .	236
Периодизация тектонических событий докембрия . . . . .	244
О некоторых типах кратогенов в докембрии . . . . .	251
V. Общегеологические проблемы докембрия . . . . .	259
Актуальные задачи усовершенствования общей стратиграфической шкалы докембрия СССР . . . . .	259
Изучение докембрия СССР (успехи и проблемы) . . . . .	261
Об униформитаризме и основном принципе в геологии . . . . .	267

*Научное издание*

**Кауко Оттович Кратц**

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ**

Избранные труды

*Утверждено к печати  
Институтом геологии и геохронологии  
докембрия*

Художник *Г. В. Смирнов*  
Технический редактор *Е. В. Траскевич*  
Корректоры *Г. А. Александрова, А. З. Лакомская и Г. Н. Мартынова*

ИБ № 33238

Сдано в набор 17.05.89. Подписано к печати 25.10.89. М-23334.  
Формат 70×100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная № 1. Гарнитура литературная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 22.10+0.31 вкл. Усл. кр.-отт. 22.41. Уч.-изд. л. 28.45. Тираж 600. Тип. зак. № 1594. Цена 5 р. 90 к. Заказное издание.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука».  
Ленинградское отделение.  
199034, Ленинград, В-34, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография  
издательства «Наука».  
199034, Ленинград, В-34, 9 лин., 12.

