

**ДОКЕМБРИЙ
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ**

**Объяснительная записка к геологической карте
со снятыми фанерозойскими отложениями
масштаба 1:5 000 000**

**ЛЕНИНГРАД
1974**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

ДОКЕМБРИЙ
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ
И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО
ОБРАМЛЕНИЯ

1283
Объяснительная записка к геологической карте
со снятыми фанерозойскими отложениями
масштаба 1:5 000 000

ЛЕНИНГРАД
1974



Докембрий Русской платформы и ее складчатого обрамления (объяснительная записка к геологической карте со снятыми фанерозойскими отложениями м-ба 1:5 000 000). Ленинград, 1974.

Геологическая карта Русской платформы и складчатого обрамления со снятыми фанерозойскими отложениями составлена впервые. В объяснительной записке рассмотрена методика составления карты, а также приводится описание кристаллического фундамента, докембрийского осадочного чехла платформы и докембрийских образований Уральской, Кавказской и Карпатской складчатых областей. В заключительном разделе охарактеризованы полезные ископаемые докембрийского осадочного чехла платформы. Помимо геологической карты, к работе приложены три корреляционные таблицы для наиболее крупных стратиграфических подразделений докембрия Русской платформы и Урала.

Редакционная коллегия

Ю.Р.Беккер (отв. редактор), М.М.Толстихина, К.Э.Якобсон.

ВВЕДЕНИЕ

Первые схематические карты глубинных срезов земной коры были составлены М. Бертраном при изучении геологического строения Парижского бассейна. Для Русской платформы первые мелкомасштабные схемы распространения рифейских и нижнепалеозойских отложений опубликованы Н.С. Шатским (1952). Позднее ряд подобных схем и карт для отдельных территорий Русской платформы был опубликован в СССР и Польше (Atlas..., 1963).

В 1957 г. во ВСЕГЕИ были начаты систематические работы по составлению серии карт глубоких срезов осадочного чехла Русской платформы. В 1958 г. была опубликована Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы масштаба 1:5 000 000, составленная Л.А. Варданянцем. В 1960 г. вышла из печати Геологическая карта Русской платформы со снятыми мезозойскими и кайнозойскими отложениями (редакторы Е.П. Брунс и А.Я. Дубинский). В 1961 г. в Атласе литолого-фациальных карт Русской платформы была опубликована Геологическая карта со снятыми эйфельскими и более молодыми отложениями масштаба 1:5 000 000 под редакцией Е.П. Брунс, а в 1962 г. эта карта была издана в м-бе 1:2 500 000. В 1963 г. издана Геологическая карта Русской платформы со снятыми кайнозойскими отложениями под редакцией А.Я. Дубинского. В 1964 г. была составлена геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы под редакцией Л.А. Варданянца в масштабе 1:2 500 000.

В 1967 г. вышла из печати выполненная в Западном геофизическом тресте работа В.Н. Зандера и др. (1967), к которой приложена схематическая геологическая карта кристаллического основания Русской плиты.

В этой серии работ, характеризующих геологическое строение Русской платформы, отсутствовала карта важного рубежа в истории формирования этой структуры — границы докембрия и кембрия. В 1968 г. во ВСЕГЕИ в процессе выполнения темы «Корреляция докембрия Русской платформы и складчатого обрамления» была составлена схематическая геологическая карта Русской платформы со снятыми фанерозойскими отложениями м-ба 1:5 000 000.

По сравнению с уже изданными картами она отличается рядом особенностей:

а) иным геологическим срезом, отвечающим границе палеозоя и протерозоя;

б) иным принципом построения. На изданных картах показано распространение докембрийских комплексов без их корреляции. Поэтому такие карты, имея важное значение для понимания геологического строения Русской платформы, для докембрийских образований являются скорее схемами распространения комплексов, а не полноценными геологическими картами. Определенной схематичности не лишена и составленная нами карта, но она базируется на межрегиональной корреляции докембрийских отложений и по своей нагрузке приближается к обычным обзорным геологическим картам;

в) использованием нового фактического материала, полученного в последние годы, что позволило пересмотреть отраженные на прежних картах представления о возрасте, распространении древних толщ в пределах осадочного чехла Русской платформы и Урала, а также выявить в структурах складчатого обрамления выступы фундамента платформы.

В процессе составления настоящей карты и разработки ее легенды выявился ряд проблем, требующих дальнейшего изучения. Недостаточность имеющегося материала порождала неоднозначные решения некоторых вопросов; в этих случаях авторы стремились выбрать наиболее рациональные, понимая, что только новые фактические материалы позволят доказательно решить затрагиваемые проблемы.

Авторами-составителями карты являются как сотрудники ВСЕГЕИ (Ю.Р.Беккер, Ю.Б.Богданов, В.З.Негруца, С.Н.Тихомиров, К.Э.Якобсон), так и сотрудники Казанского геологического института (Е.М.Аксенов, Л.Ф.Солонцов). Макет геологической карты по Кавказу выполнен начальником партии Северо-Кавказского геологического управления Ю.Я.Потапенко. Зарубежная часть Балтийского щита показана по материалам специальных работ А.П.Казака и Д.П.Голуб.

Объяснительная записка составлена на основе коллективного отчета на тему «Корреляция докембрия Русской платформы и складчатого обрамления» (ответственный исполнитель Ю.Р.Беккер). Основными исполнителями темы являлись Ю.В.Богданов, Ю.Р.Беккер, В.З.Негруца, К.Э.Якобсон и С.И.Суслова.

В составлении отчета, помимо уже перечисленных авторов карты, приняли участие М.Н. Воскресенская, Ю.Б. Евдокимов, К.Н. Коношников, Н.С. Крылов (ВСЕГЕИ), А.С. Воинов (ЛГУ), Ю.Г. Гершой (Кривбассгеология), М.А. Корсакова (СЗГУ), Б.С. Ситдилов (Казанский государственный университет).

Помощь в этой работе нам оказали заведующий сектором геологии докембрия ВСЕГЕИ проф. Л.И.Салоп и рецензент отчета проф. М.М.Толстихина, которая и явилась инициатором подготовки работы к печати.

Всем лицам, способствовавшим выполнению этой работы, авторы приносят искреннюю благодарность.

1. МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ

В соответствии с уже апробированной во ВСЕГЕИ методикой составления карт глубоких срезов земной коры, на рассматриваемой геологической карте со снятыми фанерозойскими отложениями показаны лишь фактически установленные площади распространения докембрийских стратиграфических подразделений без учета реконструированных палеогеологических или палеогеографических контуров.

Для Русской платформы карта составлена на основе изучения докембрийских образований, вскрытых в глубоких буровых скважинах. Показано местонахождение основных скважин, пройденных до фундамента платформы. С целью более полного изображения строения осадочного чехла на карту в схематизированном виде нанесены (по данным Л.Ф. Солонцова и Е.М. Аксенова) зоны развития авлакогенов, выполненных довендскими отложениями.

Для щитов Русской платформы, где докембрийские отложения выходят на поверхность или перекрыты четвертичными отложениями, карта является обычной обзорной геологической картой, составленной по материалам «Геологии СССР» (т. XXVII, XXXVII, X) в соответствии с принятым масштабом.

В складчатых системах на карте показаны реальные выходы на поверхность только докембрийских отложений, более молодые образования не отображаются.

Докембрийские отложения Урала, Русской платформы, Балтийского щита изучены весьма неравномерно. Наряду с детально обследованными участками, отмечаются районы, в которых докембрий исследован весьма слабо или вообще не изучен. Для единообразия некоторые детально изученные поля развития докембрия, а также тектонические нарушения показаны, в соответствии с принятым масштабом, в несколько схематизированном виде. Большинство докембрийских интрузивных проявлений в связи с мелким масштабом показать не удалось. Изображены лишь принципиально важные в истории развития региона граниты рапакиви. Обширные площади в областях древних щитов заняты на карте нерасчлененными гранитами и мигматитами архея и нижнего протерозоя. Слабая изученность этих образований вынуждает ограничиться подобного рода условными обозначениями. Отдельные довольно крупные участки (Прикаспийская впадина, Днепрово-Донецкий прогиб) показаны в виде белых пятен, так как докембрийские отложения здесь не вскрыты.

Легенда к карте является значительно более детальной по сравнению с докембрийскими легендами для изданных обзорных геологических карт Русской платформы. Она включает 20 стратиграфических подразделений докембрия. Единая легенда к геологической карте базируется на межрегиональных схемах корреляции разрезов, составленных в процессе выполнения специальной темы «Корреляция докембрия Русской платформы и складчатого обрамления».

При составлении карты для решения ряда общегеологических вопросов широко использовались геофизические материалы (Зандер и др., 1967; Гафаров, 1963; Симоненко, Толстихина, 1968; Голуб, Сидоров, 1971).

В частности, по геофизическим данным показано строение фундамента Русской платформы в пределах Балтийского моря, а также Финского, Ботнического и Рижского заливов.

II. ОБЩИЙ ОЧЕРК ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКОЙ СТРУКТУРЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

К позднему докембрию приурочено образование Русской платформы как двухъярусной структуры. В начале позднего докембрия впервые четко обособились кристаллический фундамент платформы и неметаморфизованный чехол. Фундамент платформы образован метаморфизованными и дислоцированными архейскими (местами и более древними, катархейскими) и карельскими образованиями, которые обнажаются на Балтийском щите и устанавливаются в виде обширных массивов в закрытой части Русской платформы. К подобным массивам принадлежат Волго-Камский, Украинский, Воронежский и Белорусский. Небольшие блоки фундамента известны и в пределах складчатых систем, обрамляющих Русскую платформу.

На рассматриваемой карте выступы фундамента занимают более 40% от общей площади платформ. Межблоковые пространства выполнены рифейскими, главным образом вендскими, отложениями, образующими осадочный чехол позднекембрийской платформы. В прогибах платформы рифейский осадочный чехол наращивается книзу за счет позднеорогенных образований карелид типа петрозаводско-шокшинского комплекса (вепсия). Возраст вепсия, примерно равный 1850-2000 млн. лет, отвечает принципиально важному рубежу — началу формирования осадочного чехла Русской платформы и появлению первых платформенных структур. Иное значение приобретают отложения вепсия в пределах карелид, где они наращивают разрез фундамента платформы.

В позднем докембрии Русская платформа на севере и северо-востоке была ограничена гиперборейской геосинклинальной областью, на востоке — рифейской, на юге — крымо-кавказской (таврической) и, наконец, на юго-западе и западе — галицийской геосинклинальной областью (Семененко и др., 1967). Неясным остается северо-западное обрамление платформы, но, по-видимому, геосинклинальная оторочка Русской платформы в рифейское время была почти сплошной. Поэтому границы Русской платформы в рифее можно установить по зонам смены платформенных формаций миогеосинклинальными. Подобные зоны могут быть прослежены на Урале, Тимане и полуострове Среднем. Менее определенно их положение устанавливается на Кавказе, к северу от широты г. Кисловодска, и в Карпатах, к востоку от области распространения рифейских зеленых сланцев.

Общей характерной особенностью структуры рифейских (ассинтских) складчатых систем, обрамляющих Русскую платформу, является их линейный характер, связанный с прямолинейностью границ Русской платформы (Шатский, 1946). Другой особенностью этих систем является четкая их зональность и наличие как эвгеосинклинальных, так и миогеосинклинальных зон. В связи с недостаточной изученностью рассматриваемых складчатых систем границы между этими зонами еще только намечаются, однако само их существование в пределах рифеид или гиперборейских складчатых систем устанавливается достаточно отчетливо как на основе изучения структуры, так и анализа основных формационных комплексов.

На контактах некоторых из уральских серий отмечаются угловые несогласия, но крупных структурных перестроек, отвечающих разновозрастным геосинклинальным циклам, внутри рифея не известно. Все три серии стратотипического разреза характеризуются единым субмеридиональным структурным планом. Вендские отложения, которые в пределах центральных частей платформы характеризуются самостоятельным структурным планом по сравнению с рифейскими, в Уральской складчатой области тесно связаны с ними, являются их позднеорогенным комплексом и образуют единые меридионально ориентированные структуры.

Русская платформа в позднем докембрии пережила два самостоятельных этапа тектонического развития: рифейский и вендский. В связи с этим структурные планы, а соответственно и элементы тектонического районирования, для рифея и для венда различны.

Рифейский структурный план характеризуется развитием локальных, обычно узких и протяженных грабенов или авлакогенов и более обширных и изометричных прогибов. В восточной, прилегающей к Уралу части Русской платформы крупнейшим из таких прогибов является Камско-Бельский. Он расположен на территории Пермской области, Удмуртии и Северной Башкирии. Ось его ориентирована в северо-западном направлении.

По данным геофизических исследований, кристаллический фундамент в наиболее погруженных участках Камско-Бельского прогиба (Сарапульская впадина, район Орьебаша) залегает на глубинах около 7 000 м. Кровля отложений рифея в этих районах (Сарапул, Орьебаш, Москудья) вскрыта на абсолютных отметках —1 860 — 2 000 м. Следовательно, общая мощность рифейских образований в наиболее погруженных участках прогиба может достигать 5 000 м. В районе Орьебаша (скв. 82) по отложениям рифея пройдено 2 829 м.

Северо-западную границу Русской платформы в настоящее время установить трудно в связи с тем, что рифейские отложения в пределах Польско-Германской низменности скрыты под мощным покровом фанерозойских образований, которые изучены только на относительно небольшую глубину. Предложены различные варианты проведения этой границы (Е.Бейли, Г.Штилле, А.Торнквист, А.А.Богданов и др.) на основе анализа геофизических данных и

распространения пород фундамента. Однако до более полного изучения непосредственно рифейских отложений точное местоположение северо-западной границы Русской платформы в позднедокембрийское время установить не представляется возможным.

Южнее, на территории Южной Башкирии, Татарии, Куйбышевской и Оренбургской областей, расположен другой крупный прогиб — Радаевско-Абдулинский. Он ориентирован широтно. На востоке этого прогиба в осевых его частях глубина залегания кристаллического фундамента, по геофизическим данным, достигает 5 000 — 6 000 м. В западной части прогиба фундамент приподнят до 3 500 — 4 000 м.

Кровля рифейских отложений в восточных частях прогиба вскрыта на абсолютной отметке минус 2 637 — 2 682 м (Шкапово), а в западных — минус 2 090 — 2 164 м (Радаевка). Следовательно, на долю рифейских отложений в пределах Сергиевско-Абдулинского прогиба приходится около 2 000 — 3 500 м. На Радаевской площади (скв. 50) вскрытая мощность их составляет 1 506 м, а на Шкаповской площади (скв. 740) — 2 023 м.

На востоке Башкирии оба описанных прогиба сливаются. Кроме этих прогибов, на востоке Русской платформы бурением установлены относительно небольшие по площади зоны развития рифейских толщ, представляющие собой грабены субмеридионального простирания: Кокарский и Кажимский. Породы рифея установлены также в Котласской скважине, однако структурные условия их развития здесь неясны.

В центральной части Русской платформы наиболее крупной структурой рифея является Пачелмский (Рязано-Саратовский) авлакоген, ориентированный в северо-западном направлении к востоку от г. Москвы. В районе г. Москвы этот прогиб осложнен широтным Московским грабеном. На юго-востоке Пачелмский авлакоген соединяется с меньшими по площади Пугачевским и Доно-Медведицким авлакогенами.

Не вполне изученной остается рифейская структура на территории Московской синеклизы. Л. Ф. Солонцов считает, что здесь может быть выделена крупная структура северо-восточного простирания — Солигаличско-Яренский авлакоген, который, возможно, связан с Беломорским авлакогеном, протягивающимся вдоль р. Северной Двины к г. Архангельску.

На западе Русской платформы устанавливается наиболее крупная по площади рифейская структура — Волюно-Оршанский прогиб, протягивающийся от западных областей Украины и прилегающих районов Польши через Белоруссию в Смоленскую область. На северо-востоке этот прогиб осложнен глубоким Крестецким грабеном, а на востоке (в Брянской области) — Унечским грабеном.

В северо-западной части Русской плиты рифейские отложения известны в Западном и Восточном Приладожье, где они приурочены к сложно построенному Приладожскому грабenu, по мнению Л. Ф. Солонцова соединяющемуся с Крестецким.

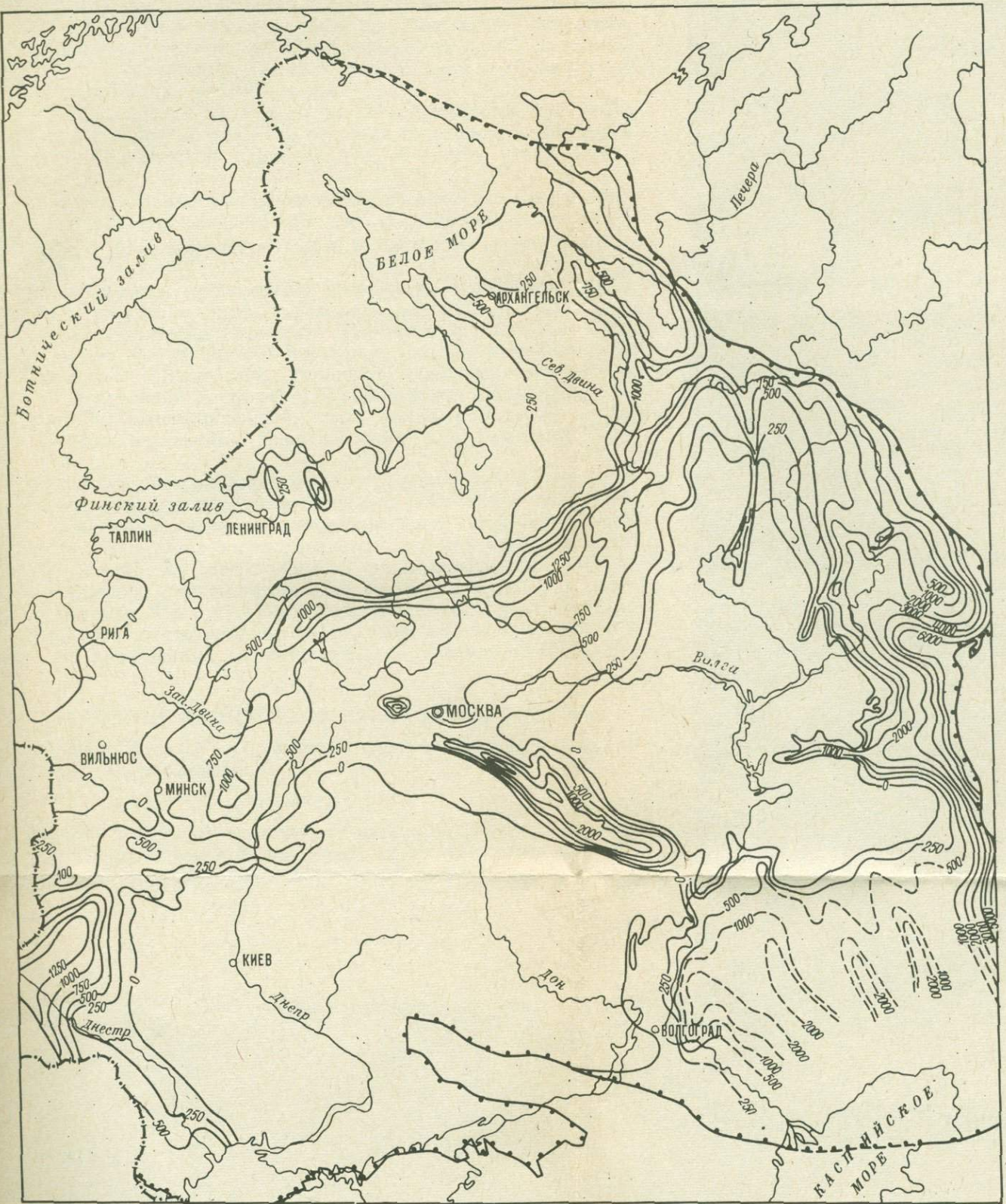


Рис. 1. Схема изменения мощностей верхнепротерозойских образований Русской платформы.
 М-6 1:10 000 000. Составили Н.С. Иголкина, В.П. Кириков.

1 — изопачиты верхнепротерозойских образований; 2 — современная граница Русской платформы.

Из небольших по площади структур, выполненных рифейскими отложениями, следует назвать Каменский, Гусятинский и Кременчугский грабены в Подолии и ряд грабенов, известных на Кольском побережье.

Для вендского структурного плана характерны широкие впадины с небольшими градиентами мощностей осадочных толщ. Крупнейшей из структур, заложившихся в венде и продолжавших свое формирование в нижнем палеозое, является Московская синеклиза. Мощность вендских отложений в пределах Московской синеклизы возрастает от бортовых ее частей к осевой части и с запада на восток, от Прибалтики до Притиманья.

Через территорию Припятского прогиба Московская синеклиза соединялась с областью развития вендских отложений в Польше и с Львовско-Кишиневской впадиной, где мощность венда достигает 600 м.

Московская синеклиза и Львовско-Кишиневская впадина осложнены целым рядом небольших поднятий (Пестовское, Локновское, Ратиновское и др.), возраст которых в настоящее время установить трудно.

Крупная область интенсивного погружения в вендскую эпоху известна в Приуралье. Здесь выделяются две впадины: одна расположена на территории Пермского Прикамья, другая — в Башкирии. Первая из них называется Верхнекамской, для второй предлагается название Шкаповской. Мощность вендских отложений в пределах этих впадин достигает 1 000 м и более. Впадины разделены широтно ориентированной зоной малых мощностей венда, известной под названиями Чернушинского или Гожано-Куединского вала.

Общая схема распределения мощностей докембрийского осадочного чехла платформы представлена на рис. 1. Отчетливо прослеживается уменьшение мощности докембрийского осадочного чехла на Русской платформе с востока на запад, а в меридиональном направлении — с юга на север. Область максимального рифейского осадконакопления устанавливается на востоке в зоне, примыкающей к Среднему и Южному Уралу. Подобная асимметрия в строении докембрийского осадочного чехла Русской платформы является одной из характерных особенностей ее позднедокембрийской структуры.

III. СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Фундамент Русской платформы представлен архейскими и протерозойскими образованиями.

АРХЕЙ

Архейские породы имеют широкое распространение на Балтийском щите, Украинском и Воронежском кристаллических массивах в Прибалтике и в Поволжье. На геологической карте и рис. 2

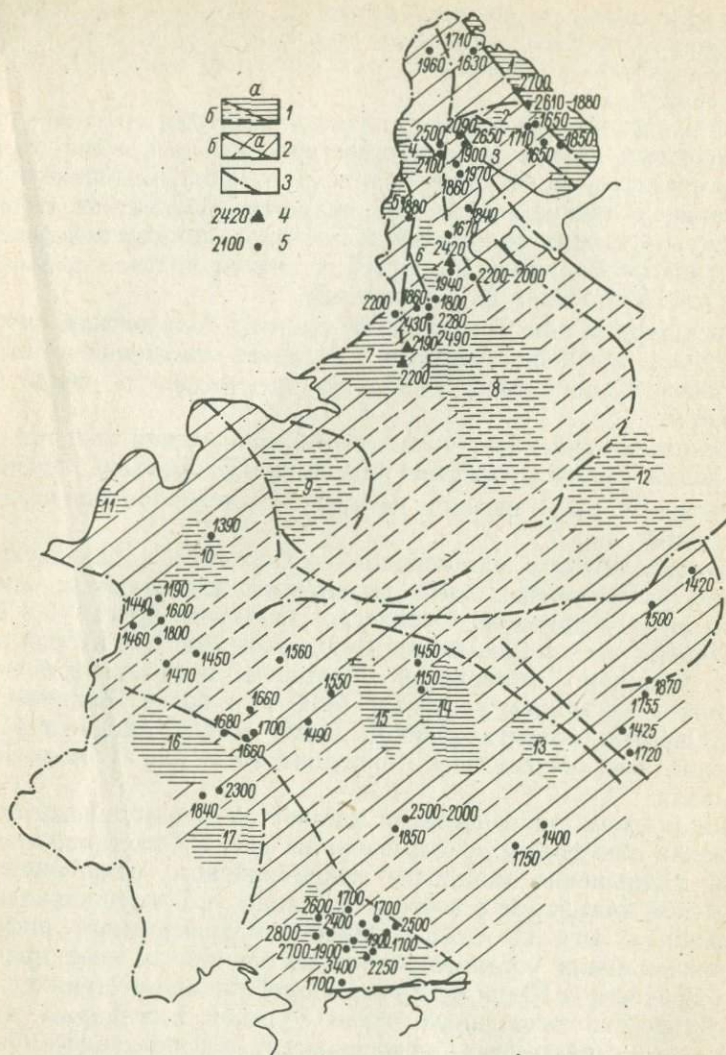


Рис. 2. Схема распространения архейских супракристалльных комплексов и древнейших гранитоидов на территории Русской платформы и ее обрамления (со снятыми протерозойскими образованиями). Составил Ю.Б. Богданов.

1 — области развития древнейших гранитоидов: а) выходящих на дневную поверхность или вскрытых скважинами, б) по данным геофизики; 2 — районы распространения нижнепротерозойских образований: а) выходящих на дневную поверхность или вскрытых скважинами, б) по данным геофизики; 3 — зоны основных разрывных нарушений; 4 — значения радиологического возраста пород раннего протерозоя, полученные по рудам; 5 — значения радиологического возраста пород раннего протерозоя, полученные К-Аг методом. 1 — Мурманский массив; 2 — Центрально-Кольский антиклинорий; 3 — Ингозерский массив; 4 — Северо-Карельский массив; 5 — Западно-Карельский массив; 6 — Центрально-Карельский массив; 7 — Ладожский массив; 8 — Онего-Двинский массив; 9 — Новгородский массив; 10 — Белорусский массив; 11 — Палангский массив; 12 — Пермский массив; 13 — Саратовский массив; 14 — Тамбовский массив; 15 — Брянский массив; 16 — Подольский массив; 17 — Бугский массив.

схематично показаны области их преимущественного развития как на щитах, так и на закрытой территории платформы (Зандер и др., 1967) с учетом геологических и геофизических данных.

Наиболее изучены архейские образования в восточной части Балтийского щита. Полные разрезы архея, объединенные в беломорский комплекс (серию), известны в Енско-Кандалакшском и Чупино-Лоухском районах.

Разрез архея в этих районах (Шуркин и др., 1962) начинается с керетьской свиты (толщи) биотитовых, иногда с эпидотом, плагиогнейсов, часто полосчатых и содержащих мелкие округлые зерна циркона. В верхних горизонтах появляются прослойки биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов. Гнейсы, по крайней мере частично, возникли за счет размыва плагиогранитов и гранодиоритов. Мощность их не менее 1 000 м.

Залегающая выше хетоламбинская свита (толща) представляет собой переслаивание биотит-амфиболовых, амфиболовых, реже биотитовых гнейсов и амфиболитов. Амфиболсодержащие гнейсы составляют значительную часть разреза и иногда включают мало мощные прослойки роговообманково-магнетитовых сланцев. Мощность свиты 1 500 — 2 800 м.

Верхние горизонты разреза (лоухская, частично чупинская свиты) состоят из гранат-биотитовых и глиноземистых гнейсов, переслаивающихся с биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Завершается разрез архея этого района породами княжегубской, кайтатундровской, кандской и енской свит. В строении свит принимают участие биотитовые, гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, иногда с силлиманитом, гнейсы. Общая мощность беломорид, известная для юго-западной части Кольского полуострова, достигает 8 — 10 км.

Беломорский разрез может быть признан стратотипическим для архейских образований Русской платформы и складчатого обрамления. Вместе с тем возраст верхних горизонтов этого разреза вызывает дискуссию.

По данным геологических съемок, проведенных в центральной части Карельского Беломорья В.В. Сиваевым, Б.С. Лавровым, В.С. Степановым, Н.А. Военушкиным и Ю.Б. Богдановым, устанавливается трансгрессивное налегание глиноземистых толщ чупинской свиты на подстилающие образования хетоламбинской или керетьской свит. Аналогичные результаты были получены и для Юго-Западного Беломорья (Смирнова, Бабошин, 1967). Однако некоторые исследователи (Салоп, 1968, 1971, и др.) считают эти выводы необусловленными.

Возможно, что породы княжегубской, кайтатундровской, кандской и енской свит юго-запада Кольского полуострова и породы чупинской свиты Карелии являются возрастными аналогами толщ тикшеозерской серии раннего протерозоя, что частично и отражено на геологической карте. Это мнение основывается на формационном сходстве и подобии разрезов перечисленных свит и степени их ме-

таморфизма (не ниже амфиболитовой фации). Кроме того, последние данные радиогеохронологии показывают, что для всех этих образований значения возраста не превышают 2 600—2 700 млн. лет, в то время как для интрузивных пород, прорывающих толщи керетской и хетолампинской свит, и одновозрастных им образований известны определения, близкие к 3 600 млн. лет (Шемякин, 1966; Горохов и др., 1969; Герлинг и др., 1967). Как породы чупинской, княжегубской, кайтатундровской, кандской и енской свит, так и толщи тикшеозерской серии протерозоя всегда обнажаются в ядрах синклиналильных структур.

В Западной Карелии к архею условно отнесены биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, перекрытые породами тикшеозерской или гимольской серий раннего протерозоя.

Породы «гранулитового комплекса», развитые в пределах «Русской Лапландии», а также в Кандалакшских и Колвицких тундрах (северо-восточная часть Лапландско-Беломорской зоны), по аналогии с беломорским разрезом отнесены нами к архею. Этот комплекс начинается с биотитовых плагиогнейсов, аналогичных породам керетской свиты. На них залегают породы собственно «гранулитового комплекса», представленные амфиболитами, амфибол-пироксеновыми гнейсами, гранатосодержащими гнейсо-диоритами, эклогитоподобными и пироксеновыми породами. В верхней части этого разреза наблюдаются прослои «кислых гранулитов» (кварц-гранат-полевошпатовые породы, биотитовые, силлиманитсодержащие породы). Мощность разреза гранулитов более 1 000 м.

В Печенгско-Кейвской зоне к архею отнесены образования лебязинской, лявозерской, полмостундровской, пинкельярской, вороньетундровской и чудзъяврской свит, включенных нами в состав кольской серии. Разрез серии начинается с биотитовых плагиогнейсов (лебязинская, лявозерская свиты). Верхняя часть разреза представлена кристаллическими сланцами основного состава, амфиболитовыми, пироксеновыми и двупироксеновыми гнейсами, магнетитсодержащими сланцами, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами (пинкельярская и полмостундровская свиты). Верхние горизонты содержат прослои силлиманито-гранатовых, реже ставролит-кордиеритовых гнейсов. Иногда встречаются горизонты порфиридов или плагиопорфиры (чудзъяврская и, возможно, вороньетундровская свиты). Общая мощность архея в этих разрезах 1 500 м.

Соотношение пород кольской и беломорской серий не установлено. Некоторые авторы (Герлинг и др., 1967) считают, что породы кольской серии древнее образований беломорской серии. Непосредственные соотношения их неясны, возможно, что они контактируют по разлому. В то же время сходство в строении разрезов и их формационная принадлежность позволяют присоединиться к точке зрения С.И. Макиевского (Макиевский, Николаева, 1962) об их одновозрастности. Этому мнению не противоречат данные о метаморфизме пород этих серий и определения радиологического возраста, значения которого достигают как в той, так и в другой серии 3 600 млн. лет;

Породы кольской серии перекрыты с перерывом либо с несогласием слюдяными и глиноземистыми гнейсами волшпахской свиты, свиты порос и др., рассматриваемыми нами как протерозойские.

На территории Русской плиты архейские образования вскрыты скважинами на разной глубине под отложениями осадочного чехла в пределах Волго-Камского, Воронежского и Белорусского массивов.

В большинстве скважин кристаллические породы пройдены на глубину первые десятки метров, в связи с чем данных о стратиграфических соотношениях различных типов пород очень мало. Возраст пород фундамента определяется главным образом по степени их метаморфизма, парагенетическим ассоциациям, составу, реже данным радиогеохронологии. Большое значение приобретает метод сравнения разрезов фундамента платформы с разрезами гнейсовых толщ хорошо изученных территорий Балтийского щита и Украинского кристаллического массива.

Среди пород фундамента, относимых всеми исследователями к архею, можно выделить биотитовые плагиогнейсы, амфибол- и пироксеносодержащие породы и глиноземистые гнейсы с гранатом, силлиманитом и кордиеритом (Варданянц, Тихомиров, 1968)

По аналогии с разрезом раннего докембрия восточной части Балтийского щита эти высокоглиноземистые образования, сходные с глиноземистыми толщами кейвской серии Кольского полуострова, отнесены нами к нижнему протерозою.

Биотитовые плагиогнейсы наибольшим распространением пользуются в пределах Волго-Уральской области. В ряде случаев они содержат прослои амфиболовых, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Положение этих образований в разрезе докембрия платформы неясно. Возможно, что они являются наиболее древними и залегают выше плагиогранитов, как это отмечается в одной из скважин в Туймазинском районе Башкирии (Постников, 1967). Непосредственные соотношения этих комплексов требуют дальнейшего уточнения.

Более высокое стратиграфическое положение, вероятно, занимают толщи биотит-амфиболовых, амфиболовых, пироксеновых плагиогнейсов, сланцев и амфиболитов. С ними тесно связаны тела ультрабазитов и габбро-норитов и чарнокиты. Толщи амфибол- и пироксеносодержащих пород, сходные с гранулитами Кольского полуострова (Лапинская, Богданова, 1967), в ряде случаев обладают особенностями, позволяющими отнести их к измененным вулканогенным или вулканогенно-осадочным образованиям.

В архее Белоруссии и Прибалтики распространены те же породы, что и в Волго-Уральской области. Однако пироксеносодержащие гнейсы, сланцы и чарнокиты, иногда переслаивающиеся с глиноземистыми гнейсами, встречены в небольшом количестве скважин.

В районе КМА архейские образования представлены биотит-плагиоклазовыми с гранатом гнейсами, иногда с пачками амфиболитов и железистых кварцитов (Воскресенская, 1965), выделенными в обоянскую серию.

В пределах Украинского кристаллического массива архейские образования широко развиты в Побужье, Приазовье и ряде других районов. Слабая обнаженность этой территории явилась причиной противоречивых представлений о стратиграфии и объеме архейских образований (Доброхотов, 1967; Семененко и др., 1965; Никольский, 1967).

Согласно представлению Ю.Ир.Половинкиной (1967), к архею относятся гнейсовые комплексы, развитые практически во всех районах Украинского кристаллического массива (побужская, ингульская, днестровско-бугская, тикичская, тетерево-бугская и маренинская свиты). Тетерево-бугская свита залегает на более древних толщах с перерывом и угловым несогласием (Половинкина, 1967; Древин, 1967). По своему формационному типу она близка к глиноземистым толщам Балтийского щита, отнесенным нами к протерозою. Исходя из этих соображений, тетерево-бугские и сходные с ними образования Украинского массива также отнесены нами к протерозою.

Архейские образования побужской свиты представлены в основном чарнокитами с незначительным количеством амфиболитов и биотит-амфибол-пироксен-плаггиоклазовых гнейсов. Мощность свиты неизвестна. В районе Среднего Побужья она обнажается в ядрах антиклинальных или куполовидных структур (Древин, 1967). Днестровско-бугская свита в бассейне р. Буг и ингулецкая свита сложены в общем теми же породами.

Образования тикичской свиты включают биотит-плаггиоклазовые, гранат-биотит-плаггиоклазовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы и амфиболиты.

Соотношения названных свит, а часто и их мощности неясны, слагающие их породы во многих случаях близки по составу. Так, например, Ю.Ир.Половинкина (1967) отмечает, что тикичская и ингульская свиты отличаются друг от друга лишь степенью мигматизации, зернистостью и количеством прорывающих их пегматитов. Близость состава этих свит позволяет рассматривать их на едином стратиграфическом уровне.

В Западном Приазовье архейские породы объединены в лозоватскую серию мощностью 7—10 км (Эйнор и др., 1967), обнажающуюся в ядрах антиклинальных структур. В ее составе известны дупироксеновые, пироксен-биотитовые, амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы, чарнокиты и дупироксеновые кристаллические сланцы. Возможно, что к этому комплексу относятся биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы Гуляйпольского района, а также породы нижней конкской серии (Семененко и др., 1965), развитые в Конкско-Верховцевской структуре.

Архейские образования фундамента Русской платформы радиологически изучены крайне неравномерно. Наибольшее количество определений возраста пород, полученных преимущественно калий-аргоновым методом, приходится на восточную часть Балтийского щита и Украинский кристаллический массив. Для Украинского

массива известны многочисленные определения возраста урано-свинцово-ториевым методом по акцессорным минералам, главным образом из гранитоидов. Радиологическая изученность рассматриваемой территории иллюстрируется рис. 2, на котором показаны основные значения возраста архейских супракрустальных толщ, полученные калий-аргоновым методом.

Архейские образования характеризуются широким диапазоном значений возраста — от 1 600 до 3 500 — 3 600 млн. лет с преобладанием величин, близких к 1 800 — 1 950 млн. лет. Наиболее древний возраст, достигающий 3 600 млн. лет, известен для кольской серии (Герлинг и др., 1965; Масленников и др., 1961). Для пород беломорской серии получены меньшие значения возраста, не превышающие 2 800 млн. лет (Герлинг и др., 1965; Горохов и др., 1969). Для некоторых интрузий, прорывающих беломорскую серию, известны определения возраста, достигающие 3 600 — 4 600 млн. лет (Герлинг и др., 1965; Шемякин, 1966).

На Украинском кристаллическом массиве радиологический возраст пород архея Побужья и Приазовья не превышает 2 300 млн. лет. В то же время для гранитоидов Приднепровского района и их мигматитов известны значения в 2 600, 2 800 и 3 600 млн. лет. Столь же древний возраст обнаруживают породы из низов разреза конкской свиты (Ивантишин и др., 1964).

Немногочисленные определения возраста пород фундамента остальной части Русской платформы также показывают широкий разброс значений (Семененко и др., 1965; Тугаринов, Войткевич, 1966). Немногочисленные значения возраста, близкие к 2 500—2 700 млн. лет, известны для КМА и Волго-Уральской области.

Наличие в пределах архея пород с древнейшим возрастом (3 600 млн. лет) и отсутствие региональных стратиграфических перерывов внутри него позволили Л.И.Салопу (1970) высказать мнение о том, что возрастная граница в 3 600 млн. лет, возможно, является границей между археем и протерозоем.

Архейские породы на всей рассматриваемой территории Русской платформы подверглись метаморфизму в условиях высокотемпературных амфиболитовой и гранулитовой фаций. Наиболее широко на площади развиты породы амфиболитовой фации. Условия, отвечающие гранулитовой фации, зафиксированы в породах кольской серии (Центрально-Кольский антиклинорий), беломорской серии («гранулитовый комплекс»). Породы гранулитовой фации метаморфизма известны также в Волго-Уральской области, в некоторых районах Прибалтики и на Украинском кристаллическом массиве (Побужье, Западное Приазовье).

Для архейских гнейсовых толщ характерно интенсивное проявление процессов ультраметаморфизма, гранитизации и чарнокитизации.

Анализ возраста пород, полученного калий-аргоновым методом, позволяет предположить, что архейские комплексы являются полиметаморфическими. Имеются факты, свидетельствующие о перера-

Тотке среднепротерозойским метаморфизмом гнейсовых толщ беломорского комплекса (Богданов, Воинов, 1968).

Рассмотрение разрезов архея показывает, что в строении их принимают участие две мощные толщи. Нижняя, гнейсовая (биотитовые гнейсы), может быть выделена в терригенную формацию, наиболее полно представленную и хорошо изученную на Балтийском щите (Шуркин и др., 1962). Верхняя толща, состоящая из амфибол- и пироксенсодержащих пород, представляет собой образования терригенно-вулканической формации. В наиболее полных ее разрезах удается выделить толщи вулканогенной базальтовой, кератофиридиабазовой, граувакко-базальтовой протоформаций. Наличие в гнейсах Беломорья и гранулитах Лапландии реликтов осадочных текстур и редкие находки округлых зерен цирконов позволяют предполагать, что в эту эпоху происходило накопление терригенных отложений.

Отсутствие грубообломочных фаций, косой слоистости, поразительное сходство в строении и составе разрезов свидетельствует о том, что седиментация в эту эпоху, вероятно, происходила при слабо расчлененном рельефе.

Одной из наиболее важных и дискуссионных проблем геологии докембрия является выделение доархейских — катархейских комплексов. Ряд авторов на основе данных радиологического изучения пород относит к катархею супракрустальные толщи с возрастом около 3 600 млн. лет (Полканов и др., 1964; Семенов, 1965). Другие, указывая на отсутствие в архее крупных перерывов, считают мало обоснованным выделение катархейских образований (Салоп, 1968).

Как было показано, значения возраста, близкие 3 600 млн. лет, характерны для архейских супракрустальных образований и, таким образом, не могут служить единственным критерием для выделения катархея.

В последнее время в некоторых архейских породах были обнаружены округлые зерна цирконов обломочного происхождения (Горощенко, 1968; Тугаринов и др., 1970). Это позволяет предполагать существование доархейского (катархейского) фундамента гранитоидного состава. На Балтийском щите древнейшими гранитоидами докембрия являются породы плагногранит-диоритового ряда (Полканов и др., 1964; Зандер и др., 1967). По представлению И.Д. Батиевой и И.В. Белькова (1968), они первоначально были распространены повсеместно как оболочка или крупнейший батолит, уходящий корнями в мантию. Эти гранитоиды всегда обнажаются в центральных частях значительных антиклинорных структур и куполов и обрамляются супракрустальными толщами беломорид. На Балтийском щите к числу наиболее значительных антиклинорий относится Карельский массив. По данным В.В. Гордиенко, Ю.Б. Богданова и А.С. Воинова, полученным для Центрального Беломорья, устанавливается возрастание мощности разреза и изменение состава пород в направлении от Карельского массива. Все это позволяет предполагать, что беломорские (архейские) толщи возникли за счет раз-

мыва плагногранитов-диоритов, слагающих антиклинорные структуры (Харитонов, 1966; Горлов, 1967).

На геологической карте Русской платформы и ее обрамления со снятыми фанерозойскими отложениями древнейшие гранитоидные образования включены в состав нерасчлененного комплекса гранитов и мигматитов архейского и протерозойского возраста, что обусловлено их слабой изученностью. Многократно проявленные процессы метаморфизма, ультраметаморфизма и метасоматоза привели к формированию в пределах антиклинорных структур разновозрастных гранитов и мигматитов, соотношения которых уравниваются с трудом. В ряде случаев молодые реоморфические плагнограниты трудноотличимы от древних.

На рис. 2 схематично показаны предполагаемые области развития древнейших гранитоидов на рассматриваемой территории, выделенные на основе геологических и геофизических данных, в пределах которых могут быть обнаружены катархейские плагнограниты-диориты.

На территории восточной части Балтийского щита эти гранитоиды слагают крупные антиклинорные структуры — Мурманский, Центрально-Кольский, Северо-Карельский и Южно-Карельский массивы. Новгородско-Олонецкий массив гранитоидов занимает обширную территорию в северной и центральной части платформы, объединяя Новгородский и Олонецкий массивы, «Вышневолоцкую зону» (Зандер и др., 1967); южнее располагается обширный Воронежский массив.

1283
На территории погребенной части фундамента Русской платформы гранитоиды плагногранит-диоритового ряда образуют несколько крупных полей (см. рис. 2). На востоке платформы они известны в пределах Вычегодской системы (Зандер и др., 1967), продолжением которой на Кольском полуострове является, вероятно, Мурманский массив и Центрально-Кольский антиклинорий. На юге Русской платформы, в пределах Украины, плагногранитоиды развиты в двух районах — западном (Житомирский массив) и восточном (Приазовский массив).

Древнейшие гранитоидные образования, возможно катархейского возраста, в большинстве случаев представлены биотитовыми либо биотит-роговообманковыми плагноклазовыми (олигоклазовыми) гранитами, диоритами или кварцевыми диоритами, по всей вероятности затронутыми наложенными процессами калиевого метасоматоза. Косвенным свидетельством этого, возможно, является практическое отсутствие в базальных конгломератах райнего протерозоя обломков микроклиновых и плагномикроклиновых гранитоидов.

Породы этого древнейшего комплекса, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма, реже гранулитовой фации, испытали многократный ультраметаморфизм и, как правило, неоднократно диафорированы.

Определения абсолютного возраста показывают значительный разброс значений. На Балтийском щите возраст, определенный ка-

лий-аргоновым методом, лежит в интервале 1 900 — 3 600 млн. лет (Масленников и др., 1961; Герлинг и др., 1965); определения возраста урано-свинцовым методом близки к 2 700 — 2 800 млн. лет (Зыков и др., 1964).

Определения возраста гранитоидов Русской платформы показывают заниженные значения — 1 540 — 2 100 млн. лет (Зандер и др., 1967).

В пределах Украинского кристаллического щита (массива) древнейший возраст, близкий к 3 600 млн. лет, определен для гранитоидов из района Приднепровья (Ивантишин и др., 1964).

Значения возраста, близкие к 3 600 млн. лет, рассматриваются в настоящей работе как отвечающие времени метаморфизма архейских пород. Более молодой возраст фиксирует, вероятно, более поздние наложенные процессы. Описанные образования по времени, вероятно, отвечают раннедокембрийскому этапу формирования «нуклеарных» структур (Павловский, 1962).

ПРОТЕРОЗОИ

Расчленение протерозоя относится к числу наиболее трудных вопросов стратиграфии докембрия. В различных работах и регионах протерозойские образования, сформировавшиеся в период от 2 700 до 600 млн. лет, расчленяются в соответствии с разными и нередко трудносопоставимыми схемами, критическое рассмотрение которых выходит за рамки настоящей работы. Отметим лишь, что в геологической литературе принимается двух-, трех- и четырехчленное деление протерозоя.

В сущности двухчленного расчленения протерозоя придерживался Г.Штилле (1944), когда выделял докембрий В и С, залегающий выше докембрия А, к которому были отнесены древнейшие архейские образования. Двухчленное деление протерозоя принято в книге А.И.Тугаринова и Г.В.Войткевича (1966), где в состав верхнего протерозоя объединяются средне- и верхнепротерозойские образования по геохронологической шкале, утвержденной в 1964 г. Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций.

В СССР наибольшее распространение получила схема трехчленного деления протерозоя на нижний (2 700 — 1 900 млн. лет), средний (1 900 — 1 650 млн. лет) и верхний (1 650 — 600 млн. лет). Новый фактический материал по геологии Балтийского щита, Русской платформы, Урала и другим регионам показывает, что предложенные геохронологические границы являются неудовлетворительными. В последнее время Л.И.Салопом (1968) разработана схема четырехчленного деления протерозоя.

В настоящей работе принято традиционное трехчленное деление протерозоя.

Нижний протерозой (лопий)

Объем лопия, абсолютный возраст, внутреннее расчленение, характер соотношения с нижележащими образованиями трактуются

исследователями по-разному. Существующие схемы хорошо известны из многочисленных публикаций (Харитонов, 1966; Гилярова, 1949, 1963; Кратц, 1963; Салоп, 1968, и др.), поэтому здесь не рассматриваются. Стратотипической площадью развития лопских отложений принято считать Карелию.

Нижнепротерозойские (лопские) образования Карелии залегают с перерывом несогласно на гнейсовых толщах архея или древнейших гранитоидах и в свою очередь с резким перерывом перекрываются более молодыми протерозойскими толщами (Кратц, 1963). В современном эрозионном срезе лопские толщи образуют узкие и протяженные синклинальные структуры и характеризуются значительно более разнообразным по сравнению с архейским комплексом набором осадочных формаций, обладающих четко выраженными фациальными различиями. Нижнепротерозойские комплексы, подобно архейским образованиям, наиболее детально изучены в пределах восточной части Балтийского щита. В полных разрезах в их составе выделяются две разновозрастные ассоциации пород.