Общая стратиграфическая шкала протерозоя

Местная (региональная) стратиграфическая шкала

Общая (провинциальная) стратиграфическая шкала				Юго-Западная Карелия		Западная и Южная Карелия		Центральная Карелия		Восточная Карелия						
Группа	Подгруппа	Отдел	Подотдел	Комплекс	Серия	Серия	Серия	Серия	Серия	Серия	Серия					
Протерозой (PR)	Верхний протерозой (PR <sub>3</sub> )	Гиперборейский (Hy)	Верхний (Hy <sub>2</sub> )													
			Нижний (Hy <sub>1</sub> )													
		Иостийский (It)	Верхний (It <sub>2</sub> )									Кварцевые порфиры, туфы, основные эффузивы; конгломераты о-ва Суйсарви (Хогланд)				
			Нижний (It <sub>1</sub> )													
	Хогландский (HO)															
	Средний протерозой (PR <sub>2</sub> )	Суйсарский (Su)	Верхний (Su <sub>2</sub> )													
			Нижний (Su <sub>1</sub> )													
		Ятулийский (Ja)	Верхний (Ja <sub>3</sub> )	Доломиты, филлитовые и карбонатные сланцы	Верхнекарельский Онежская	Доломиты и известняки	Сегозерская	Мелкозернистые аркозы с пропластками сланцев и доломитов (?)	Шунгитовые, кварцево-сплюснутые и доломитовые сланцы Доломиты, известняки Сланцевые брекчии, песчаные доломиты, глинистые сланцы	Доломиты и известняки, глинистые и песчано-глинистые сланцы и песчаники, кварцитопесчаники	Пикритовые метапорфириты, туфобрекчии Диабазы, порфириты, туфобрекчии	*	Туфы, туффиты глинистые и глинисто-кремнистые сланцы			
			Средний (Ja <sub>2</sub> )	Аркозы, кварциты и кварцитопесчаники										Кварциты, глинистые сланцы с гематитом Доломиты, известняки со сланцами Песчаники с доломитовым цементом, конгломератобрекчии	Метадиабазы; кварцевые конгломераты кварцитопесчаники и песчано-глинистые сланцы; кварцевые конгломераты	Шунгитовые, глинистые, глинисто-кремнистые и доломитовые сланцы; доломиты и известняки, песчаные брекчии, глинистые сланцы, диабазы
			Нижний (Ja <sub>1</sub> )	Аркозы, кварциты и кварцитопесчаники с галькой кварца и прослоями кварцевого конгломерата										Аркозы, кварцитопесчаники, кварцевые конгломераты и базальные сланцы	Метапорфириты, кварциты, кварцевые конгломераты и базальные сланцы	Метадиабазы; кварцевые конгломераты, кварцитопесчаники, кварцевые конгломераты и базальные сланцы
		Сариольский (Sr)	Верхний (Sr <sub>2</sub> )	Конгломераты				Аркозы и граувакковые песчаники с маломощными прослоями конгломератов и резе сланцев								
	Нижний (Sr <sub>1</sub> )		Конгломераты с подчиненными грауваковыми песчаниками и сланцами	Мелкозернистые граувакковые песчаники с линзами конгломератов, местами туфопесчаники (?)										Конгломераты с редкими прослоями кварцита и сланца, местами конгломератобрекчии		
Нижний протерозой (PR <sub>1</sub> )	Сумский (Sm)	Верхний (Sm <sub>2</sub> )		Ладожская	*	Метаморфизованные диабазы, диабазовые порфириты, мандельштейны и туфобрекчии, зеленые сланцы и частью амфиболиты	Кислые слоистые туфы и туфобрекчии, конгломераты и конгломератобрекчии		Афанитовые метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны, туфобрекчии, зеленые сланцы, кварцевые порфиры (жильные?)							
		Нижний (Sm <sub>1</sub> )										Кварциты и кварцитопесчаники, параамфиболиты Ставропитовые, андалузитовые, кордиеритовые гранатослюдяные сланцы; филлиты, филлитовидные и сплюснутые сланцы Кварциты и сплюснутые кварциты, конгломераты				
	Лопский (Lo)	Верхний (Lo <sub>3</sub> )	Соргавальская Нижнекарельский		* Гимольская		Магнетитовые и амфибол-магнетитовые кварциты и сланцы, юрдиеритовые, биотитовые, хлорит-биотитовые, поизитовые, графитистые и другие сланцы	Метаморфизованные средние и кислые эффузивы и их туфы, туффиты, лейтиты, плагиоклазо-биотитовые и другие сплюснутые сланцы, сплюснутые кварциты, частью магнетито-амфиболовые кварциты	Филлиты и филлитовые сланцы с подчиненными аркозовыми сланцами, измененные альбитофиры, порфириты, серицитовые сланцы, конгломераты		Парандовская	Метаморфизованные диабазы, порфириты, аггломераты, зеленые сланцы (частью более молодые), альбитофиры, плагиосланцы, серицитовые, хлоритовые, талькохлоритовые, серпентино-хлоритовые, карбонатные и другие сланцы, подчиненные карбонатные породы и скерны, графитистые сланцы, амфиболиты, амфиболосые и гранатоамфиболовые сланцы с пропластками магнетитоамфиболовых кварцитов				
		Средний (Lo <sub>2</sub> )											Метаморфизованные основные эффузивы, амфиболовые сланцы и амфиболиты с подчиненными доломитами, известняками (частью скарнированными), филлитовидными и сплюснутыми сланцами и кварцитами	Туфобрекчии и туфосланцы, конгломераты и туфоконгломераты с маломощными пластинами метадиабазов и метамандельштейнов		
		Нижний (Lo <sub>1</sub> )														

Примечания: 1) знак „плюс“ в скобках - дополнено гиперборейскими отложениями Кольского п-ва;  
 2) приведенные местные стратиграфические названия (комплексы, серии) заимствованы из докембрия Гос. геол. карты м-ба 1:1000000 СЗГУ (сост. В.А. Перевозчикова, ред. К.О. Кратц, 1975);  
 3) название „тунгудско-ладвишская серия“, данное В.А. Перевозчиковой, заменено более простым - „тунгудская серия“; звездочкой отмечены стратотипы отделов общей шкалы.