Первая, наиболее древняя ассоциация представлена породами тикшеозерской серии и ириногорской свиты Карелии и кейвской серии Кольского полуострова. К этому же уровню на Кольском полуострове отнесены глиноземистые толщи свиты порос, отделенные перерывом от подстилающих пород, а также образования волшпахской свиты с линзами конгломератов в основании, трансгрессивно залегающей на подстилающих породах.

Образования тикшеозерской серии Карелии развиты в пределах Западно-Карельского синклинория и в зоне сочленения Карельского массива (по Л.Я.Харитонову, 1966) с областью развития пород беломорского комплекса, где они залегают на архейских супракрустальных образованиях. Наиболее полно породы этой серии изучены в Восточной Карелии. Здесь отчетливо наблюдается ритмичное строение серии. Каждый из трех ритмов, мощностью 200 — 400 м, начинается биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами и завершается глиноземистыми ставролит- и кианитсодержащими гнейсами. Кроме того, низы нижнего ритма иногда содержат прослой аркозов, кварцитов или полимиктовых конгломератов с обломками гранитов, гнейсов, амфиболитов и диоритов архейского возраста, а в составе верхнего ритма принимают участие амфиболиты, амфиболовые и гранат-амфиболовые гнейсы. Строение тикшеозерской серии меняется по простиранию за счет фациальных замещений в верхнем и нижнем ритмах. Мощность серии варьирует от 400 до 1200 м.

На Кольском полуострове аналоги лопия известны в пределах Кольско-Кейвского и Сальнотундровского синклинориев и залегают на гнейсовых комплексах архея. В Кольско-Кейвском синклинории нижнепротерозойские породы волшпахской свиты и свиты порос содержат в основании разреза конгломераты с обломками древнейших гранитоидов. Породы свиты порос трансгрессивно перекрывают плагиогранитоиды катархея (?).

Толщи этого возраста отличаются большим разнообразием состава пород, хотя строение разрезов в целом остается сходным. В Кольско-Кейвском синклинории, в северо-западной его части, где развиты образования волшпахской свиты, близкие по составу к гнейсам Енского синклинория, в ряде случаев наблюдаются реликты псаммитовых структур, а сами породы значительно обогащены кварцем. Развитые южнее породы свиты порос, кроме слюдяных и глиноземистых гнейсов и сланцев, содержат также кварциты и кварцитовидные породы. В пределах Кейвской структуры (юго-восточное окончание синклинория) в разрезах кейвской сланцевой свиты кварциты играют уже значительную роль. Различия в составе объясняются, с одной стороны, различной степенью метаморфических преобразований пород и, с другой стороны, их первичными литолого-фациальными особенностями.

В пределах Сальютундровского синклинория к нижнему протерозою условно отнесена мощная толща кислых гранулитов, представленная кварц-полевошпатовыми породами, часто с гранатом и силлиманитом. К верхней, более молодой ассоциации пород относятся толщи гимольской, бергаульской, парандовской, пезозерской (в Карелии) и тундровой (на Кольском полуострове) серий и одно-возрастные с ними образования, среди которых по мощности, составу вулканогенных проявлений можно выделить три типа разрезов (Негруца, Богданов, 1968).

Разрезы первого типа, к которым относятся породы пезозерской серии Карелии, располагаются в зоне сочленения Карельского массива с так называемым «Беломорским блоком». На Кольском полуострове к этому типу разреза относятся породы тундровой серии южного крыла Печенгской структуры. Для разрезов первого типа характерны значительные мощности, интенсивно проявленный основной вулканизм, значительное накопление терригенных отложений. Эти образования залегают, как правило, с перерывом на толщах тикшеозерской или беломорской серий, значительно реже на комплексе древнейших плагиогранитоидов.

Нижняя (первично осадочная) толща пезозерской серии сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, иногда двуслюдяными гнейсами и сланцами, изредка содержащими маломощные линзовидные прослои ставролитсодержащих сланцев. Незначительное распространение имеют конгломераты, слюдяные кварциты и амфиболиты. Мощность толщи достигает 1 500 м.

В строении верхней (первично осадочно-эффузивной) толщи участвуют амфиболиты, часто порфиробластические и амфиболовые гнейсы, иногда с магнетитом или карбонатом, реже биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и кварциты. В породах часто присутствует гранат. В верхней части ее разреза развиты в основном метаморфизованные диабазы и их туфы. Мощность толщи 2 000 — 2 500 м.

В разрезах второго типа протерозойские отложения залегают как на породах тикшеозерской серии, так и на разнообразных гранитоидах или гнейсах беломорской серии. Разрезы второго типа,

представленные образованиями гимольской серии, широко распространены в пределах Западно-Карельского синклиория. Нижняя, первично осадочная толща этой серии сложена биотитовыми, реже биотит-амфиболовыми гнейсами, часто с гранатом. Верхняя, первично эффузивно-осадочная толща объединяет амфиболиты, амфиболовые сланцы, кварц-биотитовые туфосланцы. Наиболее типичны для гимольской серии метаморфизованные кварцевые порфиры, плагиопорфиры, туфобрекчии, туфосланцы; широкое распространение имеют магнетитовые кварциты (джеспилиты). Завершается разрез серии полимиктовыми конгломератами молассоидного строения (Харитонов и др., 1964). Общая максимальная мощность серии около 1 600 м.

В разрезах третьего типа протерозойские образования, как правило, залегают непосредственно на древнейших гранитоидах. К этому типу отнесены разрезы бергаульской, парандовской серий и совдозерской, ниваярвинской, ялонварской и хаутоварской свит Карелии и толщи тундровой серии Терско-Варзугской зоны (Потрубович, Островская, 1967) на Кольском полуострове.

В полных разрезах этого типа нижняя, первично осадочная толща сложена слюдяными гнейсами, содержащими линзы конгломератов с обломками плагиогранитов, гнейсо-гранитов и изредка амфиболитов. Верхняя, первично эффузивно-осадочная толща залегают в ряде районов непосредственно на гранитоидах основания. В строении ее принимают участие графитовые сланцы с сульфидными рудами, слюдяные гнейсы и сланцы, амфиболовые гнейсы, метадиабазы, плагиопорфиры, альбитофиры, частью превращенные в лептитовые гнейсы. Реже встречаются параамфиболиты и карбонатные породы; характерно присутствие сульфидных руд. По составу вулканитов и типу оруденения наблюдаются переходы разрезов этого типа к разрезам первого или второго типов. Максимальная мощность отложений в разрезах третьего типа около 1 600 м в Карелии и до 5 000 м на Кольском полуострове.

На закрытой территории Русской платформы нижнепротерозойские комплексы изучены гораздо слабее. В большинстве случаев стратиграфические построения здесь базируются на петрографическом составе пород, степени их метаморфизма и на сходстве с породами значительно более изученных территорий Балтийского щита и Украинского кристаллического массива.

По аналогии с Балтийским щитом к нижнепротерозойским образованиям фундамента Русской платформы нами условно отнесены два комплекса пород. Первый из них представлен биотитовыми, гранат-биотитовыми и глиноземистыми гнейсами, обычно с графитом. Другая группа пород включает амфиболовые гнейсы, сланцы и амфиболиты. В некоторых случаях отмечаются прослои слюдяных гнейсов и незначительные пачки магнетитовых кварцитов. Соотношения этих двух комплексов неизвестны. По аналогии с Балтийским щитом породы первого комплекса отнесены нами условно к низам раннего протерозоя. Они широко развиты в ряде районов Волго-Уральской области, в Прибалтике, вскрыты в районе гг. Москвы

Гомеля и ряде других мест (Варданыц, Тихомиров, 1968; Лапинская, Богданова, 1967; Веселовская, 1967; Ситдииков, 1968).

Породы второго комплекса сопоставлены нами с толщами пебозерской (гимольской), тундровой и других разновозрастных серий Кольско-Карельского региона. Они также описаны для разных районов Русской платформы. К ним, в частности, отнесены породы второго и третьего (?) структурного яруса фундамента Белоруссии по схеме А.М. Папа (1967), толщи михайловской серии из районов КМА, амфиболиты и амфиболовые гнейсы фундамента Татарской АССР (Ситдииков, 1968) и подобные им образования Волго-Уральской области.

Наиболее детально изучены разрезы этого комплекса в районе КМА, где они выделены в михайловскую серию (Доброхотов, 1967; Никитина, 1968). По представлению этих авторов, михайловская серия с перерывом залегает на породах архейского комплекса и с перерывом перекрыта образованиями курской серии протерозоя. В строении михайловской серии выделяются две толщи. Нижняя, мощностью 200 — 3 000 м, сложена метадиабазами, амфиболитами, альбит-эпидот-роговообманковыми и другими сланцами, биотит-роговообманковыми гнейсами. Верхняя толща, мощностью 1 000 м, представлена кварц-биотитовыми, двуслюдяными, альбит-хлоритовыми и другими сланцами, магнетитовыми и фукситовыми кварцитами, кератофирами и т.д.

По мнению М.Н. Воскресенской (1965) и других исследователей, михайловская серия объединяет породы различного возраста и генезиса: архейские ультрабазиты и метабазиты, интрузии, рвущие курскую серию, измененные на контакте с ними осадочные породы. Кварцевые порфиры и кератофиры, которые образуют небольшие тела, переслаивающиеся с метапесчаниками, кварцитами и амфиболовыми сланцами, а также продукты древней коры выветривания архея (верхняя толща михайловской серии) выделены М.Н. Воскресенской (1965) в старооскольскую серию.

На Украинском кристаллическом массиве к нижнему протерозою отнесены породы тетерево-бугской серии (свиты). По мнению Ю.Ир. Половинкиной (1967) и А.Я. Древина (1967), эти породы несогласно перекрывают более древние комплексы побужской серии архея. К этому же комплексу условно отнесены и породы конкско-белозерской серии, развитые в районе Большого Кривого Рога. Для тетерево-бугских образований, выделенных впервые В.И. Лучицким, характерно присутствие графитовых, глиноземистых гнейсов, кварцитов, карбонатных и магнетитсодержащих пород. Нижние части ее разреза сложены биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, в различной степени гранитизированными. Более верхние горизонты разреза содержат силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы, слагающие пачки мощностью до 200 м, кварциты и графитсодержащие гнейсы. Эти разновидности пород характерны для корсакшовкайской серии Западного Приазовья (Эйнон и др., 1967), чаусовской свиты Побужья (Древин, 1967) и городской свиты района

р. Тетерев (Шоцкий, 1967). По характеру слагающих их пород и положению в сводном разрезе нижнего протерозоя Украинского массива названные свиты близки к комплексу глиноземистых гнейсов Русской платформы и тикшеозерской и кейвской серий Кольско-Карельского региона и, вероятно, одного с ними возраста.

Для верхней части разреза тетерево-бугской свиты характерно развитие силикатно-карбонатных и карбонатных пород, достигающих мощности несколько сотен метров, магнетитсодержащих пород, пироксеновых и амфиболовых гнейсов, амфиболитов, реже кварцитов. В Побужье сходные образования выделены в тарноватскую свиту (Древин, 1967). В районе р. Тетерев они объединены в составе кочеровской свиты, залегающей с конгломератами в основании (Шоцкий, 1967) на гнейсовых толщах городской свиты. Близкие по составу комплексы развиты, видимо, в Приазовье и в ряде других мест. По своим особенностям и положению в разрезе эти толщи близки к образованиям гимольской, пезозерской, тундровой серий Кольско-Карельского региона и сопоставляются нами с этими сериями.

В Конкско-Верховцевском и Белозерском районах Большого Кривого Рога широко развиты толщи пород, относимые к протерозою (Каляев, 1965; Половинкина, 1967) либо к архею (Семененко и др., 1967; Доброхотов, 1967) или частью к архею, а частью к протерозою (Салоп, 1968, 1970). По данным В.Д. Ладиевой (Семененко и др., 1967), эти толщи образуют две серии. Нижняя серия отнесена нами к архею, верхняя, названная В.Д. Ладиевой верхнеконкской (в Конкском районе) и верхнебелозерской (в Белозерском районе), видимо, сходна с гимольской серией Карелии (Каляев, 1965; Чернов, 1964) и рассматривается в составе нижнего протерозоя.

В Белозерском районе, по данным В.Д. Ладиевой, в строении верхнебелозерской серии участвуют две свиты пород. Нижняя, вулканогенно-сланцевая свита мощностью 1 500 — 4 000 м, сложена туфопесчаниками, туффитами, кварцевыми кератофирами, кварцево-серицитовыми сланцами и слюдястыми кварцитами. Верхняя, железисто-кремнисто-сланцевая свита мощностью 1 000 — 2 000 м, представлена кварцево-сланцевыми сланцами, магнетитсодержащими роговиками, туфосланцами, кератофирами, амфиболитами, аподиабазами.

Для нижнепротерозойских (лопских) образований и их возрастных аналогов известны многочисленные определения возраста, полученные различными методами. Для Карелии значения возраста, полученные калий-аргоновым методом, лежат в интервале 1 600 — 2 550 млн. лет (Герлинг и др., 1965). Значения возраста пород гимольской серии, полученные рубидий-стронциевым методом, близки к 2 300 — 2 400 млн. лет (Горохов и др., 1969). Близкие значения (2 150 — 2 610 млн. лет) получены свинцовым методом (Герлинг и др., 1965; Виноградов и др., 1959) для сульфидных руд нижнего протерозоя, рассматриваемых некоторыми авторами как осадочно-метаморфогенные образования (Робонен, Рыбаков, 1968). Для ряда нижнепротерозойских комплексов Кольского полуострова определения

возраста пород калий-аргоновым методом дали цифры, близкие к 2 500 — 2 700 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1964).

В пределах Украинского кристаллического массива большинство определений возраста пород нижней серии протерозоя не превышают 2 100 млн. лет (Древин и др., 1967; Кушев и др., 1965). Для протерозойских образований Конкско-Верховцевской зоны характерны более высокие цифры. Возраст цирконов здесь близок к 2 800 — 3 000 млн. лет. Возраст сульфидных минералов в этих же толщах составляет 2 700 — 2 900 млн. лет (Бартницкий и др., 1969). Для района Приазовья получены меньшие значения возраста (Семененко и др., 1965; Ивантишин и др., 1964; Тугаринов, Войткевич, 1966).

На Русской платформе в большинстве случаев значения возраста пород лежат в интервале 1 200 — 1 800 млн. лет (Семененко и др., 1965; Пап, 1967). В редких случаях определения достигают 2 400 млн. лет (Семененко и др., 1969). Таким образом, для лопских образований и их возрастных аналогов наибольшие значения возраста близки к 2 400 — 2 800 млн. лет и, вероятно, связаны с процессами складчатости и метаморфизма в нижнем протерозое. Меньшие значения возраста отражают, вероятно, наложенные процессы. Интересно отметить, что анализ данных определения возраста микроклиновых гранитов показывает, что наиболее древние из них возникли в период, близкий к 2 800 млн. лет. Обломки этих гранитов практически отсутствуют в базальных образованиях нижнего протерозоя Карелии и Кольского полуострова и широко известны в среднепротерозойских отложениях. По-видимому, возникновение этих гранитов происходило главным образом в период лопского диастрофизма, метаморфизма и гранитообразования.

Нижнепротерозойские (лопские) толщи занимают на территории Русской платформы и ее обрамления более обширные площади в сравнении с архейскими (рис. 3). При сравнении рисунков 2 и 3 отчетливо видно, что области, сложенные древнейшими гранитоидами, в пределах которых, вероятно, не происходило осадконакопления, к концу лопского времени значительно уменьшились в размерах. Особенно отчетливо эта тенденция видна на Балтийском щите. По имеющимся данным, в ранние этапы нижнепротерозойской седиментации, в период накопления толщ тикшеозерской и кейвской серий, размеры и конфигурация областей размыва и осадконакопления в общем совпадали с изображенными на рис. 2. К концу раннего протерозоя области «суши» уменьшились до размеров, показанных на рис. 3. Сравнивая рисунки 2 и 3, можно предполагать, что часть глубинных разломов была сформирована в лопское время и в значительной мере влияла на размещение и конфигурацию областей осадконакопления.

В истории нижнего протерозоя (в лопское время) отмечаются два этапа, соответствующие двум последовательным разновозрастным сериям. Породы раннего этапа (тикшеозерской серии и ее аналогов), представленные метаморфизованными отложениями сланце-

во-граувакковой, граувакковой и сланцево-олигомиктовой формаций содержат достоверные глубообломочные образования (конгломераты) или высокодифференцированные метаосадки (кварциты, высокоглиноземистые породы). Очень часто в них наблюдается примесь графитистого вещества, иногда в значительном количестве. Вероятно, эти толщи возникли в результате размыва первых кор площадного химического выветривания, образовавшихся на породах древнейшего комплекса плагиогранитов-гранодиоритов, частью на архейских (беломорских) супракрустальных образованиях.

Породы позднего этапа (гимольская серия и ее аналоги) развиты значительно более широко. Они образуют терригенную граувакковую формацию; широким развитием пользуются также толщи терригенно-вулканогенной спилито-кератофира-диабазовой (колчеданосной), кварцево-кератофировой (джеспилитовой) и диабазовой протоформаций. Для этих образований типично, вероятно, более широкое накопление хемогенных отложений (карбонатные породы и хемогенные железистые кварциты).

В нижнепротерозойских породах отмечается косая слоистость прибрежно-морского или потокового типов. Весьма типична трехчленная ритмичность.

Вулканические процессы в лопское время проявлены значительно более интенсивно и разнообразно в сравнении с археем.

Широким развитием среди вулканитов пользуются кислые и средние разновидности; среди основных вулканитов впервые отмечается наличие шаровых лав и туфобрекчий. Вполне возможно, что излияния в эту эпоху были трещинного типа.

В зависимости от характера и типа вулканизма, мощности и полноты разрезов, а также состава пород выделяются различные структурно-формационные зоны.

Анализ разрезов и распределение их типов на площади позволяют выделить для этой эпохи относительно подвижные и стабильные участки. Среди первых выделяются зоны, заложенные в пределах древних прогибов, и зоны, возникшие в областях относительной стабилизации (см. рис. 2 и 3).

Средний протерозой

В составе среднего протерозоя нами рассматриваются сумские, сариолийские, ятулийские, суйсарские, бесовецкие и вепские отложения.

Карелия

В пределах Карелии обособляются три структурно-формационные зоны: Центрально-Карельская, соответствующая Карельскому массиву Л.Я. Харитонова (ятулийскому материку, по Х. Вяюрюнену), Северо-Карельская (Куола-Шуэзерская), Юго-Западно-Карельская. Разрезы первых двух зон, обладающие определенным сходством, рассматриваются совместно.

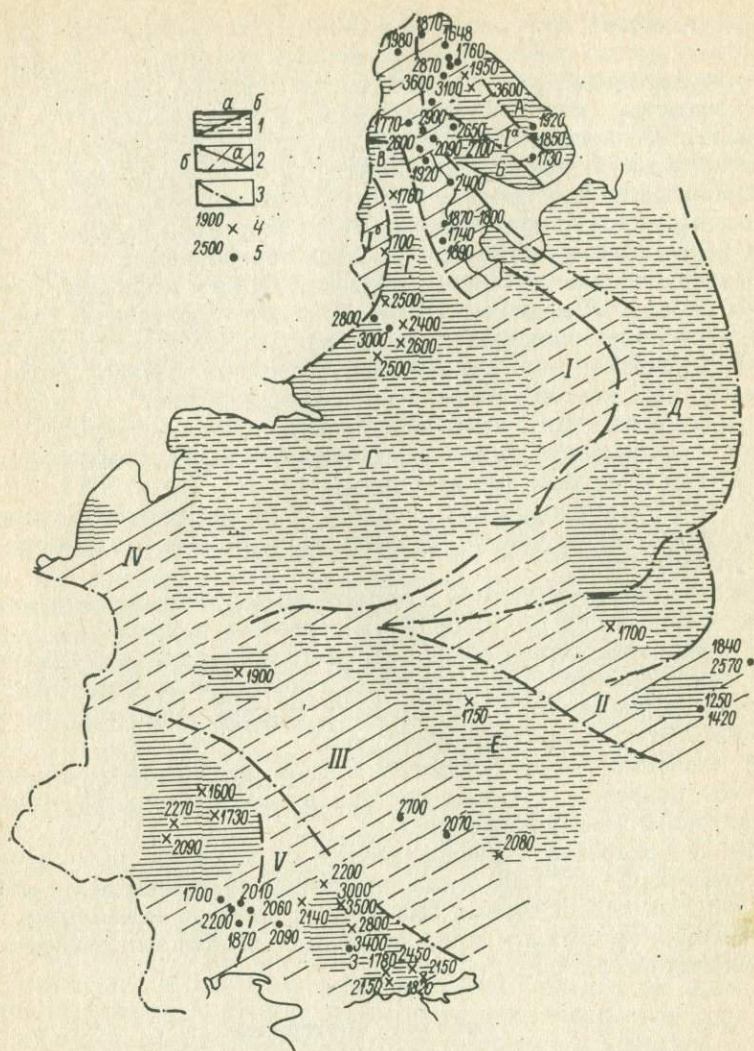


Рис. 3. Схема распространения нижнепротерозойских (лопских) образований и древнейших гранитоидов, в пределах которых не произошло седиментации в раннем протерозое, на территории Русской платформы и ее обрамления (со снятыми среднепротерозойскими образованиями). Составил Ю.Б. Богданов.

1 — области распространения гранитоидов: а) выходящих на дневную поверхность или вскрытых в скважинах, б) по данным геофизики; 2 — районы развития супракrustальных образований архея: а) выходящих на дневную поверхность или вскрытых в скважинах, б) по данным геофизики; 3 — основные разрывные нарушения; 4 — значения возраста гранитоидов, определенные калий-аргоновым методом; 5 — значения возраста супракrustальных образований архея, определенные калий-аргоновым методом. А — Мурманский массив; Б — Центрально-Кольский антиклинорий; В — Северо-Карельский массив; Г — Новгородско-Олонецкий массив; Д — Вычегодская система; Е — Воронежский массив; Ж — Житомирский массив; З — Приазовский массив. I — IV подвижные зоны.

Характерной особенностью геологии этой зоны является четкая асимметричная зональность в распределении седиментационных и структурно-метаморфических особенностей карелид, связанная с увеличением степени метаморфизма с северо-востока (от края Карельского массива) на юго-запад.

В состав зоны входят две неравноценные по площади структуры (рис. 4) — Янисярвинская и Ладожская, разделенные глубинными разломами.

Стратиграфия карельского комплекса в пределах этой зоны разработана достаточно полно и в целом является общепринятой (Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Предовский и др., 1967, и др.). Однако вопрос о возрасте ладожской серии карельского комплекса и ее положении в общем разрезе докембрия Карелии является дискуссионным. Одни исследователи (Кратц, 1963; Демидов, Соколов, 1960; Саранчина, 1967, и др.) считают возраст ладожской серии доятулийским; другие (Л.Н. Потрубович, О.Н. Анищенкова, А.А. Предовский и В.П. Петров, Л.Я. Харитонов) — постъятулийским.

Согласно данным картирования, проведенного В.З. Негруцей на мысе Корка-ниemi в Янисярвинской структуре, темно-серые кварцито-песчаники слагают крыло разбитой на блоки синклинальной складки, в ядре которой залегает толща карбонатно-сланцевых пород, перекрытая кварцито-песчаниками. Последние содержат в основании прослой кварцевых конгломератов, аналогичных базальным слоям ладожской серии. Между нижним горизонтом кварцито-песчаников и карбонатно-сланцевой толщей наблюдаются постепенные переходы, что позволило отнести эти толщи к единой серии (питкярантской), залегающей с размывом на коре выветривания гранитоидов.

По общепринятым представлениям, темно-серые кварцито-песчаники мыса Корка-ниemi фациально замещают «типично ятулийские» светло-серые кварцито-песчаники, выше которых залегает толща красноцветных доломитов, контактирующая с карбонатно-сланцевой толщей, относимой сторонниками доятулийского возраста ладожской серии к сортавальской серии. Однако темно-серые кварцито-песчаники не замещают по латерали светлые кварцито-песчаники, а залегают на них с размывом и азимутальным несогласием. Отсутствие светло-серых кварцито-песчаников в районе Корка-ниemi вызвано размывом в начале формирования следующей, сортавальской (питкярантской) серии, начинающейся темно-серыми кварцито-песчаниками.

Таким образом, темно-серые кварцито-песчаники и перекрывающие их породы карбонатно-сланцевой толщи, подстилающие обра-

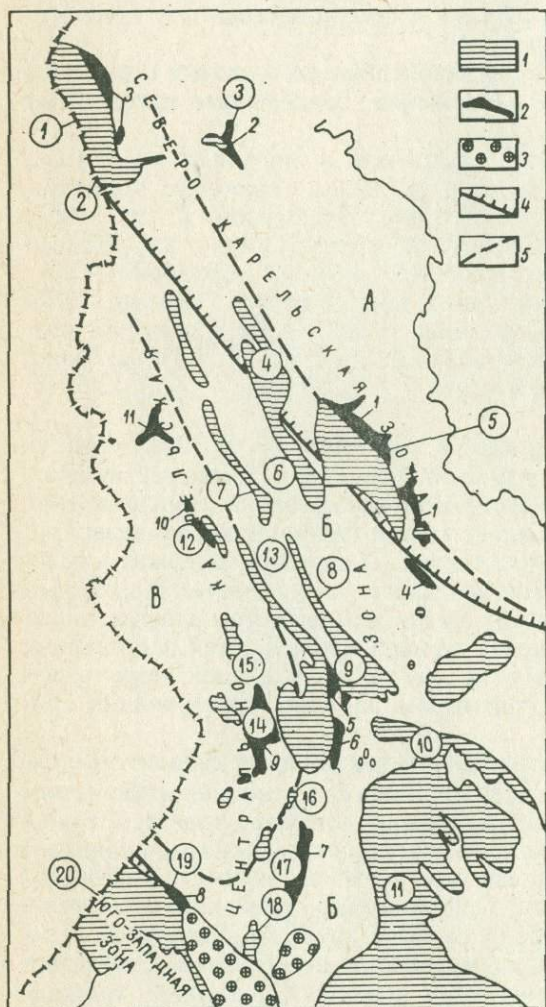


Рис. 4. Схема расположения основных структур средне- и нижнекарельских образований и тектонического районирования территории Карелии в среднем и нижнем протерозое. Составили Ю.Б. Богданов и В.З. Негруца.

1 — современные площади распространения среднекарельских образований (цифры в кружках): 1 — Куоляярвинская, 2 — Панаярвинская, 3 — Кукаозерская, 4 — Шомбозерская, 5 — Лехтинская, 6 — Компаковская, 7 — Чиркокемская, 8 — Елмозерская, 9 — Сегозерская, 10 — Кумсинская, 11 — Онежская, 12 — Большезерская, 13 — Маслозерская, 14 — Янгозерская, 15 — Лубосалминская, 16 — Костомукская, 17 — Суоярская, 18 — Туломозерская, 19 — Янисярвинская, 20 — Ладожская; 2 — расположение основных структур нижнекарельских образований: 1 — восточное крыло Лехтинской структуры, 2 — Ириногорская синклиналь (Тикшеозерская структура), 3 — Куоляярвинская структура, 4 — Парандовская структура, 5 — Бергаульская структура, 6 — Совдозерская структура, 7 — Хаутоварская структура, 8 — Ялонварская структура, 9 — Гимольская структура, 10 — Большезерско-Хедозерская структура, 11 — Костамукшская структура; 3 — граниты рапакви; 4 — границы структурно-формационных зон для среднего карелия; 5 — границы структурно-формационных зон для нижнего карелия. А — Беломорско-Лапландская зона; Б — Бергаульская зона; В — Костамукшко-Гимольская зона.

зования ладожской серии, несогласно и с перерывом залегают на ятулийских кварцито-песчаниках. На основе этих данных в разрезе протерозойских образований бассейна оз. Янис-ярви устанавливаются три осадочно-эффузивных серии, верхняя из которых является ладожской. Нижние две серии, в соответствии с представлением И. Седергольма, П. Эскола, Х. Вярюнена, Л. Я. Харитонова, Л. Н. Потрубович и др., относятся к ятулию.

Нижнеятулийская серия залегает на размытой поверхности разновозрастных гранитоидов либо на сланцах ялонварской серии и их корах выветривания. Она состоит из двух толщ: 1) терригенной, сложенной разнообразными кварцито-песчаниками, в нижней части с линзами валунно-галечных гранитных конгломератов (500 м) и 2) доломитовой, представленной доломитами с прослоями алевролитов и аргиллитов (200 м). Толщи связаны между собой постепенными переходами и характеризуют различные стадии единого этапа седиментации. Нижнеятулийская серия развита только в бассейне оз. Малое Янис-ярви.

Верхнеятулийская (питкьярантская) серия также сложена двумя толщами — терригенной и карбонатно-сланцевой. Терригенная толща залегает с размывом и несогласием на терригенной толще нижнеятулийской серии или на коре выветривания гранитоидов. Она состоит из гравелитов, кварцито-песчаников и аркозов с голубым кварцем. Характерно наличие валунов и галек кварца. Мощность толщи изменяется от 120 до 30 м.

Карбонатно-сланцевая толща представлена частым ритмичным чередованием различных темных глинистых и карбонатных сланцев с доломитовыми известняками и доломитами, часто водорослевыми. Вверху толщи имеются пласты туфов, туффитов и эффузивных метадиабазов. Мощность толщи многими авторами оценивается в 1 000 м и более, но, по-видимому, она завышена и в действительности не превышает 300 — 400 м. Метаморфизованные аналоги верхнеятулийской (питкьярантской) серии устанавливаются в виде узких полос в зоне, примыкающей к Северному Приладожью, и в окрестностях г. Сортавала. В районе г. Питкьярanta в составе серии выделяются четыре свиты. Две нижние свиты сложены кварцито-песчаниками, мраморами, скарнами и порфиробластическими амфиболитами. На о. Пусун-Сари в карбонатах второй свиты Л. И. Салоп установил деформированные биогермы водорослей. Две верхние свиты сложены преимущественно амфиболитами и амфибол-биотитовыми сланцами. Мощность рассматриваемой серии колеблется от 320 до 1 000 м.

Ладожская серия характеризуется флишевым обликом пород (Демидов и Кратц, 1958). На большей части площади она начинается пачкой (до 30 м) серых кварцито-песчаников, которые в районе м. Янис-ярви содержат прослои и линзы гравелитов конгломератов.

Эта пачка вверх по разрезу сменяется ритмично чередующимися кварцитовидными полевошпатовыми кварцито-песчаниками и биотитовыми (филлитовидными) сланцами.

Средняя часть разреза серии (третья толща, по К.О.Кратцу) представлена тонко-ритмичнослоистой толщей чередования различных сланцев со ставролитом, андалузитом, кордиеритом и гранатом; кварцито-песчаники играют подчиненную роль. Выше залегает толща порфиробластических амфиболитов (метамергели). Заканчивается разрез серии гематитсодержащими кварцито-песчаниками с прослоями биотито-кварцевых сланцев. Как будет показано ниже, описываемый разрез Ладожской структуры обнаруживает значительное сходство с разрезом карелия Онежской структуры Центрально-Карельской зоны, определяющееся подобием разрезов и тем, что в пределах ладожского синклинория, так же как и на большей части Онежской структуры, карельский комплекс представлен только верхними тремя сериями. По комплексу литологических признаков в пределах ладожской серии могут быть выделены аналоги верхней свиты трансгрессивной подсерии сегозерской серии (см. ниже).

Питкярантская (сортавальская) серия по строению, а также ритмичности и составу сходна с онежской, а ладожская серия залегает на одном стратиграфическом уровне с бесовецкой серией (Богданов и др., 1971).

Центрально-Карельская и Северо-Карельская зоны

Средний протерозой в пределах Центрально-Карельской зоны подразделяется на пять серий: сариолийскую, сегозерскую, онежскую, бесовецкую и петрозаводско- (или каменоборско) - шокшинскую. Три нижних серии осадочно-вулканогенные, две верхних — осадочные.

Северо-Карельская структурно-формационная зона расположена по северному и северо-восточному обрамлению Карельского массива. Характерной особенностью этой зоны является резко асимметричное строение. В направлении от Карельского массива к области беломорид происходит усложнение складчатых структур и нарастание степени метаморфизма (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации). Полный разрез карельского комплекса в данной подзоне представлен четырьмя осадочно-вулканогенными сериями, две нижние из которых (тунгудско-надвоицкая и сариолийская) имеют преимущественно вулканогенный состав и относятся к предъятулию, а две верхние представлены главным образом терригенными осадками и принадлежат ятулию.

Таким образом, сводный разрез карельского комплекса для Центрально-Карельской и Северо-Карельской зон следующий (снизу вверх): тунгудско-надвоицкая, сариолийская, онежская, бесовецкая, каменоборско-шокшинская серии.

Тунгудско-надвоицкая серия локализуется в Шомбозерской, Лехтинской и ряде других структур по обрамлению Карельского массива. В ее основании залегают конгломераты и аркозы (Пана-Ярви) или кварцито-песчаники с кварцевыми конгломератами (Шомбозеро), которые другими исследователями рассматрива-

лись как эрозионные останцы ятулийских толщ (Гилярова, 1955; Робонен, 1959, 1961; Кратц и Лазарев, 1961; Кратц, 1960, и др.). Кварцито-песчаники широко распространены у оз. Шуаярви и Шомбозеро, а также в Лехтинской структуре, где они несогласно залегают на керетьских гнейсах или порфиробластических амфиболитах пебозерского типа и согласно перекрываются метавулканитами.

Вулканогенная толща прослеживается на всем протяжении Северо-Карельской зоны и участвует в строении двух типов разрезов. Первый тип развит по северо-восточному и западному обрамлению зоны. Нижняя его часть сложена основными вулканогенными породами мощностью до 1 800 м, верхняя — кислыми эффузивами мощностью до 350 м. Второй тип разреза характерен для крайней юго-западной части Лехтинской структуры, в районе озер Нигалма — Лобаш. Здесь на кварцито-песчаниках или конгломератах низов разреза серии залегают хлоритсодержащие и кремнистые сланцы с пачками кислых эффузивов, которые выше сменяются толщей основных вулканитов.

Согласно К.О.Кратцу, В.И.Робонену, М.А.Гиляровой и другим, крупное структурное несогласие отделяет тунгудско-надвоицкую серию от вышележащих ятулийских образований; с подстилающими толщами лопского комплекса она залегают согласно и принадлежит к тому же структурно-формационному комплексу. В этой работе на основании результатов последних исследований В.З.Негруцы и Т.Ф.Негруцы (1968) тунгудско-надвоицкая серия объединяется в составе карелия с ятулийскими толщами, причем подчеркивается, что в основании тунгудско-надвоицкой серии несогласие более крупное, чем в основании ятулия. Только в районах с интенсивно дислоцированными и метаморфизованными толщами тунгудско-надвоицкая серия залегают на нижележащих образованиях без явного углового несогласия.

Сариолийская серия широко развита на Карельском массиве и его северном и северо-восточном обрамлении. Сариолий как стратиграфическое подразделение впервые был выделен П.Эскола и относился им к базальной формации карельского комплекса. Сариолийские отложения резко несогласно залегают на образованиях лопского комплекса и гранитоидах фундамента либо трансгрессивно налегают на породы тунгудско-надвоицкой серии. В пределах Карельского массива сариолийская серия локализуется в узких зонах северо-западного и субширотного простиранья.

Ятулийские отложения залегают на сариолийских толщах с крупным перерывом, обычно отделяясь от них мощной корой выветривания.

Стратотипическими разрезами сариолийской серии, по общему мнению всех исследователей, являются разрезы восточного крыла Янгозерской структуры (южный берег оз. Эннингиламп и к северу от д. Сельга на р. Лужма). Основные черты их строения рассмотрены в литературе (Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Лобанов, 1962;

Негруца, 1963, и др.). В районе оз. Энингилампи разрез сариолийской серии выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Конгломераты с валунами и гальками гранитоидов, амфиболитов, метадиабазов, амфибол-биотитовых сланцев, постепенно переходящие кверху в мелкогалечные конгломераты (более 100 м), а затем аркозы с галькой (около 25 м).

2. Аркозы темно-серые, хорошо отсортированные микроритмичные, с прослоями мелкокристаллических туфов (60 м).

3. Аркозы серые, плохо отсортированные, с редкими гальками гранита, с пачкой конгломерата в основании (205 м).

4. Микроритмичнослоистые туфы диабазов с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов (75 м).

5. Темно-серые и черные ленточнослоистые глинистые хлоритовые сланцы с прослоями туфов и туфопесчаников, с примазками графитистого вещества (32 м).

6. Метапесчаники с пиритом, серые алевритистые внизу до крупнозернистых вверху (30 м).

Общая мощность сариолийской серии примерно 550 м.

На р. Лужма породы сариолийской серии отделены крупным угловым несогласием от вышележащих образований сегозерской серии. В лужминском разрезе сариолийская серия представлена одной толщей, являющейся аналогом верхней части сариолийской серии в ее стратотипическом энингиламбинском разрезе (пачки 3—6). В 2—3 км западнее р. Лужма сариолийская серия выпадает из разреза и породы сегозерской серии ложатся непосредственно на гранитоиды фундамента.

Сариолийская серия в стратотипическом разрезе залегает с резким структурным несогласием на паданской толще филлитов (лопий) и на гранитоидах, рвущих эти филлиты, и перекрывается сегозерской серией ятулия. В одних случаях контакт между сегозерской и сариолийской сериями согласный, без следов крупного размыва; в других случаях, когда сегозерская серия редуцирована за счет первоначального выклинивания базальных слоев, между ятулием и сариолием устанавливаются несогласие, размыв и следы выветривания.

Наличие среди сариолийских отложений в их стратотипическом разрезе горизонтов туфов и туффитов, а также конгломератов, содержащих вулканические бомбы, указывает, что в это время на соседних площадях происходил интенсивный вулканизм.

В Кумсинской синклинали на стратиграфическом уровне сариолия залегает толща основных вулканитов и конгломератов, представленная метадиабазами, мандельштейнами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфосланцами общей мощностью до 1 000 м. Вулканиты подстилаются маломощной пачкой кварцито-песчаников или конгломератами, залегающими с размывом на коре выветривания микроклиновых гранитов.

Кумсинский тип разреза сариолийской серии характерен также для района д. Святонавлок — пос. Эльмус и прослеживается, по видимому, вплоть до пос. Гирвас и района д. Кучино. Южнее этого

пункта сариолийская серия не развита. Намечается увеличение роли вулканогенных пород в направлении с юга на север Центрально-Карельской зоны.

В Северо-Карельской зоне в основании сариолийской серии устанавливаются мощные тела конгломератов, залегающие местами на коре выветривания (Т.Ф.Негруца, 1967). От вышележащих ятулийских толщ породы сариолийской серии отделены здесь четким перерывом.

В основании сариолийской серии отмечается горизонт кварцито-песчаников, широко распространенных на юго-западном крыле Лехтинской структуры, сложенный разнозернистыми кварцитами, кварцито-песчаниками и гравелитами с прослоями и линзами кварцевых конгломератов.

Верхняя вулканогенная толща сариолийской серии развита значительно шире, чем нижняя. Она залегаєт на осадочной свите согласно, иногда с постепенным переходом. К востоку от Машозера вулканы этой свиты залегают на коре выветривания гранитоидов. В составе вулканогенной толщи сариолийской серии установлены афанитовые и порфириовидные метадиабазы, мандельштейны, вариолиты, лавы, туфолавы, туфобрекчии и туфы основного состава; присутствуют туфиты, туфопесчаники и редкие линзы аркозов. Местами развиты туфоконгломераты и диабазовые вулканомиктовые конгломераты. Устанавливается преобладание пирокластических пород в юго-западной части Лехтинской структуры. Мощность вулканогенной толщи сариолийской серии в этой зоне сильно изменяется, варьируя от 50 до 1 200 м.

Сегозерская серия объединяет осадочные и вулканогенные образования раннеятулийского цикла седиментации и вулканизма. Она трансгрессивна, а местами несогласно перекрывает породы разных пачек сариолийской серии и залегаєт на сложно дислоцированных амфиболито-сланцевых лопских толщах и гранитоидах. Сегозерская серия отделяется от подстилающих и вышележащих пород корой выветривания и перекрывается конгломератами онежской серии. В северной и северо-восточной периферийных зонах Карельского массива (Куола-Панаярвинская, Лехтинская структуры) сегозерская серия залегаєт согласно на породах сариолийской серии, иногда с постепенными переходами. Стратотипической площадью развития этой серии является Сегозерская структура. Здесь серия подразделяется на две подсерии: нижнюю (осадочную) и верхнюю (осадочно-эффузивную).

Нижняя подсерия состоит из двух толщ — конгломерато-гравелитовой и метапесчаниковой. Конгломерато-гравелитовая толща представлена внизу разреза разнообразными кварцевыми конгломератами, кварцито-песчаниками и гравелитами с пуддинговой структурой, в верхней части — метапесчаниками, алевролитами и аргиллитами. Метапесчаниковая толща характеризуется широким распространением и относительно выдержанной мощностью. Она начинается кварцевыми конгломератами, которые залегают с отчетливым размывом

как на образованиях конгломерато-гравелитовой толщи, так и на более древних породах. Сложена она преимущественно разнозернистыми метапесчаниками, содержащими прослойки алевролитов и аргиллитов. Характерной особенностью метапесчаниковой толщи является четко выраженное ритмичное строение.

Верхняя (осадочно-вулканогенная) подсерия связана с подстилающей нижней подсерией постепенным переходом. В ее составе участвуют два пласта метаэффузивов основного состава, разделенных осадочным горизонтом. Вулканогенные породы представлены слабо метаморфизованными диабазами, мандельштейнами, пузыристыми и шаровыми лавами, слагающими покровы. Пачка осадочных пород сложена кварцито-песчаниками, метагравелитами, аргиллитами, алевролитами. Преобладающим развитием пользуются крупнозернистые метапесчаники. Наибольшая суммарная мощность сегозерской серии в стратотипическом разрезе составляет 750 м.

Более полным является разрез сегозерской серии в Янгозерской структуре. Здесь описываемая серия представлена теми же двумя подсериями, что и в Сегозерской структуре, но наращивается снизу за счет появления новой толщи, отличающейся аркозовым составом и присутствием конгломератов, сложенных главным образом гальками гранита. Рассматривая сегозерскую серию в целом для всей Центрально-Карельской зоны, следует отметить весьма большую изменчивость ее на площади (суммарная мощность меняется от 0 м в районе д. Кучино до 1520 м в центральной части Янгозерского синклинория). Отчетливо устанавливается увеличение суммарной мощности серии в направлении с юга на север зоны. Одновременно с этим постепенно уменьшается доля грубообломочных пород. Характерные для сегозерской серии признаки крайнего мелководья (косая слоистость потокового типа, трещины усыхания, рябь) в Кумсинской, Онежской, а также Туломозерской, Сегозерской, Суоярвской, Костомукской структурах и южной части Янгозерского синклинория в направлении к северу постепенно исчезают и породы приобретают черты отложений сравнительно глубоководных.

При этом нижняя (осадочная) подсерия сегозерской серии в южной части территории представлена одной верхней толщей, начиная с широты Сегозера в ее строении принимают участие две, а в Янгозерской структуре — три толщи. Между средней и верхней толщами устанавливается четкий разрыв, а местами и угловое несогласие.

Осадочно-вулканогенная подсерия сегозерской серии также не выдержана на площади. В направлении от Янгозерской и Сегозерской структур к югу мощность ее постепенно уменьшается за счет первичного выклинивания сначала верхнего вулканогенного покрова, а затем и нижележащего осадочного горизонта. В Суоярвской и Онежской структурах эта подсерия представлена лишь нижним вулканогенным горизонтом; еще южнее, в Суоярвской структуре, осадочно-вулканогенная подсерия полностью выпадает из разреза и отложения вышележащей онежской серии залегают с крупным разрывом и, по данным некоторых исследователей, несогласно на по-

родах осадочной подсерии сегозерской серии. Согласно В.А. Соколову, вулканиты сегозерской серии выклиниваются также и к северу и на их месте залегают интрузивные силлы диабазов. Некоторые геологи указанные диабазы считают аналогами вулканогенных горизонтов осадочно-вулканогенной подсерии сегозерской серии.

В пределах Лехтинской структуры наиболее полный разрез сегозерской серии развит на ее северо-восточном крыле. Здесь в составе сегозерской серии выделяются три толщи. Нижняя толща начинается гравелитами и разнозернистыми кварцито-песчаниками и заканчивается мелкозернистыми кварцито-песчаниками и алевролитами. Мощность примерно 200 м. Средняя толща начинается гравелитами, кварцевыми и кварцево-гранитными конгломератами, переходящими вверх по разрезу в кварцито-песчаники. Мощность 180 — 50 м. Верхняя толща внизу представлена мелко- и среднегалечными кварцевыми конгломератами или разнозернистыми кварцито-песчаниками с линзами кварцевых конгломератов, сменяющимися выше кварцито-песчаниками, а затем алевролитами и аргиллитами; иногда присутствуют прослои туфов. Мощность 50 — 30 м. Выше с размывом залегают породы онежской серии.

Таким образом, сегозерская серия наиболее широко распространена по северо-восточному обрамлению Лехтинской структуры. Мощность серии меняется от 200 до 500 м, а в северо-восточной части структуры, вероятно, достигает 1 000 м. На юго-западном крыле структуры отложения сегозерской серии наблюдаются в виде незначительных по мощности (до 50 м) линзовидных тел.

Онежская серия. Между онежской и сегозерской сериями по северо-восточному и северному обрамлению Карельского массива наблюдается крупный размыв и местное угловое несогласие; на территории Карельского массива залегание обеих серий согласное, но на границе серий отмечаются признаки континентального перерыва (кора выветривания, конгломераты). У южной границы Карельского массива образования онежской серии несогласно и трансгрессивно перекрывают породы подсерии сегозерской серии и постлопские гранитоиды.

Полный разрез онежской серии включает две подсерии — нижнюю (осадочную) и верхнюю (вулканогенную) и наблюдается в Онежском и Лехтинском синклинориях. В остальных структурах Центральной Карелии вследствие посткарельского размыва серия представлена лишь нижними горизонтами.

В стратотипическом разрезе нижней подсерии устанавливается три толщи: нижняя, средняя и верхняя. В составе нижней толщи выделяются две пачки: известняково-брекчиево-глинистая (70 — 90 м) и песчано-доломитовая (40 — 125 м). Первая из них с размывом залегают на метадиабазях сегозерской серии или непосредственно на гранитоидах фундамента, а в Лехтинской структуре перекрывает породы сегозерской, сариолийской и тунгудско-надвоицкой серий. Средняя толща нижней подсерии включает следующие три пачки,

выделенные В.А.Соколовым: доломито-песчано-глинистую (75 — 80 м), кремнисто-доломитовую и гематито-песчано-глинистую (10 — 30 м), в кровле которой залегает покров эффузивных метадиабазов и метамандельштейнов (35 м).

Верхняя толща нижней подсерии онежской серии включает следующие пачки (снизу вверх): доломито-песчаниковую (50 м), доломитовую (водорослевую — 30 — 40 м), красноцветно-доломитовую (10 — 25 м), слюдисто-мергелисто-сланцевую (110 — 130 м), шунгито-глинисто-доломитовую (до 46 м) и алеврито-туфосланцевую (60 м). Три последние пачки объединены В.А.Соколовым в шунгито-карбонатно-сланцевую толщу. Породы трех верхних пачек во многих разрезах содержат покровы эффузивных метамандельштейнов. Максимальная мощность нижней подсерии онежской серии около 650 — 700 м.