Корреляция эндогенных процессов восточной части Балтийского щита

Фазы складчатости по провинциальной структурной шкале	Кольский мегаблок	Главный Беломорский шов	Беломорский мегаблок	Восточно-Карельская мобильно-пронцаемая зона	Карельский мегаблок	Переходная зона между Кольско-Карельским и Свеккофенским геоблоками	Восточно-Финляндская зона Свеккофенского геоблока
1800 млн. лет 1800 млн. лет	<b>К Р А Т О Н</b>						
Позднекарельская (свеккофенская)	<p>Консолидированная земная кора</p> <p>Интрузии порфировидных существенно калиевых гранитов центрального типа</p> <p>Интенсивные складчатые метаморфические и магматические процессы локализованы только в Печенгской и Имандро-Варзутской мобильно-пронцаемой зонах</p> <p>Формирование различно ориентированных складок тангенциального сжатия</p> <p>Развитие зонального метаморфизма от режима А к режиму В. Увеличение степени метаморфизма и количества этапов деформаций от центра к периферии зон</p> <p>Антидромная направленность эффузивного магматизма от базальтового и андезитобазальтового к трахибазальтовому и пикрит-базальтовому</p>	<p>Завершение активных процессов складчатости, магматизма и метаморфизма с последующей консолидацией (внедрение интрузий порфировидных существенно калиевых гранитов)</p> <p>Формирование складок тангенциального сжатия, тектонических покровов, специфических асимметричных складок с шарнирами, ориентированными по падению надвигов и осевыми поверхностями, параллельными поверхностям надвигов</p> <p>Развитие метаморфизма от гранулитовой фации к альмандин-амфиболитовой в режиме высоких давлений (B<sub>2</sub>)</p> <p>Антидромная направленность в развитии интрузивного магматизма от андезитобазальтового к пикрит-базальтовому</p>	<p>Завершение активных процессов складчатости, магматизма и метаморфизма</p> <p>Формирование различно ориентированных прерывистых систем складок тангенциального сжатия и в конце периода - крутопадающих зон расщепления</p> <p>Метаморфизм фации альмандиновых амфиболитов в режиме B<sub>2</sub> с изменением режима в конце периода в Енском сегменте до A<sub>2</sub></p> <p>Формирование мусковитовых и мусковито-редкометаллических пегматитов, плагиомикроклиновых гранитов</p>	<p>Активизация процессов складчатости, магматизма и метаморфизма</p> <p>Формирование различно ориентированных систем складок тангенциального сжатия, аналогичных одновозрастным системам складок в Беломорском мегаблоке</p> <p>Проявление зонального метаморфизма в режиме B<sub>2</sub>; увеличение степени метаморфизма по направлению к Беломорскому мегаблоку</p> <p>Антидромная направленность в развитии эффузивного магматизма от базальтового и андезитобазальтового к пикрит-базальтовому и интрузивного магматизма от трахибазальтового к пикрит-базальтовому</p>	<p>Консолидированная земная кора</p> <p>Формирование систем разломов северо-западного и субмеридионального простираний; складчатость и метаморфизм фации зеленых сланцев локализованы только в зонах разломов</p> <p>Антидромная направленность в развитии эффузивного магматизма от базальтового к трахибазальтовому и пикрит-базальтовому; интрузивный пикрит-базальтовый магматизм</p>	<p>Консолидированная земная кора</p> <p>Активизация процессов складчатости тангенциального сжатия и проявления метаморфизма биотит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев с тенденцией к повышению степени метаморфизма по направлению к Свеккофенскому геоблоку</p> <p>Слабый базальтоидный магматизм</p>	<p>Интрузии рапакиви-анортзитовой формации</p> <p>Заложение подвижной области на сиалической коре и дифференциация области на внутреннюю и внешнюю структурно-формационные зоны</p> <p>Формирование различно ориентированных систем складок тангенциального сжатия; радиальные движения в зоне Сортавальско-Питкярантских поднятий, образование тектонических покровов вблизи внутренней зоны</p> <p>Формирование горизонтальной метаморфической зональности в режиме A<sub>2</sub> одновременно с главной складчатостью и последовательное становление массивов плагиоклазовых, плагиомикроклиновых и существенно микроклиновых гранитов; увеличение степени метаморфизма и количества этапов деформаций от внешней зоны к внутренней</p> <p>Базальтовый и трахибазальтовый эффузивный магматизм во внешней, а пикрит-базальтовый и андезитовый магматизм - во внутренней зоне; раннескладчатые интрузии щелочных габброидов и трондjemитов</p>