Вулканогенная (суйсарская) подсерия онежской серии представлена метавулканитами так называемого «суйсарского комплекса». Они залегают согласно на породах осадочной подсерии и связаны с ними постепенными переходами. Иного взгляда придерживается М.А.Гилярова и К.О.Кратц, предполагающие в основании этого комплекса несогласие и выделяющие его в самостоятельную серию. В строении суйсарской подсерии, по данным В.В.Яковлевой, выделяются две толщи. Нижняя толща начинается пластом кремнисто-глинистых сланцев (19 м), сменяющихся выше пачкой туфосланцев и туфов (47 м) с линзами туфоконгломератов, перекрытых основными эффузивными породами (порфириды, диабазы, пикриты, шаровые лавы), чередующимися с туфосланцами. М.А.Гиляровой и Е.М.Михайлюк описано многопокровное строение этой толщи. Верхняя толща сложена туфами, туфопесчаниками с прослоями глинисто-кремнистого сланца. Суммарная мощность суйсарской подсерии примерно 300 — 350 м.

Породы онежской серии выделяются среди пород ятулия наиболее слабым метаморфизмом. Интрузивные магматические породы, секущие образования онежской серии, представлены габбро-диабазами, несущими сульфидно-медное оруденение.

Онежская серия характеризуется следующими особенностями: широким развитием карбонатных пород, общей их красноцветностью, наличием бедных гематитовых руд и шунгитов, широким развитием строматолитов. В.А.Соколовым и Р.В.Бутиным установлены три водорослевых горизонта, которые были изучены И.Н.Крыловым (1966). В составе среднего и верхнего горизонтов, кроме строматолитов, были обнаружены отпечатки, напоминающие, по заключению А.В. Хабакова, простейшие ракообразные типа *Carinavonia venosa Walcott*. По данным И.Н. Крылова (1966), онежские строматолиты близки к верхнерифейским (группы *Yugusania K g y l.* и *Gymnosolen*) и включают ряд своеобразных групп, не встреченных и других районах.

Бесовецкая серия. На размытой первично выветрелой поверхности пород суйсарской подсерии залегает мощная ритмично-

слоистая толща осадочных пород, впервые выделенная А.И. Кайряком (1960) под названием бесовецкой свиты, и позже возведенная им в ранг серии. По данным этого исследователя, в составе бесовецкой серии выделяются три свиты. Нижнебесовецкая свита состоит из семи пачек и сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами. А.И. Кайряк определяет мощность свиты в 650—700 м. Средне- и верхнебесовецкая свиты имеют сходное строение. Они начинаются кварцевыми и полевошпатовыми песчаниками и выше сложены ритмично чередующимися алевролитами и глинистыми сланцами. В средней свите преобладают алевролиты, в верхней — глинистые сланцы. Подчиненное значение имеют известняки, мергели, туффиты и туфогенные аргиллиты кислого состава.

Со средней свитой, по-видимому, связаны так называемые пурозерские конгломераты, состоящие из обломков местных пород. Мощность средней свиты 450—500 м (?), верхней — примерно 150 м. Для бесовецкой серии характерна ритмичность флишоидного типа. Общая мощность серии сокращается в направлении с юга на север и оценивается в 1200—1350 м. В качестве верхней, регрессивной части этой серии А.И. Кайряк (1967, 1969) склонен рассматривать вакшозерскую свиту, сложенную туфогенными конгломератами, песчаниками, алевролитами, туфами, а также базальтовыми и андезитовыми порфиритами. Истинное соотношение бесовецкой серии и вакшозерской свиты остается невыясненным.

Каменоборско-шокшинская серия (вепсий) слагает изолированную Западно-Прионежскую синклинальную структуру. Непосредственный контакт этих образований с карельским комплексом, так же как и нижняя часть разреза, нигде достоверно не установлены, и положение серии в сводном разрезе докембрия Карелии остается в значительной мере условным. До недавнего времени все исследователи единодушно относили ее к самым молодым образованиям докембрия юго-восточной части Балтийского щита. Между суйсарской и каменоборско-шокшинской толщами предполагалось структурное несогласие и крупный перерыв, в связи с чем они относились к посткарельским образованиям: одними исследователями к иотнию (Ramsay, 1902; Галдобина, 1958; Кратц, 1963, и др.) другими — к хогландию (Sederholm, 1932; Vaygunen, 1938, и др.). В.М. Тимофеев, Л.Я. Харитонов, М.А. Гилярова рассматривали каменоборско-шокшинские толщи в составе среднего протерозоя. К.О. Кратц отнес их к верхнему протерозою. В настоящей работе эти отложения рассматриваются в качестве образований, завершающих карельский цикл седиментации.

Рядом геологов приводились доводы в пользу разновозрастности части каменоборско-шокшинских и бесовецких серий (Галдобина, Михайлюк, 1966). А.И. Кайряк предполагает, что каменоборско-шокшинская серия, включая отчасти и сариолий, относится к ятулию. В пользу их ятулийского возраста высказывался также И.М. Симанович (1966). По данным гравиметрической съемки (сообщение В.Н. Корсакова), площадь развития каменоборско-шокшинских толщ

представляет собой самостоятельную структуру типа наложенного синклинального прогиба, простирающегося под некоторым углом к направлению складчатых структур ятулия.

Исходя из этих данных, можно заключить, что описываемые толщи несогласно перекрывают как бесовецкие и ятулийские породы, так и гранитоиды фундамента. Возраст габбро-диабазов, секущих каменоборско-шокшинские толщи, свидетельствует об их формировании в период до 1 660 млн. лет, т.е. до внедрения гранитов рапакиви (Герлинг, Лобач-Жученко, 1965). А.И.Тугаринов (1964) по изотопным соотношениям свинца из цемента вепских песчаников получил возраст 1 900 млн. лет. Следовательно, по данным геохронологии, каменоборско-шокшинская серия имеет тот же верхний предел возраста, что и ятулийские толщи.

В свете новых данных (Б.М.Шустов, А.П.Мартынов, А.И.Кайряк), в составе каменоборско-шокшинской серии выделяются три свиты (снизу вверх): каменоборская (петрозаводская), шокшинская и пухтинская.

1. Каменоборская свита. По данным Б.М.Шустова и А.П.Мартынова, подразделяется на пять пачек и сложена полевошпато-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями седиментационной брекчии и конгломератобрекчии. Свита имеет четкое регрессивное строение, неполная мощность ее составляет 600 — 750 м.

2. Шокшинская свита. По данным А.П.Мартынова, начинается хорошо отсортированными кварцито-песчаниками с прослоями алевролитов и слюдисто-глинистых сланцев. Выше залегает толща кварцито-песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Мощность шокшинской свиты достигает 700 м.

3. Пухтинская свита. Выделена А.П.Мартыновым и подразделяется им на три пачки. Сложена кварцевыми песчаниками, гравелитами, кварцевыми конгломератами, алеврито-глинистыми породами, кварцито-песчаниками, кварцево-полевошпатовыми песчаниками. Мощность около 600 м.

Таким образом, в свете новых данных суммарная мощность каменоборско-шокшинской серии превышает 2 000 м.

Проблема возраста карельского комплекса является еще нерешенной. Статистическая обработка опубликованных цифр устанавливает наличие максимума близко к рубежу 1 775 млн. лет. Кроме того, имеется еще два небольших максимума, отвечающих значениям 1 600 — 1 650 и 1 850 — 1 900 млн. лет. Свинцовым методом для халькопирита из жилы, секущей верхнеятулийские толщи (Герлинг и др., 1965), определен возраст 1 910 млн. лет. Возраст эпигенетических урановых слюд, по А.И.Тугаринову и др., также близок к 1 900 млн. лет. Исследование возраста калий-аргоновым методом для постладожских гранитов показывает, что максимальное количество имею-

щихся определений приходится на 1 750 — 1 800 млн. лет. Возраст же жильных образований диабазы и габбродиабазы, связанных с карельским магматизмом, колеблется (по определениям калий-аргоновым методом) в пределах 2 330 — 1 500 млн. лет (наибольшее количество цифр падает на интервал 2 000 — 1 500 млн. лет). Следует отметить, что, согласно данным А.П.Виноградова и др. (1959), свинец из прожилковых полиметаллических руд (район Питкяранта) имеет возраст 2 440 — 2 060 млн. лет.

Анализ всех этих данных приводит к выводу о том, что становление карельских толщ как метаморфизованного складчатого комплекса произошло около 1 900 млн. лет назад. Отсюда следует, что процессы карельского седиментогенеза и вулканизма протекали в период до 1 900 млн. лет назад. Более сложно обстоит дело с определением нижней возрастной границы карелид, залегающих резко несогласно с перерывом на породах тикшозерской, гимольской серий и гранитоидах, секущих эти серии. Возраст последних Э.К.Герлингом и др. (1965) оценивается по данным калий-аргонового и рубидий-стронциевого методов цифрами 2 100—2 300 млн. лет.

Исходя из этих данных, нижняя граница возраста карелид может быть определена как соответствующая рубежу, близкому к 2 100—2 200 млн. лет, что и принималось Л.Я.Харитоновым (1966), В.З.Негрущей (1968) и Л.И.Салопом (1968). Однако не исключено, что эти граниты, испытав термальное воздействие в связи с карельским орогенезом, показывают заниженное значение возраста. Исследования А.И.Тугаринова и др. (1966) показали, что цирконы из тех же гранитов имеют возраст 2 700—2 800 млн. лет. В связи с этим следует сказать о полученных «аномальных» значениях для мусковита (2 430 млн. лет) из филлитовидных сланцев бергаульской серии, а также амфибола из метадиабазов (2 550 млн. лет), габбро-диабазов, габбро и гранодиоритов, рвущих эту серию (2 490—2 750 млн. лет). Все эти образования были «омоложены» в ятулийское время, чем объясняется большой разброс цифр возраста (от 1 550 до 2 700 млн. лет). Для пиритовой руды из парандовской серии (аналог бергаульской серии) свинцовым методом получены значения возраста 2 510—2 420 млн. лет. Наконец, аллотигенные цирконы и монациты из конгломератов нижнего ятулия, по определениям А.И.Тугаринова, показали возраст 2 800 млн. лет, возраст же эпигенетического уранового оруденения из тех же пород — 1 900 млн. лет.

Все это позволяет критически относиться к нижней геохронологической границе (2 100 млн. лет) карельского комплекса. Вероятно, эта граница должна быть опущена до рубежа 2 700—2 800 млн. лет. Для обоснования этого предположения необходимы специальные исследования. Карельский комплекс по данным изотопных датировок возраста укладывается в интервал времени, который, согласно современным представлениям, соответствует нижнему протерозою.

Кольский полуостров

На Кольском полуострове к возрастным аналогам карелия отнесены отложения печенгской и имандра-варзугской серий.

Печенгская серия. Осадочно-вулканогенные образования печенгской серии, залегающая несогласно на подстилающих толщах, слагают асимметричную синклинали, усложненную продольным приосевым разломом, по которому южное крыло структуры взброшено и частично эродировано. Существование южного крыла доказывается С.Н.Суловой сходством стратиграфических разрезов осадочно-вулканогенных комплексов, слагающих оба крыла (Загородный, Мирская, Сулова, 1963, 1964, 1967), что подтверждено данными бурения. Однако ряд геологов относит печенгскую структуру к моноклинали (Курылева, 1958; Поляк, 1968, 1969, и др.), считая южное крыло полностью сорванным. В истории формирования печенгской серии выделено четыре крупных ритма, соответствующих четырем свитам.

Первая (нижняя), ахмалахтинская свита подразделяется на две подсвиты: нижнеахмалахтинскую и верхнеахмалахтинскую. Нижнеахмалахтинская подсвита представлена толщей ритмичнослоистых грубообломочных осадочных пород: полимиктовых конгломератов, гравелитов, аркозов. Верхнеахмалахтинская подсвита сложена измененными диабазовыми эффузивами и подразделяется Э.А.Поляк (1968) на две толщи; в нижней преобладают массивные метадиабазы, в верхней — метамандельштейны. Мощность свиты достигает 1 600 м.

Вторая, куэтсарвинская свита с перерывом залегающая на вулканогенных породах ахмалахтинской свиты, на поверхности которой отмечается кора выветривания. Свита состоит из двух подсвит.

Нижнекуэтсарвинская подсвита подразделяется на три пачки: 1) нижнюю, сложенную алевролитами, песчаниками и кварцитами с прослоями филлитов (8—76 м); 2) среднюю пачку существенно карбонатных пород (2—150 м), в которых встречаются проблематичные органические остатки, представленные водорослями и единичными кораллоподобными образованиями (Курылева, 1958; Любцов, 1960, 1962), и 3) верхнюю пачку песчаников, филлитов, алевролитов и туффитов (2—55 м). Следует отметить, что в южном крыле роль карбонатных пород в строении толщи резко уменьшается и породы большей частью превращены в сланцы. Мощность подсвиты в северном крыле не превышает 200 м, в южном — 400 м.

Верхнекуэтсарвинская подсвита залегающая на нижнекуэтсарвинских или при их выклинивании, на ахмалахтинских отложениях. Она расчленена условно на две толщи. В нижней существенную роль играют кислые разновидности эффузивов (альбитофиры, ортофиры, андезитовые метаплагиопорфириты, их туфы, туфолавы). В верхней преобладают измененные диабазовые эффузивы и их пирокластиты. В западной и юго-восточной частях северного крыла и в южном крыле Печенгской структуры степень метаморфизма пород воз-

растает. Мощность подсвиты в северном крыле колеблется от 300 до 1 400 м, в южном крыле — от 500 до 1 700 м.

Третья, коласйокская свита с размывом залегает на вулканогенных породах куэтсарвинской свиты и подразделяется на две подсвиты.

Нижнеколасйокская подсвита расчленяется на четыре пачки (снизу вверх): 1) алевролитов, полимиктовых песчаников и кварцитов; 2) аркозов и конгломератов; 3) карбонатных пород и 4) алевролитов и филлитов. Э.А.Поляк подразделяет данную подсвиту на две части: нижнюю, образованную конгломератами и аркозами, и верхнюю, доломито-филлитовую. В южном крыле перечисленные породы часто превращены в сланцы. Мощность подсвиты в северном крыле до 300 м, в южном достигает 550 м.

Верхнеколасйокская подсвита залегает на нижнеколасйокской или, при отсутствии ее, на куэтсарвинской свите, на которой наблюдается древняя кора выветривания. Подсвита сложена характерными светло-голубовато-зелеными метадиабазами, их туфами, туфобрекчиями, местами с прослоями туфогенно-осадочных пород. Подразделяется она на три толщи: нижнюю, образованную мелкозернистыми метадиабазами; среднюю, представленную туфами и метадиабазами; верхнюю, состоящую из диабазов и туфобрекчий. В западной и юго-восточной частях северного крыла Печенгской структуры породы постепенно переходят в зеленые сланцы и сланцеватые актинолитовые амфиболиты, которые преобладают среди этой подсвиты на южном крыле структуры. Мощность ее в северном крыле достигает 1 500 м, в южном — 1 300 м.

Четвертая, пильгуярвинская свита имеет наиболее широкое развитие и также подразделяется на две подсвиты.

Нижнепильгуярвинская подсвита является наиболее мощной из осадочных образований печенгской серии. Она сложена ритмично-слоистыми филлитами с прослоями алевролитов, песчаников и линзами известняков. Локально развиты конгломераты. Л.И.Увадьев выделил в ее составе четыре пачки. Первая пачка сложена песчаниками, филлитами, алевролитами и имеет четкое ритмическое строение; вторая образована конгломератами, филлитами, песчаниками; третья — ритмично-слоистыми филлито-алевролитами с прослоями песчаников, туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов; четвертая — туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами и туффитами. Мощность подсвиты достигает 800 — 900 м.

Верхнепильгуярвинская подсвита включает наименее измененные авгитовые диабазовые эффузивы, их пирокластолиты, пикритовые метапорфириты, кварцевые порфириты и их туфы, которые слагают ядро синклинали. Подразделена она на пять толщ (Поляк, 1968). Первая, третья и пятая толщи представлены диабазами и вариолитовыми афанитами, вторая и четвертая — туфами основного и кислого состава. Мощность 1 600 м.

Вулканогенные толщи печенгской серии по особенностям химизма подразделяются на два крупных цикла. Первый объединяет породы первой и второй вулканогенных толщ и представлен основны-

ми базальтоидами с повышенной щелочностью. Второй охватывает породы третьей и четвертой вулканогенных толщ, представлен более основными базальтоидами (толеитовая серия). Каждая вулканогенная толща состоит из большого числа покровов мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Возраст печенгской серии определялся с помощью свинцового и калий-аргонового методов. Аргоновым методом был определен возраст биотитов из филлитов пильгуярвинской свиты и гидротермальных жил в перидотитах (1 760 — 1 995 млн. лет). Свинцовым методом для руд месторождения Каула определен возраст в 1 860 — 1 880 млн. лет (пильгуярвинская свита).

Имандра-варзугская серия. Имандра-варзугская серия приурочена к прогибу шириной 15 — 40 км, протягивающемуся от оз. Имандра на западе до Белого моря на востоке. С юга прогиб отграничивается региональными разломами от области развития пород тундровой, а с севера — кейвской серии и гнейсо-гранитов архея. В осевой части прогиба прослеживается разлом, который делит его на две зоны: северную, в которой породы залегают моноκлинально, и южную, где они смяты в складки. В работе Л.Я.Харитонов (1966) имандра-варзугская серия подразделяется на четыре свиты: рижгубскую, сейдореченскую, умбинскую и титанскую. Л.Н.Потрубович и А.К.Симон (1965), учитывая данные геологической съемки и свои наблюдения, предложили более детальную стратиграфическую схему, включающую семь свит (снизу вверх): пурначскую, стрельнинскую, сейдореченскую, полисарскую, умбинскую, кичисарскую и ильменскую.

Пурначская свита представлена переслаиванием метаморфизованных полимиктовых песчаников и алевролитов с редкими линзами и прослоями песчанистых доломитов, известняков и конгломератовидных образований. Видимая мощность свиты до 800 м.

Стрельнинская свита протягивается от оз. Пурнач до средней части панских тундр, где срезается разломом. Делится она на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена аркозами и кварцитами с прослоями алевролита. Мощность ее 150 — 500 м. Верхняя подсвита сложена покровами метадиабазов, диабазовых метапорфиринов и метамандельштейнов, на западе появляются прослои агломератовых лав и вулканических брекчий. Мощность ее около 50 м. Кроме эффузивных диабазов, встречаются диабазы, слагающие пластовые интрузии. А.К.Симон относит эффузивы стрельнинской и частично сейдореченской свит к межпластовым интрузиям и исключает их из стратиграфического разреза.

Сейдореченская свита делится на две подсвиты. Нижняя представлена кварцитами, кварцито-песчаниками, алевролитами, филлитами. Мощность меняется от 70 — 75 до 600 м. Верхняя сложена основными и средними эффузивами (метадиабазами, метапорфиритами, туфами, туфобрекчиями). Мощность ее оценивается в 3 км.

Полисарская свита также делится на две подсвиты. Нижняя сложена в основании туфоконгломератами и конгломератами с эффу-

живным цементом и обломками пород сейдореченской свиты. Мощность конгломератов изменяется от 10 до 80—100 м. Выше их располагаются туфы, туффиты, хлорит-биотитовые микросланцы и филлиты, присутствуют кварцито-песчаники. Мощность пачки колеблется от 20—30 до 230 м. Верхняя подсвета внизу представлена покровами пикритовых метапорфиритов, сменяющимися выше шаровыми лавами, которые перекрываются лавобрекчиями, туфобрекчиями и лавами основного состава. Мощность подсветы 400—700 м. В туфобрекчиях и туфах этой подсветы М.Е.Зильбером были описаны остатки радиолярий.*

Умбинская свита подразделяется на две подсветы. Состав нижней подсветы по простиранию меняется. В центральной части структуры она представлена доломитами (100—150 м) и серицитовыми филлитами (30 м). К северо-западу от р. Полисарки она сложена туффитами, алевролитами, филлитами и кварцито-песчаниками. В западной части прогиба преобладают кварцито-песчаники и конглобрекчии. В валуне кварцито-песчаников М.Е.Зильбер (1963) обнаружил микроскопические образования, похожие, по его мнению, на радиолярии. Мощность подсветы изменяется от 170—180 до 65 м. Верхняя подсвета состоит из переслаивающихся маломощных покровов метадиабазов, метапорфиритов, туффитов, туфов и агломератов лав. Мощность ее 1 000—1 200 м.

Кичисарская (титанская) свита залегает с разрывом на умбинских породах и подразделяется на три подсветы. Нижняя подсвета представлена туфами и туфобрекчиями мощностью 500—600 м. Средняя сложена пестроокрашенными известняками, доломитизированными известняками и доломитами с прослоями филлитов и кварцитов. В доломитах П.В.Соколовым, Т.И.Амозовой, В.В.Любцовым (1962) встречены строматолитовые водоросли *Collenia*, а также онколиты *Osagia*. Мощность подсветы 50—200 м. Верхняя подсвета представлена внизу туффитами, а сверху филлитами и прослоями метапорфиритов. В устье р. Кичисарки отмечаются конгломераты с галькой карбонатных пород, фиксирующих локальный разрыв. Мощность ее 200 м.

Ильменская свита, сложенная пирокластами и эффузивами основного состава, с резким угловым несогласием перекрывает образования панареченской, роуксинской и кичисарской свит. М.Т.Козлов (1971) в имандра-варзугской серии выделяет «горизонт основания» (конгломераты, песчаники, основные вулканиты, встреченные в центральной части структуры). К имандра-варзугской серии он относит также роуксинскую и панареченскую свиты, которые рядом исследователей включаются в состав нижнепротерозойских образований. Стратиграфическое расчленение имандра-варзугской серии остается дискуссионным.

*Согласно Б.Б.Назарову (1969), радиолярии появились в нижнем кембрии. (Прим. ред.)

Все породы имандра-варзугской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионально-го метаморфизма.

Между имандра-варзугской и печенгской сериями имеется большое сходство. Так, аналогом первой свиты печенгской серии является стрельнинская свита, аналогом второй свиты — сейдореченская свита. Близкий состав с третьей свитой в прогибе Имандра-Варзуга имеют полисарская и умбинская свиты. Прямых аналогов четвертой свиты Печенги среди пород имандра-варзугской серии пока не установлено, верхние части разрезов сравниваемых серий заметно отличаются. Возможно, что разрез имандра-варзугской серии является более полным по сравнению с печенгским.

Изучение вулканогенных пород имандра-варзугской серии показало, что по химическому составу они образуют естественный ряд с основностью, несколько увеличивающейся вверх по разрезу. В трех нижних свитах развиты вулканогенные породы известково-щелочного ряда, в двух следующих свитах — нормальные диабазы. Вышележащие породы образуют свой цикл излияний, отвечающий по составу нормальным диабазам и пикритам.

Общая мощность серии, согласно Л.Я.Харитонову, не менее 4 км, а А.К.Симон определяет ее в 13 км.

Радиометрические определения возраста пород имандра-варзугской серии практически отсутствуют. Возраст гранитоидов, непосредственно прорывающих породы имандра-варзугской серии, по урано-свинцовому методу равен 1,9 — 2,2 млрд. лет, а возраст гранитоидов, рвущих подстилающие кейвскую и тундровую серии, составляет 2,6 — 2,8 млрд. лет (Батиева, Бельков, 1968). Эти значения, по-видимому, могут определять верхние и нижние возрастные пределы пород серии.

Украинский кристаллический щит

Криворожская и овручская серии Украинского кристаллического щита по своей специфике и характеру внутреннего строения аналогичны разрезам карелид Карелии. Подобная трактовка соответствует унифицированной стратиграфической схеме докембрия, разработанной для Украины в 1967 г., где эти серии были отнесены к среднему протерозою. Однако возрастная датировка этих серий остается дискуссионной. Многие геологи криворожскую серию относят к нижнему протерозою, а овручскую серию — к нижнерифейским образованиям.

Криворожская серия приурочена к долинам рек Саксаганы, Ингулец и Желтая, образуя в средней части Украинского кристаллического щита узкую полосу субмеридионального простирания. Кроме Криворожского, в настоящее время по магнитным аномалиям выявлено еще шесть районов значительного развития железорудных толщ: Кременчугский, Верховцевский, Сурский, Чартомлыкский, Конский, Белозерский.

Метаморфические толщи Криворожья объединяются Ю.Ир.Половинкиной (1958) в приднепровскую серию, в составе которой выделяются две свиты: амфиболитовая и криворожская. Последняя, согласно Ю.Ир.Половинкиной, залегает на амфиболитах с разрывом, но без углового несогласия. Многие исследователи выделяют эти свиты в самостоятельные серии: саксаганскую* (метабазитовую) и криворожскую (железорудную). Обе серии разделены перерывом, значение которого трактуется по-разному. Одни исследователи считают, что серии разделены эпохой плутонизма и складчатости, другие предполагают, что перерыв был незначительным. Кроме того, некоторые исследователи из состава криворожской серии выделяют верхнюю толщу, заключающую конгломераты, в самостоятельную ингулецкую серию. В этой работе принимается стратиграфическое деление криворожской серии, предложенное Я.Н.Белевцевым (1957).

Криворожская серия расположена среди поля гранитоидов. К востоку от них развиты саксаганские плагиограниты, а к западу — толща более молодых микроклиновых гранитов и мигматитов. На большей части территории Криворожья, вдоль восточной границы криворожской серии, между нею и плагиогранитами залегают породы саксаганской серии (амфиболиты, слюдястые и хлоритовые сланцы), которые рассматриваются как измененные основные вулканиты (диабазы, порфириды, спилиты) и относятся к кератофиро-спилитовой формации. Мощность этих образований достигает 2 км, а согласно другим данным — 5 км. На контакте со сланцами криворожской серии на саксаганских гранитах и породах саксаганской серии, по данным некоторых геологов, имеется древняя кора выветривания.

Вопрос о соотношении саксаганских плагиогранитов и метавулканитов остается спорным. Одни исследователи считают, что граниты интродуцируют метадиабазы и являются более молодыми образованиями, другие предполагают, что амфиболиты лежат на поверхности разрыва плагиогранитов и относят последние к архею. Материалы, приводимые для обоснования этих взглядов, противоречивы. Этот важный вопрос требует дальнейшего изучения. Если будет доказано, что метадиабазы действительно рвутся плагиогранитами, то необходимо будет признать наличие между саксаганской и криворожской сериями самостоятельного тектоно-магматического цикла, так как в конгломератах криворожской серии присутствует галька, сложенная плагиогранитами. При такой трактовке породы саксаганской серии следует относить к нижнему протерозою.

Возраст метаморфизма пород толщи амфиболитов, определенный калий-аргоновым методом по амфиболам и слюдам, колеблется в пределах 1700 — 2160 млн. лет, причем максимальное количество определений дают цифры 2000 — 2100 млн. лет.

Криворожская серия разделяется на три свиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя свита сложена преимущественно метамор-

* Название «саксаганская» иногда употребляется как синоним более молодой криворожской серии.

физованными аркозовыми песчаниками, кварцито-песчаниками, кварцитами, метаалевролитами и филлитами. В основании часто присутствуют кварцевые конгломераты или конгломераты, содержащие гальки амфиболитов и кварца. Мощность свиты изменяется от 40 — 50 до 500 — 700 м.

Средняя свита начинается горизонтом (10 — 20 м) тальковых сланцев, представляющих собой, согласно наиболее распространенному мнению, измененные ультраосновные эффузивы. В основании средней свиты в центральной части Кривбасса устанавливается местный перерыв с размывом нижней свиты и залеганием тальковых сланцев непосредственно на плагиоклазовых гранитах. Выше следует мощная толща тонко переслаивающихся железистых кварцитов (джеспилитов) и сланцев: хлоритовых, серицитовых, куммингтонитовых, иногда сидеритсодержащих. Толща расчленяется на ряд горизонтов или пластов, отличающихся содержанием рудных прослоев и некоторыми особенностями строения. Количество рудных пластов в разных пунктах Кривбасса меняется от двух — трех до шести — семи. В стратиграфическом разрезе формации они концентрируются в верхней и нижней части разреза, средняя часть состоит преимущественно из сланцев. В соответствии с таким распределением железистых горизонтов эта свита подразделяется Я.Н.Белевцевым (1957) на три подсвиты: нижнюю — железорудную, среднюю — сланцевую и верхнюю — железорудную. Мощность железистых горизонтов колеблется от 20 — 30 до 80 — 100 и даже 500 — 700 м, сланцевых горизонтов — от 5 — 10 до 150 — 200 м. Общая мощность свиты колеблется от 750 до 2 000 м.

Верхняя свита криворожской серии, согласно данным одних исследователей, залегает с видимым угловым несогласием на различных горизонтах железорудной свиты; другие полагают, что между свитами существует постепенный переход; наконец, третьи считают, что перед отложением верхней свиты имел место небольшой перерыв. Сложена свита различными сланцами, кварцитами, метапесчаниками, карбонатными породами и конгломератами. В ее составе Я.Н.Белевцев выделяет две подсвиты.

Нижняя, кварцито-метапесчаниковая подсвита имеет пестрый состав. Она содержит перемежающиеся тонкие пласты кварцито-песчаников, сланцев, осадочно-метаморфизованных руд, а также конгломератов с гальками железистых безрудных (?) роговиков. Мощность ее 20 — 50 м, на отдельных участках она полностью выклинивается.

Верхняя, сланцевая подсвита включает по схеме Я.Н.Белевцева последовательно снизу вверх толщи (горизонты): кварцево-углисто-слюдистых сланцев, карбонатных пород, метапесчаников и конгломератов, кварцево-биотитовых сланцев. Непосредственно на «надрудной толще» располагается горизонт кварцево-серицитовых сланцев (20 — 50 м). Выше него залегает горизонт углистых сланцев (100 — 150 м), характеризующий, согласно Ю.Г.Гершойгу, важный момент в жизни Верхнекриворожского бассейна, связанный с его

сероводородным заражением. Следующий горизонт (300 — 500 м) представлен двуслюдяными сланцами (пелито-алевритовые осадки) с прослоями карбонатных пород, которые выше по разрезу образуют мощную (от 100 — 150 до 300 — 500 м) толщу, относимую Г.И.Каляевым (1965) к лагунной формации. Над карбонатными породами залегают биотит-кварцевые сланцы с хлоритом и углеродистым веществом (50 — 450 м). Вышележащую мощную толщу (более 3 400 м), начинающуюся с конгломератов и песчаников, Г.И.Каляев и М.Н.Доброхотов выделяют в особую молассовую подсвиту. Конгломераты этой подсвиты содержат гальки почти всех нижележащих толщ докембрия (в том числе и верхней свиты), что позволило предполагать существование в этот период интенсивно размываемой горной суши. Выше данной толщи залегают мощные (до 1 000 м) сланцевый горизонт с пачками метапесчаников и конгломератов. Над ним расположен горизонт, сложенный в основном конгломератами и метапесчаниками (800 м). Венчает всю верхнюю свиту горизонт кварцево-биотитовых сланцев с пачками метапесчаников (600 м). Общая мощность верхней свиты достигает 4,5 км.

В настоящее время сделано много определений абсолютного возраста докембрийских пород Криворожья. Для слюд из сланцев по калий-аргоновому методу были получены цифры порядка 1 690 — 1 980 млн. лет, характеризующие этап метаморфизма. По урано-свинцовому методу для пород средней свиты криворожской серии получены цифры 2 000 — 2 100 млн. лет, для верхов нижней свиты — 2 300 млн. лет и для конгломератов из низов нижней свиты — даже 2 600 млн. лет.

Согласно последним данным, в составе криворожской серии выделяется пять формаций: филлит-аркозовая, железорудная, верхняя углисто-терригенная, лагунно-доломитовая и молассовая. Описанные выше стратотип криворожской серии характерен для Саксаганского района. В других районах этот разрез в силу фациальной изменчивости отдельных толщ и в связи с позднейшими преобразованиями пород заметно меняется.

Овручская серия. К числу наиболее молодых осадочно-вулканогенных образований нижнего докембрия Украинского кристаллического щита принадлежит овручский осадочно-вулканогенный комплекс, развитый в северо-восточной части Украинского массива.

В последнее время в результате детального картирования (А.С.Дранник, И.В.Богацкая) установлено строение восточной полосы овручских отложений, образующих пологую мульду, которая залегают на рапакивиподобных гранитах коростеньского комплекса. Абсолютный возраст этого гранитоидного комплекса изменяется в пределах от 1 360 до 1 826 млн. лет. В восточной зоне овручской серии выявлена следующая последовательность отложений.

Збраньковская свита несогласно залегают, по мнению А.С.Дранника, на породах коростеньского комплекса. Низы ее сложены песчаниками, гравелитами, брекчиями с обломками коростеньского

гранита, средняя часть — кварцевыми порфирами, лавоконгломератами, диабазами и верхняя часть — розовато-серыми песчаниками, гравелитами и порфиритами. Мощность свиты до 300 м. Абсолютный возраст эффузивов збраньковской свиты колеблется от 1 200 — 1 400 до 1 700 млн. лет (Дранник, 1967; Келлер, 1968). Выше с небольшим перерывом залегают малиново-красные кварцитовидные песчаники толкачевской свиты. Мощность их изменяется с юга на север от 0 до 1 000 м.

К западу от рассматриваемого разреза распространена зона белокоровичских песчаников, ксенолиты которых встречаются в гранитах коростеньского комплекса. А.С.Дранник (1968) полагает, что они древнее коростеньских гранитов и осадочно-вулканогенных образований овруча.

Стратиграфическая последовательность в Белокоровичской грабен-синклинали следующая (снизу вверх):

1. Белокоровичская свита. Полимиктовые разнозернистые песчаники, ниже которых залегает толща серицито-кварцевых сланцев, аргиллитов, алевролитов с прослоями конгломератов и покровами диабазов. Мощность 1 220 м.

2. Озерянская свита. Сланцы серицито-кварцевые, аргиллиты, алевролиты с покровами диабазового порфирита. Мощность 700 м.

По литологическим особенностям овручские отложения обнаруживают существенное сходство с вепскими отложениями Южной Карелии. Вепские отложения, по-видимому, древнее рапакиви, между тем как овручские, по данным А.С.Дранника, залегают с размывом на рапакивиподобных гранитах, поэтому одновозрастность вепских и овручских образований нельзя считать твердо установленной и не исключена возможность отнесения части овручской серии к нижнерифейским образованиям.

Воронежский кристаллический массив

На Воронежском кристаллическом массиве к возрастным аналогам карельских и криворожских отложений относится курская серия.

Породы Курской магнитной аномалии вскрыты многочисленными буровыми скважинами и горными выработками. Они слагают две крупные синклиналильные зоны северо-западного простирания. Район КМА изучался многими исследователями, предложившими ряд стратиграфических схем (Лучицкий, 1926; Русинович, 1959; Воскресенская, 1965, 1968; Доброхотов, 1961; Зайцев, 1964; Головкин, 1964; Леоненко, Полищук, Зайцев, 1967).

Курская серия залегает с перерывом и несогласием на выветрелой и размывтой поверхности пород архея и нижнего протерозоя. Мощность древней коры выветривания достигает 5 — 7 м. Курская серия вскрыта и изучена наиболее полно, так как с нею связаны промышленные месторождения железистых кварцитов. Тем не менее многие вопросы стратиграфии этих отложений ждут своего решения.

Сложена курская серия терригенно-осадочными образованиями — метаморфизованными конгломератами, песчаниками, сланцами (нижняя свита — 1 200 м), железистыми кварцитами (средняя, или железорудная, свита — 200 — 500 м), сланцами и метаморфизованными известняками (верхняя свита — 0 — 1 000 м) или вулканогенно-осадочными образованиями — разнообразными сланцами, амфиболитами, шунгитами (тимская свита — более 1 000 м) или метаморфизованными кварцевыми порфирами, их туфами и туфопесчаниками (курбакинская свита). Две последние свиты выделены в разных районах КМА и условно считаются аналогами. Внутри курской серии отмечается перерыв между средней и верхней свитами и между верхней и курбакинской свитами. Одни исследователи придают большое значение перерыву между железорудной и верхней курской свитой и последнюю вместе с вышележащей курбакинской свитой выделяют в самостоятельную оскольскую серию (М.Н. Воскресенская). Другие уделяют большое внимание перерыву между верхней и курбакинской свитами и обособляют последнюю в воронцовскую серию (Леоненко и др., 1967). Курская серия интенсивно дислоцирована и метаморфизована в зеленосланцевой или амфиболитовой фациях. С интрузиями, прорывающими породы курской серии, связаны явления контактового метаморфизма и метасоматоза. Возраст метаморфизма и гранитизации пород курской серии по данным калий-аргонового метода характеризуется цифрами 1 900 — 2 100 млн. лет.

На породах курской серии в палеозое сформировались коры выветривания. С ними связаны значительные запасы богатых окисленных железных руд и бокситы.

Погребенная часть Русской платформы

Карельские структуры Балтийского щита, судя по геофизическим данным и единичным скважинам, прослеживаются под осадочным чехлом далеко на юг, возможно вплоть до территории КМА. В районе Крестцов на глубине 1 850 — 1 835 м были вскрыты красные песчаники и кварциты, сходные с шокшинскими кварцито-песчаниками Карелии. Возможные аналоги петрозаводской свиты, представленные сероцветными кварцито-песчаниками, вскрыты Подпорожской скважиной. В центральной и восточной частях Русской платформы были вскрыты доломитовые мраморы, выделенные под названием рыбинской свиты, которые были сопоставлены с верхнеятулийскими образованиями Карелии (Солонцов и др., 1968). Во многих скважинах Ростовской области к югу от Донбасса вскрыты биотитовые, хлорито-биотитовые и филлитовидные сланцы, алевролиты, гравелиты. Они составляют естественное продолжение структур КМА и, очевидно, могут быть сопоставлены с курбакинской свитой Воронежской антеклизы. Аналоги подобных образований КМА установлены скважинами на склонах Воронежского массива и прослеживаются по геофизическим данным вплоть до центральных частей Московской синеклизы.

Возрастные аналоги карельского комплекса, по-видимому, располагаются к северу и востоку от г. Кировска (сланцы с прослоями метапесчаников). Ороговикованные аркозовые песчаники и магнетитовые конгломераты ятулийского облика вскрыты в скважине Грива (Коми АССР). Кварцито-песчаники, доломиты и джеспилиты, возможно, карельского возраста отмечены во многих скважинах Волгоградского Поволжья и Удмуртии.

На юго-восточном склоне Воронежского массива скважиной Юлово-Ишим вскрыта толща красноцветных песчаников (200 м), кварцито-песчаников и сланцев, сходных с породами шокшинской свиты Карелии (возраст валовой пробы из песчаников, определенный калий-аргоновым методом 1700 млн. лет). Не исключено наличие возрастных аналогов карельских образований среди кристаллических сланцев запада Русской платформы (Прибалтийско-Белорусский прогиб). В частности, к этим отложениям относят образования житковичской свиты — слюдистые кварциты, кварциты и филлитоподобные сланцы (Пап, 1963, 1967). Возраст мусковита (по калий-аргоновому методу) равен 1630 млн. лет. Сведения по возрастным аналогам карельских образований в закрытой части Русской платформы еще крайне ограничены. Тем не менее уже сейчас ясно, что они играют существенную роль в строении фундамента, охватывая значительные территории.

Некоторые вопросы корреляции

Сравнение карельского и кольского разрезов обнаруживает сходство между ними в направленности эволюции осадконакопления и вулканизма. На Кольском полуострове устанавливаются аналоги сариолийской серии (в составе ахмалахтинской свиты печенгской серии и ее аналогов в Имандра-Варзугской зоне), сегозерской серии (куэтсярвинская свита печенгской серии и ее эквиваленты), онежской серии (коласйокская свита и ее аналоги в имандра-варзугской серии). М.А.Гилярова и Э.А.Поляк четвертую (осадочно-вулканогенную) толщу Печенги (пильгуярвинская свита) сопоставляли с суйсарским комплексом, который они выделяли в самостоятельную серию. Достоверные аналоги тунгудско-надвоицкой серии на Кольском полуострове пока не описаны; возможно, что в настоящее время их относят к верхам тундровой серии. Предлагаемая корреляция согласуется с палеогеографическими реконструкциями. Для Карелии намечается увеличение мощностей и наращивание разреза в направлении с юга на север (в сторону Кольского полуострова). В этом же направлении происходит замещение континентальных фаций морскими, а приплатформенных формаций — геосинклинальными. На территории Кольского полуострова наблюдается противоположная картина. Работами С.Н.Сусловой, Д.Д.Мирской и др. на примере Печенгского синклинория установлено замещение мелководных фаций более глубоководными в направлении с севера на юг (в сторону развития Беломорид). Течение палеопотоков происходило здесь в целом с севера

на юг. Следовательно, устойчивый бассейн располагался к югу от Печенгского синклинория, а область сноса — севернее.

Несравненно более трудной является корреляция карельского разреза с разрезами погребенной части Русской платформы и Украинского щита. Общее сходство этих разрезов большое, в частности оно проявляется в наличии в их основании близких, преимущественно вулканогенных образований. Характерно литолого-геохимическое сходство кор выветривания из основания криворожской, курской и сегозерской серий (Корякин, 1967; Воскресенская, 1968).

Выше вулканитов во всех разрезах залегают горизонты терригенных пород, из которых наиболее характерными являются существенно кварцевые конгломераты с золотым оруденением. В Карелии и на Кольском полуострове кварцито-конгломератовая толща имеет постепенные переходы в толщу основных эффузивов; в пределах Украинского щита и КМА конгломерато-кварцитовая толща постепенно замещается сланцами, выше которых следует мощная железорудная формация (джеспилиты); в основании ее местами устанавливается горизонт сильно измененных эффузивов (тальковые сланцы).

Таким образом, если криворожская и курская серии относятся к единому крупному комплексу, то их железорудная формация занимает сходное стратиграфическое положение с вулканогенной подсерией сегозерской серии ятулия Карелии, причем в Лехтинской структуре, где сегозерские вулканиты отсутствуют, в ее верхах, по данным Т.Ф.Негруцы, появляются кремнисто-железистые породы джеспилитового типа. Эти данные делают правомерной предполагаемую возрастную аналогию железорудных формаций с вулканитами сегозерской серии.

В Криворожском бассейне выше железорудной формации залегает мощная толща осадочных пород. Нижняя ее часть по строению и составу во многом сходна с осадочной подсерией онежской серии Карелии. Оба эти подразделения начинаются кварцитами с линзами конгломератов и выше сложены преимущественно тонкоотмученными сланцеватыми породами, вмещающими известково-доломитовые образования. Типоморфными для обеих толщ являются шунгиты и «углистые сланцы». Такое же строение и состав имеет наджелезорудная осадочная толща КМА, выделяемая М.Н.Воскресенской в качестве нижней части оскольской серии. Онежская и оскольская серии завершаются основными вулканогенными образованиями. На Украине на нижней толще верхней сланцевой свиты залегают конгломераты, сменяющиеся выше ритмичнослойной толщей сланцев с линзами кварцито-песчаников и реже конгломератов.

Отличие состоит в неодинаковой роли вулканогенных пород сравниваемых разрезов, в отсутствии железорудной формации в составе карельского разреза. Известно, что даже в пределах единого рудного бассейна распределение железорудной формации испытывает значительные изменения. Поэтому трудно предполагать повсеместное ее распространение и отсутствие данной формации не может свидетельствовать о разновозрастности сравниваемых комплексов. Сле-

дует подчеркнуть, что в Карело-Кольском регионе сходная с криворожской железорудная формация приурочена к лопию. Именно это служит основанием многим исследователям считать криворожскую и курскую серии возрастными аналогами гимольской серии Кольско-Карельского региона. Однако по своему составу и набору типоморфных пород лопий имеет много сходного с предкриворожским комплексом, также вмещающим железорудные толщи. Несомненно, что сравнительная характеристика разновозрастных железорудных формаций нуждается в дальнейшем всестороннем изучении.

Вертикальная формационная зональность карельского, криворожского и курского комплексов соответствует трем стадиям единого цикла тектогенеза; ранний этап фиксируется вулканогенной (с кератофирами) формацией, средний — терригенно-карбонатной группой формаций, включающей флишеподобные комплексы, верхний — группой орогенных формаций, среди которых в Карелии и на Украине обособляются молассовые и красноцветные формации. Наличие близких по составу химических кор выветривания свидетельствует о сходных палеоклиматических условиях осадконакопления.

На основе приведенных данных изотопного возраста пород сравниваемых комплексов можно заключить, что все они образовались до 1900 млн. лет. Переход от 1900 до 1650 млн. лет для всей территории является эпохой общего воздымания, метаморфизма и многократного интрузивного магматизма. Нижняя граница комплексов остается менее определенной. Обычно она устанавливалась на уровне 2200 — 2100 млн. лет. Однако в последнее время получен ряд данных, свидетельствующих о более низком ее положении (до 2600 — 2700 млн. лет).

IV. ВЫСТУПЫ ФУНДАМЕНТА В СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМАХ, ОБРАМЛЯЮЩИХ РУССКУЮ ПЛАТФОРМУ

В пределах складчатых систем выступы дорифейского фундамента начали выявляться лишь в самое последнее время. Они известны на Урале; возможно, что они существуют и в других складчатых областях, обрамляющих Русскую платформу. Изучены эти образования еще весьма слабо, нередко они включаются в состав рифейских и фанерозойских отложений или показываются на геологических картах в виде нерасчлененных гранитных массивов рифейского или более молодого возраста. Детальное изучение во многих случаях устанавливает, что это не граниты, а сложные гранито-гнейсовые комплексы, которые по структурным особенностям, степени метаморфизма, набору формаций и их вещественному составу резко отличаются от рифейских и фанерозойских образований. Особенно существенное значение имеют структурные особенности этих комплексов.

Основой структурного плана этих образований является наличие гранито-гнейсовых куполов, сходных с теми, которые отмечены в ладожских и более древних образованиях Карелии и других регионов. Эти структуры известны на Урале в Салдинском, Уфалейском, Сысертском, Мугоджарском антиклинориях, а также в ильменогорском

метаморфическом комплексе, где они были детально изучены С.В. Чесноковым (1967). Местами устанавливается, что линейноскладчатые структуры, облекающие купола, имеют нехарактерное для Урала широтное или субширотное простирание.

Куполовидный структурный план гранито-гнейсовых массивов не известен среди достоверно рифейских и герцинских складчатых структур Урала, характеризующихся линейными складками преимущественно меридионального простирания. В районах сопряжения куполовидных и линейных рифейских структур последние упираются или пересекают куполовидные структуры. Положение этих структур и слагающих их комплексов в разрезе определяется их залеганием ниже среднерифейских и более молодых образований (Уфалей) и резким их отличием от нижнерифейских, весьма слабо метаморфизованных комплексов. Эти соотношения свидетельствуют о дорифейском возрасте гранито-гнейсовых куполов Урала.

Другой особенностью этих образований является высокая степень их регионального метаморфизма. Большинство гранито-гнейсовых комплексов Урала образовано породами амфиболитовой фации метаморфизма. В последнее время появились данные о наличии среди гранито-гнейсовых комплексов, в частности в Салдинском антиклинории, гранулитов (Грачев и Кейльман, 1967) или минеральных ассоциаций, переходных от амфиболитовой фации метаморфизма к гранулитовой (Минкин, 1963).

Хотя степень регионального метаморфизма не может служить прямым указанием на возраст геологических образований, тем не менее этот признак в сочетании со структурными и другими особенностями является существенным. Определенное значение имеет сходство строения и состава этих комплексов с беломорскими и лопскими образованиями Балтийского щита. Интересны указания о наличии в составе гранито-гнейсовых комплексов Урала железистых кварцитов, глиноземистых гнейсов, слюдяных пегматитов, щелочных массивов со своеобразной минерализацией и ряда других проявлений, характерных для древних образований Балтийского щита. В последнее время появились сведения о наличии среди гранитов этих кристаллических массивов рапакивиподобных пород (Мугоджары и др.). Эти порфириовидные граниты еще весьма слабо изучены и по традиции относятся на Урале к герцинскому геосинклинальному циклу. Не исключая подобную трактовку возраста этих пород, следует более детально изучить их стратиграфическое положение. По имеющимся материалам (Салоп, 1968) достаточно надежно устанавливается преимущественное развитие рапакиви среди докембрийских образований с возрастом 1 600—1 650 млн. лет и 1 800 млн. лет.