Промежуточная консолидация	<p>Формирование щелочных гранитов, сиенитов; пепеленизация, образование кор выветривания</p>				<p>Формирование щелочных гранитов, сиенитов; пепеленизация, образование кор выветривания</p>		
Селская	<p>Активизация процессов складчатости, магматизма и метаморфизма</p> <p>Интенсивная складчатость тангенциального сжатия локализована в северо-западных узких линейных зонах плагиомикроклинового гранитообразования, разграничивающих блоки, не испытывавшие существенной складчатой переработки</p> <p>Метаморфизм низкотемпературных субфаций альмандиновых амфиболитов в режиме B<sub>1</sub></p> <p>Проявление интрузивного базальтоидного магматизма</p>	<p>В пограничных мегаблоках термодинамические режимы глубинного петрогенезиса аналогичны</p>	<p>Интенсивное повсеместное проявление складчатости, магматизма и метаморфизма</p> <p>Формирование различно ориентированных систем складок тангенциального сжатия</p> <p>Метаморфизм высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов в режиме B<sub>2</sub> в Чупинском сегменте и B<sub>1</sub> в Енском сегменте</p> <p>Формирование плагиомикроклиновых гранитов II группы</p> <p>Оливин-толеитовый магматизм (интрузивный - друзиты II группы); эффузивный оливин-толеитовый магматизм установлен только вблизи Главного Беломорского шва</p>	<p>Активизация процессов складчатости, магматизма и метаморфизма</p> <p>Формирование линейных складок тангенциального сжатия, ориентированных параллельно простиранию зоны и опрокинутых преимущественно в сторону Беломорского мегаблока</p> <p>Повсеместное проявление зеленосланцевой, а местами амфиболитовой метаморфизма</p> <p>Формирование плагиомикроклиновых и существенно микроклиновых гранитов</p> <p>Базальтовый, андезитобазальтовый и дацит-пипаритовый эффузивный магматизм; толеит-базальтовый интрузивный магматизм</p>	<p>Активизация процессов складчатости, магматизма и метаморфизма</p> <p>Интенсивная складчатость тангенциального сжатия, локализованная в узких линейных зонах западно-северо-западного и северо-западного простираний, которые разграничивают блоки, не испытывавшие интенсивной складчатой переработки; позднеселекционные зоны складчатости и расщепления имеют выдержанное меридиональное простирание во всем мегаблоке</p> <p>Метаморфизм низкотемпературных субфаций куммунгтонитовых амфиболитов в режиме А и зеленосланцевый метаморфизм неопределенного режима; формирование в зонах складчатой переработки плагиомикроклиновых амфиболитов</p> <p>Эффузивный андезитобазальтовый, базальтовый магматизм повышенной щелочности и пикрит-базальтовый магматизм; интрузивный базальтовый и пикрит-базальтовый магматизм</p>	<p>Формирование щелочных гранитов, сиенитов; пепеленизация, образование кор выветривания</p>	
2400-2500 млн. лет							
Промежуточная консолидация	<p>Формирование субщелочных гранитов, пепеленизация (?), образование кор выветривания (?)</p>				<p>Формирование кварцевых сиенит-диоритов (интрузивные чарнокиты); пепеленизация</p>	<p>Формирование плагиомикроклиновых гранитов повышенной щелочности (порфировидных) с высокотемпературным полевым шпатом; пепеленизация</p>	
2700-2800 млн. лет							