Новые данные накапливаются и по определению возраста собственно гранито-гнейсовых комплексов. Трудность их изучения заключается в том, что наиболее распространенные калий-аргоновые датировки гранито-гнейсовых комплексов Урала являются обычно явно заниженными. Только применение альфа-свинцового и руби-

дий-стронциевых методов позволяет приблизиться к истинному возрасту этих пород.

Возраст цирконов из гнейсов уфалейского комплекса, по определению А.А.Краснобаева, составляет 1 200 и 1 470 млн. лет; для харбейского комплекса в лаборатории Радиевого института АН СССР получены значения 1 670 — 2 490 млн. лет, для цирконов из салдинского комплекса известны значения 1 790 млн. лет (Пронин, 1965), а для ильменских гнейсов А.А.Краснобаевым получены цифры 1 050, 800 и 815 млн. лет. Рубидий-стронциевым методом возраст ильменогорских гнейсов определяется в 2,1 — 2,5 млрд. лет (Дунаев, Овчинников, Краснобаев, 1969). Эти цифры (за исключением значений возраста ильменогорских и, возможно, харбейских гнейсов) не отражают истинного возраста рассматриваемых пород, а указывают на более поздние их изменения в процессе рифейской орогении. Значение этих данных состоит в том, что они однозначно указывают на допалеозойский возраст гранито-гнейсовых комплексов.

Ниже рассматривается строение наиболее характерных гранито-гнейсовых комплексов Уральской складчатой области.

Тараташский комплекс установлен на сравнительно небольшой территории в южной части Среднего Урала и расчленяется М.И. Гаранем (1963, 1969) на две свиты (серии): шагирскую и бельдишскую.

Шагирская свита сложена биотитовыми, гранато-силлиманито-биотитовыми, биотито-магнетитовыми, биотито-амфиболитовыми гнейсами и амфиболитами. Содержание силлиманитов в гнейсах не превышает 5 — 8%. Отмечается наличие инъекционных гнейсов с включениями микроклинового гранита. Возраст цирконов и монацитов из инъекционных гнейсов составляет 3 320 млн. лет (Краснобаев, 1965). Мощность этих образований превышает 1 000 м.

Бельдишская свита, несогласно залегающая на шагирских образованиях, представлена очковыми гнейсами с прослоями магнетитовых кварцитов. Кварциты отмечаются в нижней части свиты и некоторыми исследователями рассматриваются как единый маркирующий горизонт тараташского комплекса. Содержание магнетита в отдельных прослоях достигает 60%. Среди очковых гнейсов отмечены биотито-серицитовые, биотито-серицито-хлоритовые и графитизированные породы. Особенностью очковых гнейсов является наличие крупных порфировых выделений калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Для пород бельдишской свиты характерен меньший метаморфизм по сравнению с шагирскими образованиями, что проявляется в наличии реликтов структур кластических пород. Абсолютный возраст цирконов и монацитов из очковых гнейсов бельдишской свиты составляет 2 730 млн. лет (Краснобаев, 1965). Для цирконов из гранитов, рвущих породы тараташского комплекса, получены значения 2 670, 2 130 и 1 930 млн. лет. Помимо гранитов, среди тараташского комплекса установлены небольшие массивы габбро и габбро-норитов. Мощность пород бельдишской свиты более 1 000 м.

Тараташские образования с глубоким размывом и стратиграфическим несогласием перекрываются нижнерифейскими отложениями.

Непосредственно к востоку от Тараташского выступа работами Г.А.Кейльмана (1963) на месте предполагаемой гранитной интрузии выявлен уфалейский гранито-гнейсовый комплекс с отчетливо выраженным куполовидным структурным планом. Этот комплекс сложен егустинской, слюдяногорской и указарской свитами. Егустинская свита слагает ядро Уфалейского антиклинория. Она представлена амфиболитами с прослоями биотито-амфиболовых, гранато-амфиболовых, эпидото-амфиболовых гнейсов. Егустинские гнейсы характеризуются повышенным содержанием магнетита, ильменита, сфена, апатита и реже циркона. А.П.Казак в составе цирконов отмечает хорошо окатанные розоватые зерна, свидетельствующие, по его мнению, об осадочной природе исходного субстрата некоторых гнейсов егустинской свиты. Мощность 2 300 м.

Слюдяногорская свита распространена в южном и юго-восточном обрамлении Уфалейского антиклинория. Нижняя граница свиты проводится по первому появлению слюдистых кварцитов, которые выше по разрезу получают широкое распространение. Верхняя граница свиты не установлена. Помимо слюдистых кварцитов и слюдистых гнейсов, среди этих образований отмечаются прослои гнейсовидных амфиболитов и гранато-слюдисто-кварцевых сланцев, обычно мигматизированных. Породы слюдяногорской свиты испытали глубокие метаморфические изменения от эпидот-амфиболитовой до эклогитовой фации, а местами отмечено проявление ультраметаморфизма. Мощность слюдяногорской свиты около 1 200 м.

Указарская свита, по данным Г.А.Кейльмана (1963), тесно связана с егустинскими и слюдяногорскими отложениями и входит в состав уфалейского комплекса. По другим данным, она принадлежит более молодым образованиям рифея (Гарань, 1969). Указанные отложения локально распространены в северо-западной периклинальной части Уфалейского антиклинория и сложены серицито-альбито-кварцевыми, серицито-эпидото-кварцевыми и серицито-кварцевыми сланцами. Они с глубоким размывом перекрываются конгломератами шунутской свиты, которая предположительно относится к ордовики (Смирнов, 1956). Мощность указарской свиты 1 700 м.

Согласно представлениям М.И.Гараня (1963), уфалейский комплекс является метаморфизованным возрастным аналогом машакской (кувашкой) свиты рифея. Однако резкое отличие в составе и структурном плане машакских и уфалейских образований, а также наличие у последних куполов позволяет считать более вероятным предположение о дорифейском возрасте егустинской и слюдяногорской свит уфалейского комплекса. Соотношение указарской свиты с рифейскими образованиями и ее возраст требуют дальнейшего уточнения.

В пределах южной части Урала уже давно выделяют Мугоджарский срединный массив, или Мугоджарскую глыбу, образованную древним гранито-гнейсовым комплексом. В сложении этого массива принимают участие каиндинский и талдыкский комплексы.

Каиндинский (южномугоджарский) комплекс сложен биотитовыми, биотито-роговообманковыми двухслюдяными, преимущественно плагиоклазовыми гнейсами с гранатом, кианитом, ставролитом, силлиманитом. Отмечаются отдельные пачки магнетитовых аплитовидных гнейсов. Гнейсам подчинены амфиболиты, слюдяные сланцы, графитистые кварциты, светло-серые мраморы. Пространственно с каиндинским комплексом связаны гранито-гнейсы, диорито-гнейсы, габбро-амфиболиты и эклогиты. Образования каиндинского комплекса расчленяются на ряд толщ и свит, соотношение которых и их объем понимаются геологами неоднозначно (Фонарев, Миловский и др., 1966; Абдуллин и др., 1968; Сегадин, 1961).

А.В.Миловский и В.В.Баранов (1971) отмечают следующую общую последовательность пород в каиндинском (южномугоджарском) комплексе. В основании разреза устанавливаются амфиболовые, биотито-амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты. Выше преобладают биотитовые плагиогнейсы и глиноземистые (биотито-гранато-силлиманитовые, гранато-ставролито-силлиманитовые) гнейсы. Разрез завершается двуслюдяными гнейсами. Мощность комплекса 4 000 — 5 000 м. А.В.Миловский и В.В.Баранов относят эту серию к рифею. Между тем обращает внимание подобие разреза каиндинского комплекса Мугоджар средней и верхней части беломорского комплекса Карелии (хетолабинская и лоухская свиты).

Определения абсолютного возраста пород каиндинского комплекса колеблются в довольно широких пределах: 380 — 1 020 млн. лет. Судя по тому, что эти образования прорываются гнейсо-гранитами с возрастом 1 460 млн. лет (Водорозов и др., 1965), можно полагать, что полученные цифры отвечают времени позднейших метаморфических преобразований, а не истинному возрасту породы. Мощность каиндинского комплекса не менее 4 км.

Талдыкский комплекс установлен по периферии гранито-гнейсовых куполов, в ядрах которых обнажены каиндинские образования. Этот комплекс образован разнообразными кристаллическими сланцами, графитистыми кварцитами, аплитовидными гнейсами, амфиболитами. Общая мощность талдыкского комплекса около 2 000 м.

Талдыкский комплекс перекрывается отложениями, сходными с рифейскими образованиями Восточной зоны Южного Урала. При подобной трактовке разреза каиндинские и талдыкские отложения следует относить к дорифейским образованиям. По другим представлениям, весь разрез Мугоджарского антиклинория принадлежит рифею. Резкое различие в структурных особенностях и степени метаморфизма нижней и верхней части докембрия Мугоджар и наличие гранито-гнейсовых куполовидных структур (Миловский, Баранов, 1971) в каиндинском комплексе противоречат подобным построениям и свидетельствуют о разновозрастности докембрия Мугоджар.

Обычно считалось, что выступы фундамента характерны лишь для западного склона Урала, а на восточном склоне, в его эвгеосинклинальной части, они отсутствуют. Полученные в последнее время фактические материалы показывают, что эти представления не отве-

чают действительности и на восточном склоне Урала древние дорифейские массивы не менее широко распространены, чем на западном. К ним принадлежат Харбейский, Салдинский, Сысертский, Ильменогорский и другие массивы. Стратиграфия пород Харбейского антиклинория не разработана. Однако в образованиях нижней части разреза установлены куполовидные структуры.

Известна общая последовательная смена вверх по разрезу гранито-гнейсов и мигматитов с эклогитами толщей биотит-амфиболовых гнейсов, амфиболитов с гранатом мощностью около 1 500 м. Эти отложения в свою очередь перекрываются глиноземистой толщей гранато-слюдяно-кварцевых сланцев и гнейсов с дистеном, ставролитом, силлиманитом. По общему набору пород, последовательной смене их вверх по разрезу, характеру метаморфизма толщ и их минералогическим особенностям харбейский комплекс почти полностью аналогичен беломорскому комплексу Балтийского щита. Нижняя толща харбейского комплекса соответствует керетьской свите беломорского комплекса, средняя толща — хетоламбинской свите, а верхняя — лоухским образованиям. Общее подобие разрезов этих двух комплексов столь значительное, что, по-видимому, оно свидетельствует и близком возрасте рассматриваемых комплексов, а возможно, и о былой непосредственной структурной связи.

Принадлежность к архею ильменогорского комплекса также можно считать доказанной после проведения В.А. Дунаевым, Л.Н. Овчинниковым и А.А. Краснобаевым (1969) специального геохронологического изучения массива. В пределах Салдинского гранито-гнейсового массива обнаружены породы с минеральными ассоциациями, указывающими на довольно высокие ступени амфиболитовой, с переходом к гранулитовой, фации метаморфизма (Минкин, 1963; Грачев и Кейльман, 1967). Высокая степень метаморфизма в сочетании с элементами субширотного простирания толщ и наличием гранито-гнейсовых куполов позволяют считать более оправданным отнесение этого комплекса к дорифейским образованиям.

Отнесение сысертского гранито-гнейсового комплекса к дорифейским образованиям основано на близости структурных, вещественных и метаморфических его особенностей с уже рассмотренными выступами фундамента. Общая площадь этого массива составляет около 1 500 км².

В строении Сысертского гранито-гнейсового комплекса (Кейльман, 1958) принимают участие следующие образования (снизу вверх):

1. Шумихинская свита. Представлена биотитовыми, амфиболобиотитовыми и плагиоклазовыми гнейсами, переслаивающимися с кианито-мусковитовыми, мусковито-кварцевыми сланцами и кварцитами, которые слагают ядро этой структуры. Характерной чертой шумихинских гнейсов является интенсивная мигматизация. Мощность около 1 000 м.

2. Черновская свита. Представлена часто переслаивающимися амфиболитами, кварцитами, мусковито-кварцевыми и графито-мус-

ковито-кварцевыми сланцами и микрогнейсами. Амфиболиты и амфиболовые гнейсы преобладают в низах свиты, а сланцевые пачки — в верхней ее части. Мощность 900 — 950 м. В поле развития черновской свиты выявлены небольшие тела биотитовых и двуслюдяных гранитов.

3. Сысертская свита. Включает разнообразный комплекс пород: амфиболовые, серицито-кварцевые, железисто-кварцево-графитовые сланцы, мраморы, а также гранато-биотитовые сланцы и филлиты. Мощность 1 100 м.

Если определение возраста шумихинских и черновских свит базируется на их близости с другими дорифейскими комплексами Урала, то вопрос о возрасте сысертской свиты требует специального изучения, и прежде всего выяснения характера контакта этих отложений с черновской свитой.

Изложенное показывает, что мы еще далеки от точной возрастной датировки и детальной геологической изученности метаморфических, и в частности гранито-гнейсовых, комплексов Урала. В настоящее время появились материалы, позволяющие определить их возраст как дорифейский.

Таким образом, гранито-гнейсовые купола Урала в возрастном отношении отвечают, по-видимому, архею и нижней части нижнего протерозоя при двучленном его делении. Остается открытым вопрос о наличии на Урале возрастных аналогов карельских образований. По-видимому, они распространены в обрамлении гранито-гнейсовых куполов, но в связи с плохой изученностью и слабым метаморфизмом обычно относятся к рифейским и более молодым образованиям. К возможным их аналогам относятся «шокуринские» известняки Приполярного Урала, в которых А.Г.Вологдин (1967) определил остатки сине-зеленых водорослей *Murandavia magna* Vol. Близкие формы встречены в онежской серии Карелии.

Приведенные выше геологические данные хорошо согласуются с геофизическими материалами (Симоненко, Толстихина, 1968, Огаринов и Хатьянов, 1962) о наличии платформенного фундамента под западным склоном Урала. Подобные выступы фундамента выявлены и на восточном склоне Урала, а также в приуральской части Западно-Сибирской низменности (Куликов, 1968). Можно полагать, что Уральская геосинклиналь заложилась на раздробленном и консолидированном кристаллическом фундаменте, сформировавшемся в дорифейский этап развития этой территории.

V. СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ В СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМАХ, ОБРАМЛЯЮЩИХ РУССКУЮ ПЛАТФОРМУ

Верхнедокембрийские отложения распространены во всех складчатых системах, обрамляющих Русскую платформу: на Урале, Кавказе, Карпатах и в гиперборейской складчатой области (Тиман,

Канин, Рыбачий). На Урале находятся лучшие, наиболее полные разрезы верхнедокембрийских отложений складчатых систем, обрамляющих Русскую платформу, и самой платформы. Таким образом, рифейские отложения могут рассматриваться как стратотип верхнего докембрия, по крайней мере для Русской платформы и ее складчатого обрамления.

Урал

Рифейские отложения обнажены на Южном, Среднем, Северном, Полярном и Приполярном Урале. Характерной особенностью верхнедокембрийских разрезов Урала является их зональность. Выделяются три структурно-формационные зоны: Западная, Центральная и Восточная. Корреляцию разрезов в пределах каждой из названных зон упрощает значительное сходство, присущее этим образованиям. Межзональная корреляция разрезов является гипотетической и сопряжена со многими принципиальными трудностями.

Западная структурно-формационная зона

Западная зона включает Башкирский антиклинорий на Южном Урале и Полюдовское поднятие на Северном Урале. Характерной особенностью отложений этой зоны является их миогеосинклинальный облик, обусловленный отсутствием значительных проявлений интрузивного и эффузивного магматизма и широким развитием обломочно-карбонатных толщ, образующих закономерно построенные циклы.

Башкирский антиклинорий. В древних толщах Башкирского антиклинория выделяются бурзянская, юрматинская, каратауская и ашинская серии. Структурно эти отложения довольно тесно связаны, что и побудило Н.С.Шатского (1945) выделить их в единый рифейский комплекс.

Помимо рифейского комплекса, среди докембрийских отложений Южного Урала могут быть обособлены ямантауский и белорецкий комплексы.

Бурзянская серия распространена на ограниченной территории в северной части Башкирского антиклинория и включает айскую, саткинскую и бакальскую свиты.

Айская свита с глубоким размывом залегает на существенно более древнем тараташском комплексе и имеет пестрый литологический состав. Она сложена конглобрекциями, туфогенными песчаниками с покровами спилитов, диабазовых порфиритов и туфов. Выше по разрезу эти отложения с перерывом перекрываются аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, конгломератами с галькой микроклинового гранита, железистого кварцита, спилита, кварцевого порфира

и других пород. В.М.Чайка (1965) отмечает наличие обломков гранитов рапакиви с ильменитом и магнетитом *

Наиболее широко в айских отложениях распространены гематит, циркон, рутил, лейкоксен. Разрез свиты завершается кварцево-слюдистыми и углисто-кварцево-сланцевыми филлитовидными сланцами. В зависимости от литологического состава сложно построенная айская свита расчленяется на пять подсвит, характеристика которых приведена в работах М.И.Гараня (1963). Мощность айской свиты составляет 2 250 м.

Саткинская свита также имеет значительную мощность, достигающую 2 400 м. Она образована главным образом доломитами, известняками с прослоями филлитовидных сланцев. Карбонатные породы содержат местами значительную примесь обломочного материала и кремнистые конкреции. В составе саткинской свиты значительное развитие получают строматолитовые известняки, среди которых И.Н.Крыловым (1963) установлены *Kussiella kussiensis* Krylov, *Collenia frequens* Walcott, *Conophyton Maslov*, *Stratifera Kogol*. З.А.Журавлева (1963) из саткинских и вышележащих бакальских отложений определила *Osagia pulla* Z.Zhur., *Vesicularites rotundus* Z.Zhur.

Свита расчленяется на пять подсвит (Гарань, 1963). К верхней части разреза саткинской свиты приурочены крупнейшие в СССР месторождения магнезита, а в средней части этой свиты расположено значительное Ахтенское месторождение сидеритов.

Для основных горизонтов саткинской свиты отмечается уменьшение мощности с запада на восток. Эта закономерность сохраняется и для карбонатных пород вышележащей бакальской свиты, которые замещаются к востоку песчано-сланцевой толщей. Все это свидетельствует о том, что одна из областей сноса располагалась в нижнем рифее к востоку от области осадконакопления (Гарань, 1963).

Бакальская свита образована главным образом кварцево-слюдистыми филлитовидными сланцами с прослоями известняков и доломитов в верхней части разреза. Из аксессуарных минералов в сланцах бакальской свиты преобладают лимонит, гематит, циркон, а из неустойчивых минералов — оливин. Карбонатные породы содержат строматолиты, среди которых И.Н.Крыловым (1963) определены *Collenia frequens* Walc., *Conophyton cylindricus* Maslov, *Collenia undosa* Walc., *C. symmetrica* Fenton, *C. columnaris* Fenton.

Для строения бакальской свиты характерна цикличность. Можно выделить по крайней мере пять седиментационных циклов, каждый из которых начинается терригенными и завер-

* Если эти наблюдения подтвердятся, то они будут свидетельствовать о наличии на Урале разновозрастных рапакиви: прорывающих саткинскую свиту и более древних, донижнерифейских, продукты размыва которых встречены в айских конгломератах.

шается карбонатными отложениями. В бакальских карбонатных породах установлены залежи сидерита, магнезита и бурого железняка. Мощность свиты достигает 1300 м. Верхняя ее граница характеризуется значительным перерывом в осадконакоплении и трансгрессивным залеганием вышележащей зигальской свиты. Глубина размыва увеличивается в направлении с севера на юг и составляет не менее 500 м.

Определение возраста бурзянской серии имеет принципиальное значение для установления нижней границы рифейского комплекса. К сожалению, пока мы располагаем разнородными и отчасти противоречивыми материалами. Твердо установлено трансгрессивное залегание бурзянской серии на тараташском комплексе, цирконы которого имеют возраст $3420 - 2590 \pm 260$ млн. лет. Резкое различие структурных особенностей и степени метаморфизма позволяет полагать, что тараташский и рифейский комплексы разделены весьма крупным перерывом, значение которого впервые было подчеркнуто М.И.Гаранем (1946).

Из айских песчаников А.А.Краснобаевым были выделены кластогенные цирконы с возрастом 1670 ± 150 и 1860 ± 150 млн. лет.

Определен возраст габбро-норитов Копанско-Кусинской интрузии, рвущей отложения саткинской свиты и содержащей ксенолиты карбонатных пород. Амфибол из этой интрузии имеет возраст 1318, 1720 и 2550 млн. лет, плагиоклаз — 2550, 2790 и 3280 млн. лет, пироксен — 2250 и 3200 млн. лет. Имеются и большие значения — до 4340 млн. лет (Краснобаев и др., 1971). Однозначная геологическая интерпретация этих значений отсутствует.

Рубидий-стронциевым методом изохрон Л.И.Салопом и Г.А.Муриной (1970) определен возраст Бердяушского плутона, прорывающего саткинскую свиту. Получены более высокие значения (1570 ± 60 млн. лет) по сравнению с уже опубликованными датировками (1440 млн. лет). Эти данные важны для определения нижней возрастной границы рифея, точное положение которой пока не установлено.

Юрматинская серия распространена на значительной территории Башкирского антиклинория и расчленяется на три свиты: зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую.

Зигальгинская свита получила свое название от хр. Зигальга. Большинство скальных коренных выходов приурочено к вершинам горных хребтов и окружено обширными делювиальными шлейфами. Свита сложена светло-серыми и серыми кварцитами и кварцитовидными песчаниками с прослоями алевролитов и серых, темно-серых слюдяно-кварцевых и отрелитовых сланцев, которые отмечаются главным образом в средней части ее разреза. В связи с этим зигальгинская свита может быть расчленена на три подсвиты: нижнюю —

кварцитовую, среднюю — сланцевую, верхнюю — кварцитовую. В основании свиты локально распространены галечные конгломераты. В кварцитах отмечаются косая слоистость и знаки ряби, а на поверхности слюдяно-кварцевых сланцев встречены трещины усыхания. Тяжелая фракция зигальгинских кварцитов представлена главным образом цирконом, лейкоксеном, рутилом. Зигальгинские кварциты залегают на машакских отложениях (хребты Шатак, Машак, Ямантау), несогласно перекрывают бакальскую свиту и согласно покрываются зигазино-комаровскими отложениями. Сведения о соотношении зигальгинских и машакских образований противоречивы. Одни авторы (А.И.Иванов и др.) отмечают трансгрессивное залегание зигальгинских отложений на разных горизонтах машакской свиты, другие (М.И.Гарань, Л.Ф.Ротарь) отмечают случаи постепенного перехода. Мощность свиты около 1 000 м.

Зигазино-комаровская свита распространена как на западном, так и на восточном крыле Башкирского антиклинория. Причем на восточном крыле этой структуры зигазино-комаровские отложения, так же как и вышележащие авзянские, несколько сильнее метаморфизованы. По литологическим особенностям зигазино-комаровская свита расчленяется на три подсвиты (Горяинова, Фалькова, 1940). Свита сложена серыми, темно-серыми, зеленовато-серыми слюдяно-кварцевыми и отрелитовыми сланцами, алевролитами, кварцитовидными песчаниками с прослоями доломитов и сидеритов, залегающих в нижней части разреза. Верхняя часть свиты вмещает железорудные месторождения. Мощность свиты 800 — 1 000 м. Вверх по разрезу зигазино-комаровская свита постепенно сменяется авзянскими отложениями.