Ребольская	<p>Интенсивное повсеместное проявление складчатости, магматизма и метаморфизма</p> <p>Складчатость начинается с вертикального раздавливания (радиального сжатия) топш, ранее метаморфизованных в гранулитовой фации, и продолжается под действием тангенциального сжатия, приводящего к образованию главных складок кольской серии</p> <p>Поздний зональный метаморфизм в режиме A<sub>2</sub>. Степень метаморфизма возрастает до гранулитовой фации в направлении Беломорского мегаблока. Ранний метаморфизм фации альмандиновых амфиболитов в режиме B<sub>1</sub>. Формирование преимущественно автохтонных плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов и мигматитов, редкометаллических и мусковито-редкометаллических пегматитов</p> <p>Контрастный эффузивный толеит-базальтовый и пипарит-дацитовый (лептитовый) эффузивный магматизм (возможно, доробольский). Толеит-базальтовый интрузивный магматизм</p>	<p>В пограничных мегаблоках термодинамические режимы глубинного петрогенезиса существенно различны</p>	<p>Интенсивное повсеместное проявление складчатости, магматизма и метаморфизма</p> <p>Складчатость начинается с вертикального раздавливания (радиального сжатия), накладывающегося на предшествующие складки тангенциального сжатия; на поздних стадиях - формирование главных складчатых структур беломорской серии</p> <p>Метаморфизм фации альмандиновых амфиболитов в режиме B<sub>2</sub> (особо высокие давления) с изменением режима в конце периода до B<sub>2</sub></p> <p>Формирование существенно плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов I группы и пегматитов</p> <p>Толеит-базальтовый интрузивный магматизм (друзиты I группы)</p>	<p>Интенсивное проявление складчатости (?), магматизма и метаморфизма</p> <p>Метаморфизм в условиях зеленосланцевой, а местами амфиболитовой фации</p> <p>Контрастный толеит-базальтовый, пикрит-базальтовый и пипарит-дацитовый эффузивный магматизм; интрузивный базальтовый и пикрит-базальтовый магматизм</p>	<p>Интенсивное повсеместное проявление складчатости, магматизма и метаморфизма</p> <p>На ранних стадиях - формирование главных линейных складчатых структур тангенциального сжатия меридионального и северо-восточного простираний; возможно, им предшествовали складки радиального сжатия; на поздних стадиях - формирование мелких складок и сланцеватости северо-западного простирания в северной части мегаблока и субмеридионального - в центральной части</p> <p>Формирование горизонтальной метаморфической зональности в режимах, меняющихся по латерали от B<sub>1</sub> до A<sub>2</sub>; степень метаморфизма возрастает от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фации по направлению к центральной части Центрально-Карельского сегмента, к местам воздымания осей антиклинорных структур; формирование преимущественно автохтонных плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов и мигматитов</p> <p>Контрастный толеит-базальтовый и пипарит-дацитовый (лептитовый) эффузивный магматизм; в Хаутаваарско-Койкарской мобильно-пронцаемой зоне в отличие от Центрально-Карельского сегмента резко возрастает роль толеит-базальтового магматизма; интрузивный базальтовый, а в Хаутаваарско-Койкарской зоне - еще и пикрит-базальтовый магматизм</p>		
3000 млн. лет							
Доробольская	<p>Интенсивное проявление складчатости, магматизма и метаморфизма</p> <p>Формирование различно ориентированных систем изоклиальных складок</p> <p>Метаморфизм гранулитовой фации в режиме B<sub>1</sub></p> <p>Формирование автохтонных эндербитов и чарнокит-мигматитов, внедрение гиперстеновых диоритов</p> <p>Контрастный базальтовый и пипарит-дацитовый эффузивный магматизм</p>		<p>Интенсивное проявление складчатости, магматизма и метаморфизма</p> <p>Формирование изоклиальных складок</p> <p>Метаморфизм гранулитовой фации в режиме B<sub>2</sub> и B<sub>1</sub> - в Чупинском и B<sub>1</sub> - в Енском сегментах</p> <p>Формирование автохтонных чарнокит-мигматитов и внедрение гиперстеновых диоритов</p> <p>Толеит-базальтовый эффузивный и интрузивный магматизм</p>				
	<p>Формирование первичной гранитной коры (?)</p>					<p>Формирование первичной гранитной коры (?)</p>	

1020



5207