Авзянская свита имеет довольно сложное строение и расчленяется на пять подсвит (толщ, по схеме О.П.Горяиновой и Э.А.Фальковой, 1940). Она образована чередующимися обломочными и хемогенно-органогенными карбонатными породами. Среди обломочных пород отмечены алевролиты, песчаники и метаморфизованные алевропелиты, превращенные в слюдяно-кварцевые филлитовидные сланцы. Карбонатные породы представлены доломитами, доломитизированными известняками, известняками, местами целиком образованными строматолитами. В карбонатных породах встречаются кремнистые конкреции. К породам авзянской свиты приурочены значительные железорудные месторождения.

Авзянские строматолиты разнообразны: *Collenia frequens* Walcott, *C. columnaris* Fenton, *Baicalia baicalica* (Maslov) Krylov, *Sonophyton* Maslov и др. З.А.Журавлевой (1963) в этих же отложениях определены следующие микрофитолиты: *Osagia tenuilamellata* Reiftl., *Vesicularites flexuosus* Reiftl.

Для глауконитов из обломочных пород авзянской свиты получены значения абсолютного возраста, равные 1 263 млн. лет, что определяет возраст верхних горизонтов юрматинской серии. Мощность авзянской свиты около 1 800 м.

Каратауская серия включает зильмердакскую, катавскую, подинзерскую (симскую), инзерскую, миньярскую и укскую свиты, которые слагают значительную часть Башкирского антиклинория.

Зильмердакская свита сложена главным образом обломочными породами, которые расчленяются на ряд толщ (Олли, 1940), отвечающих двум крупным седиментационным циклам. В нижней части зильмердакской свиты отмечены серые, светло-серые аркозовые песчаники и гравелиты, которые выше сменяются зеленовато-серыми, бордовыми песчаниками, алевролитами и алевропелитами. Отдельные рудные прослои в нижней части зильмердакской свиты обогащены ильменитом и лейкоксеном. В обломочном материале отмечаются фрагменты серых кварцитов, красноцветных песчаников, микроклиновых гранитов и диабазов.

Следующий седиментационный цикл зильмердакских отложений начинается светло-серыми, серыми кварцитами, выше по разрезу которых залегают серые, зеленовато-серые песчаники и алевролиты с редкими прослоями карбонатных пород. Отложения зильмердакской свиты характеризуются многочисленными и разнообразными текстурами зон мелководья — косой слоистостью, знаками ряби, трещинами усыхания и глиптоморфозами соли. Нередко отмечаются следы оползания осадков. Обычно считают, что область размыва в зильмердакское время была сложена преимущественно гранитами. Широкое развитие в зильмердакских конгломератах галек красноцветных песчаников (до 30 — 40% в отдельных разрезах) позволяет полагать, что помимо гранитов существенное значение имели древние красноцветные комплексы.

В восточных разрезах породы зильмердакской свиты более метаморфизованы. Здесь алевролиты и алевропелиты превращены в слюдяные и слюдяно-кварцевые сланцы. Мощность зильмердакских отложений в среднем составляет около 2 000 м. Эта свита со значительным перерывом и местами угловым несогласием залегают на более древних толщах (Соколов, 1947) и согласно перекрывается карбонатными породами катавской свиты.

Катавская свита является характерным маркирующим горизонтом и прослеживается на значительной территории западного склона Южного Урала и Приуралья (скв. Шихан 5). Она сложена тонкослоистыми карбонатными породами, среди которых отмечены известняки, глинистые известняки, мергели, доломитизированные известняки. Характерна окраска этих отложений. В нижней части разреза преобладают бордовые и коричневатокрасные цвета, выше отложения становятся пестроцветными и ленточнослоистыми. Слоистость обуславливается чередованием тонких слоев серой, зеленоватой и розовой окраски. Выше по разрезу слоистость становится более грубой, а окраска более однородной, преимущественно серой с различными оттенками.

В катавской свите восточного крыла Башкирского антиклинория отмечаются прослои обломочных пород. Характерной особенностью карбонатных отложений катавской свиты является резкое преобла-

дание известняков. Доломитизированные известняки здесь встречаются сравнительно редко, а доломиты лишь в виде исключения. На поверхностях напластования мергелистых известняках и обломочных пород катавской свиты отмечены трещины усыхания, глиptomорфозы соли и знаки ряби. Иногда в этих отложениях наблюдаются следы оползания осадков. Строматолитовые известняки имеют в катавских отложениях ограниченное распространение. Более широко они распространены в вышележащей подинзерской свите. Из катавских и подинзерских отложений известны *Katavia katavica* Krylov, *Inzeria tyomusi* Krylov, *Gymnosolen ramsay* Steinmann, *Jugusania cylindrica* Krylov. В этих отложениях установлена *Nubecularites unitormis* Z.Zhur. и онколиты из группы *Radiosus* (Журавлева, 1963). Мощность 350 м.

Подинзерская (симская) свита по литологическим особенностям достаточно резко отличается от катавских отложений, с которыми она нередко объединяется. Она образована преимущественно серыми, светло-серыми толстослоистыми массивными известняками и доломитами, содержащими кремнистые конкреции. Наблюдаются карбонатные брекчии. На верхней поверхности тонкоплитчатых известняков распространены симметричные знаки ряби.

В карбонатных породах значительное развитие получают строматолитовые постройки. Отмечаются прослои со значительным содержанием онколитов из групп *Radiosus*, *Osagia* и своеобразных катаргафий (*Osagia grandis* Z.Zhur., *O. parva* f.nov., *Asterospaeroides* (?) *lucidus* Milts. *Nubecularites* f.indet., *Medullarites zilimicus* f.nov.), а также структуры растворения, напоминающие представителей группы *Medullarites* Nag*. Мощность 250 м.

Инзерская свита образована преимущественно обломочными породами, песчаниками, алевролитами, алевропелитами с прослоями известняков. Наиболее грубозернистые песчаники распространены в нижней части разреза, алевролиты широко развиты в верхней части этой свиты. Песчаники и алевролиты по составу кварцевые, полевошпатовые, полевошпато-кварцевые, в тяжелой фракции преобладает циркон, турмалин, ильменит, лейкоксен, а среди неустойчивых компонентов — пироксены и амфиболы. Обломочные породы обычно тонкослоистые и нередко косослоистые, со знаками ряби на поверхности пластов. Для этих отложений в пределах западного крыла Башкирского антиклинория характерно наличие аутигенного глауконита. На восточном крыле этой структуры глауконит замещается хлоритом, который наследует первичную форму глауконитовых зерен. Значения абсолютного возраста глауконитов инзерской свиты изменяются в довольно ограниченных пределах — 876—932 млн. лет (Полевая и др., 1960). Максимальная мощность свиты не превышает 700 м. Инзерская свита, как это можно наблюдать на р. Кальтыгау, согласно перекрывается миньерскими отложениями.

* Определения Н.С.Крылова.

Миньярская свита сложена главным образом карбонатными породами с прослоями и линзами обломочных отложений; преобладают серые и светло-серые массивные или грубослоистые доломиты, доломитизированные известняки. Характерно обилие и разнообразие строматолитовых построек. Широко распространены карбонатные отложения с кремнистыми конкрециями, которые прослеживаются на определенном уровне в разрезе свиты. Обломочные породы миньярской свиты представлены преимущественно алевролитами и алевропелитами с аутигенным глауконитом. В тяжелой фракции обломочных пород миньярской свиты преобладает гематит, лимонит, циркон, а из неустойчивых компонентов — оливин и моноклинные пироксены. В миньярских карбонатных породах установлены древние карстовые проявления. По литологическим особенностям миньярская свита расчленяется на две подсвиты (Беккер, 1961).

В миньярской свите И.Н. Крыловым (1963) установлены следующие строматолиты: *Minjaria uralica* Krylov, *Pseudokussiella aii* Krylov, *Gymnosolen ramsayi* Steinmann. Из этих отложений З.А. Журавлевой (1963) определены *Asterosphaeroides serratus* Z.Zhur., *Radiosus elongatus* Z.Zhur., *Osagia crispa* Z.Zhur., *Vermiculites anfractus* Z.Zhur., *Glebosites gentilis* Z.Zhur.

В.Е.Забродину (1967) удалось установить два комплекса микрофитолитов в миньярских отложениях: нижний комплекс с широким развитием *Radiosus* и верхний с разнообразными *Vesicularites*. Абсолютный возраст глауконитов из основания миньярской свиты составляет 760 млн. лет. Глаукониты в вышележащих горизонтах этой свиты имеют более молодой возраст — 667, 722, 685 и 733 млн. лет.

Укская свита залегает с небольшим размывом, признаки которого установлены в разрезах как западного, так и восточного крыла Башкирского антиклинория. К числу этих признаков следует отнести: а) срезание подстилающих отложений верхней части миньярской свиты; б) наличие грубозернистых пород (гравелитов на р. Басе или конгломератов с железненной галькой карбонатных пород на р. Юрезани); в) повсеместное ожелезнение в основании укской свиты. В нижней части разреза укские отложения представлены главным образом обломочными породами: косослоистыми песчаниками, гравелитами, алевропелитами с глауконитом. Эти породы переслаиваются с обломочными и оолитовыми известняками, доломитами, мергелями. К этой части разреза приурочены железорудные проявления (бассейн р. Инзер, Кривая Лука, Тирляны). Верхи разреза укской свиты образованы серыми нередко массивными известняками и доломитами со строматолитами.

До недавнего времени в тех разрезах, где вышезалегающие ашинские отложения отсутствуют и девонские слои залегают на нижней песчано-глинистой пачке укской свиты, последняя относилась многими геологами к ашинской серии (реки Сим, Инзер и др.).

Для глауконитов укской свиты получены следующие цифры абсолютного возраста с довольно небольшим разбросом значений: 612,

616, 618, 622, 648 млн. лет. Учитывая наличие в вышележащих ашинских отложениях глауконитов с возрастом 625 млн. лет, можно полагать, что наиболее древние датировки укских глауконитов ближе отвечают истинному их возрасту. В укских отложениях З.А.Журавлевой (1963) установлен многочисленный и характерный комплекс микрофитолитов: *Vesicularites bothrydioformis* (Красноп)*, *V. compositus* Z.Zhur., *V. concretus* Z.Zhur., *Vermiculites irregularis* Reitl., *Osagia monolamellosa* Z.Zhur. и др. Сходный комплекс известен из юдомских отложений Сибири. В укских отложениях И.Н. Крыловым отмечены своеобразные строматолиты — *Linella ukka* Krylov.

Ашинская серия. Породы ашинской серии с размывом залегают на разных горизонтах укской и миньярской свит и более древних образований.

В последнее время на восточном крыле Башкирского антиклинория среди отложений, обычно относимых к ашинским, М.И.Гаранем и Н.П.Гилевой выделена криволукская свита. Ашинские отложения структурно тесно связаны с криволукскими, несмотря на то что их разделяет небольшой перерыв в осадконакоплении. Соотношения криволукской свиты с каратауской серией в пределах Южного Урала являются тектоническими*. На Северном Урале, где также распространены аналоги криволукских отложений (нижнечурочная свита Н.Г.Боровко и др., 1965), они с небольшим перерывом залегают на низьвенских породах. Учитывая тесную структурную связь ашинских и криволукских отложений, их можно рассматривать в составе одной ашинской серии. Последняя может быть расчленена на криволукскую, калыштинскую, урюкскую, басинскую, куркураукскую и зиганскую свиты.

Объем *криволукской свиты* определяется исследователями неоднозначно. По данным Ю.Р.Беккера, в стратотипическом разрезе на р. Белой у Кривой Луки эта свита состоит из следующих толщ (снизу вверх):

1) зеленовато-серых грубослоистых песчаников, алевролитов, алевропелитов. Мощность более 200 м;

2) серых, светло-серых кварцитов с маломощными прослоями зеленоватых сланцев. Мощность 54 м;

3) тонкослоистых серых алевролитов и темно-серых алевропелитов. В верхней части этой толщи отмечаются пластовые залежи диабазов с возрастом 450 млн. лет (калий-аргоновые датировки). На р. Кальтыгау дайка диабазов в той же геологической ситуации имеет возраст 560 — 600 млн. лет. Общая мощность толщи около 200 м.

* Эти формы определены Э.А.Ревенко из коллекции Ю.Р.Беккера в укских отложениях Кривой Луки на восточном крыле Башкирского антиклинория. В.Е.Забродин (1967) относил микрофитолиты из отложений этого разреза к третьему комплексу.

* Исключение в этом отношении не составляет и разрез на левом берегу р. Белой, в 2,8 км выше пос. Мурадымово, где А.В.Ключихин допускал постепенный переход между каратаускими и криволукскими образованиями.

Близкий состав имеет криволукская свита и в других разрезах (Байназарово, Мурадымово и др.). В тяжелой фракции криволукских песчаников преобладает гематит, ильменит, рутил, альмандин, эпидот, апатит.

М.И.Гарань (1963) допускает широкое распространение криволукских отложений в зоне Урал-Тау, однако это мнение нельзя считать обоснованным, так как по имеющимся фактическим материалам разрез зоны Урал-Тау существенно отличается от разреза Башкирского антиклинория.

Калыштинская свита установлена сравнительно недавно. Ранее эти отложения включались в урюкскую свиту (нижнеурюкскую под-свиту, Беккер, 1966). Выделена впервые в 1967 г. на Уфимском совещании по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия.

Калыштинская свита является базальным горизонтом ашинской серии на западном крыле Башкирского антиклинория, в связи с чем ее состав существенно меняется в зависимости от состава подстилающих пород.

На р. Юрезани она образована зеленовато-серыми алевропелитами, аргиллитами и залегающими в основании полимиктовыми конгломератами с галькой подстилающих уксских пород. Переход к вышележащим аркозовым урюкским песчаникам постепенный.

На р. Зилиме в составе калыштинских отложений значительное развитие получают полимиктовые галечные конгломераты с галькой габбро-диабазов и обломками подстилающих пород каратауской серии. К востоку от пос. Бакеево конгломераты подстилаются глауконитовыми алевропелитами и алевролитами с абсолютным возрастом глауконита 625 млн. лет (определение лаборатории ВСЕГЕИ).

В бассейнах рек Урюка и Нугуша калыштинская свита сложена кремнистыми конглобрекциями. Максимальная мощность калыштинских отложений на западном крыле Башкирского антиклинория составляет 90 — 100 м.

На восточном крыле Башкирского антиклинория возрастные аналоги калыштинских отложений обособляются под названием кургашлинской свиты, которая с перерывом залегает на криволукских отложениях и расчленяется на две пачки (снизу вверх):

- 1) редкогалечных тиллоподобных конгломератов;
- 2) пестроцветных ленточнослоистых сланцев с прослоями пестроцветных известняков.

Общая мощность этих отложений составляет 160 — 200 м. Основанием для параллелизации калыштинских и кургашлинских образований является постепенный переход к вышележащим урюкским отложениям и залегание выше уксских отложений.

Урюкская свита распространена на западном склоне Южного Урала и представлена белоцветными аркозовыми песчаниками с прослоями гравелитов. В верхней части этих отложений местами отмечаются пачки бордовых косослоистых песчаников. Мощность около 200 м.

Басинская свита имеет двухчленное строение. Нижнебасинская подсвита сложена серыми, зеленовато-серыми песчаниками, которые вверх по разрезу сменяются алевролитами и алевропелитами. Сходное строение имеют и верхнебасинские отложения, в основании которых залегают грубозернистые песчаники.

Басинские отложения распространены как на западном, так и на восточном крыле Башкирского антиклинория. Их аналоги известны на западном склоне Среднего и Северного Урала и в Приуралье. Переход к урюкским отложениям постепенный, верхняя граница басинских слоев более резкая, но не связана с перерывом в осадконакоплении. Мощность около 1 000 м.

Куркураукская свита имеет локальное распространение на Южном Урале. Образована она коричневато-красными полимиктовыми песчаниками, гравийными и галечно-гравийными конгломератами. Конгломераты выклиниваются в разрезе с востока на запад, в направлении Предуральского прогиба и Русской платформы.

Мощность свиты 240 м. Куркураукские отложения согласно перекрываются зиганской свитой.

Зиганская свита распространена в пределах западного крыла Башкирского антиклинория. Свита представлена серыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и алевропелитами. В верхней части видимого разреза появляются конгломераты, которые позволяют расчленить эти отложения на две подсвиты (Беккер, 1966). Зиганские отложения с размывом перекрываются терригенными породами девона. Мощность свиты составляет около 500 м.

Возраст ашинской серии определяется на основе ее залегания под палеонтологически охарактеризованными ордовиком, силуром, девоном и данных абсолютного возраста глауконитов, для которых получены значения 625, 570 млн. лет, что позволяет относить эти отложения к рифею. Ашинские отложения Башкирского антиклинория принадлежат к древним молассовым образованиям, завершающим рифейский геосинклинальный цикл. Б.С.Соколов и Б.М.Келлер рассматривают укские и ашинские отложения в составе вендского комплекса.

Рифейские отложения Башкирского антиклинория характеризуются линейной складчатостью, осложненной рядом крупных тектонических нарушений, среди которых необходимо отметить Зильмердакский и Алатауский надвиги и систему разломов хр. Каратау. Интенсивность дислокаций в этом комплексе отчетливо увеличивается с запада на восток, от пологих брахиоструктур в краевой западной зоне до крутых изоклинальных складок на восточном крыле Башкирского антиклинория. Сколько-нибудь крупные интрузивные образования в рифейском комплексе неизвестны. Среди более мелких проявлений необходимо отметить небольшие дайки диабазов и конгадибазов, знаменитый Бердяушский плутон рапакиви, а также сиениты с р. Авашли, прорывающие зигальгинские кварциты.

Помимо рифейского комплекса, в западной зоне на Южном Урале отмечен ямантауский комплекс, распространенный в центральной части Башкирского антиклинория. Этот комплекс включает большеинзерские, суранские и юшинские отложения (Иванов, 1937, 1949, 1956).

1. Большеинзерская свита. Кварцевые и полевошпато-кварцевые песчаники с прослоями филлитов и карбонатных пород. Мощность 600 м.

2. Суранская свита. Доломиты с магнезитом, проелон известняков со значительным содержанием обломочного материала, темно-серые филлиты. Мощность достигает 2 600 м.

3. Юшинская свита. Филлиты, полевошпато-кварцевые песчаники, алевролиты с прослоями бурых железняков. Мощность 1 200 м.

К ямантаускому комплексу следует отнести и машакскую свиту, которую обычно включают в состав рифейского комплекса, что вряд ли можно считать справедливым, исходя из структурной и территориальной ее связи с отложениями ямантауского комплекса.

Машакская свита развита локально в центральной части Башкирского антиклинория (хребты Машак, Шатак и др.). Она образована конгломератами, олигомиктовыми песчаниками, слюдяно-кварцевыми и углисто-глинистыми сланцами, эффузивами и туфами основного и кислого состава. Галька машакских конгломератов представлена песчаниками и филлитами юшинской свиты, светлоокрашенными кварцитами, близкими к зигальгинским, и фиолетовыми железистыми кварцитами, которые неизвестны в разрезе древних толщ Башкирского антиклинория. Галька хорошо окатана и обычно имеет в диаметре 5 — 15 см. В некоторых разрезах машакская свита расчленена на толщи, корреляция которых не разработана (Гарань, 1963).

Отложения машакской свиты залегают с размывом на подстилающих юшинских породах и содержат гальку этих пород. Перекрываются машакские отложения, как это установлено на основе детальных съемок, зигальгинскими кварцитами (Иванов, 1956; Решетников, 1960). Это последнее положение оспаривается рядом исследователей (Раабен, 1957; Румянцева, 1960), полагающих, что машакская свита залегают выше зигальгинской.

Определения абсолютного возраста машакских эффузивов колеблются в пределах 640 — 1 250 млн. лет (Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1964).

В Златоустовском районе машакским отложениям отвечают, по мнению М.И.Гараня (1956), метаморфизованные основные и кислые эффузивы, кварциты и гнейсы кувашской свиты. Мощность пород машакской свиты составляет 1 500 — 2 000 м.

Вопрос о возрасте ямантауского комплекса и корреляции его с рифейскими образованиями остается в сущности открытым. По мнению М.И.Гараня (1956), этот комплекс синхронен бурзянской серии, айская свита отвечает большеинзерской, саткинская — суранской и бакальская — юшинской свитам. Подобная корреляция получила

в последнее время широкое распространение и основывается на общем подобии разрезов сравниваемых комплексов. Вместе с тем существует и иной вариант корреляции этих отложений (Иванов, 1937; Келлер, 1952), согласно которому айская свита отвечает машакским образованиям, а более древние образования ямантауского комплекса являются дорифейскими. Этот вариант корреляции разработан с учетом существенных различий в разрезе бурзянских и ямантауских отложений. К их числу следует отнести почти полное отсутствие в ямантауских отложениях строматолитов, микрофитолитов, широко распространенных в бурзянской серии, и ряд других признаков.

В сущности достаточно надежным следует считать лишь верхнюю возрастную границу ямантауского комплекса, которая определяет его дозигальгинский возраст.

Белорецкий комплекс распространен в восточной части Башкирского антиклинория, где протягивается неширокой полосой от района г. Белорецка до широты пос. Узяна. Для разработки стратиграфии этого комплекса существенное значение имели работы А.И.Иванова и Д.Г.Ожиганова. А.И.Иванов (1949) выделяет в составе этого комплекса кызылташскую, аюсапканскую и белятарскую свиты.

1. Кызылташская свита. Слюдяно-кварцевые, графито-слюдяно-кварцевые сланцы с прослоями кварцитов, мраморизованных известняков, доломитов, магнетитов и пачками измененных эффузивов. Мощность более 700 м.

2. Аюсапканская свита. Слюдяно-кварцевые сланцы и слюдястые кварциты. Залегают согласно на кызылташской свите. Мощность 400 — 500 м.

3. Белятарская свита. Измененные основные эффузивы с прослоями слюдяно-кварцевых и графито-кварцевых сланцев. Максимальная мощность 1 000 м.

Отложения белорецкого комплекса перекрыты кварцитами, которые сопоставляются с зигальгинскими отложениями. Эти соотношения определяют возможную верхнюю возрастную границу белорецкого комплекса. Нижняя граница этих отложений не установлена, и вопрос о возрасте комплекса решается с позиций корреляции белорецких и бурзянских образований на основе общего подобия разрезов (Гарань, 1956).

Полюдовское поднятие. Отложения рифейского комплекса распространены и в другой антиклинорной структуре на Северном Урале — в Полюдовском поднятии. Древние толщи этого поднятия представлены двумя сериями: буркочимской и чурочной.

Буркочимская серия включает отложения рассольнинской, деминской и низьвенской свит.

Рассольнинская свита образована зеленовато-серыми, серыми, розовато-серыми аркозовыми, полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевролитами и алевропелитами. Песчаники преобладают в нижней части видимого разреза, алевролиты и алевропелиты — в верхней части свиты. Полный разрез рассольнинской свиты неизвестен, так как в современном геологическом срезе нигде не вскрыто ее основа-

ние. Из пород рассольнинской свиты выделен глауконит с абсолютным возрастом 824 — 927 млн. лет (Боровко и др., 1964). Мощность свиты не превышает 1 000 м.

Деминская свита сложена главным образом карбонатными породами, которые более всего напоминают катавские известняки. Сходство сохраняется и в общей последовательности пород в разрезе. В нижней части разреза деминские отложения представлены бордовыми, коричневато-красными глинистыми известняками и мергелями, которые выше становятся ленточнослоистыми. Слоистость выражается в чередовании серых, зеленовато-серых, голубовато-серых и иных слоев. Глауконит из деминских отложений имеет возраст 860 млн. лет. В строматолитовых известняках деминской свиты определены *Inzeria tjomusi* Kr y l o v, *Jurusania nisvensis* R a a b., *Tungusia Semikh.* и микрофитоциты *Vesicularites gaabenaе* Z a b r. Мощность деминских отложений достигает 350 м.

Деминские отложения согласно перекрываются *низьвенской свитой*, сложенной массивными или толстослоистыми известняками и доломитами, в которых значительное распространение имеют строматолитовые известняки с *Gymnosolen ramsayi* Ste i n m a n n, *Baicalica* sp., *Conophyton miloradovici* R a a b. и др. Стратотипический разрез низьвенской свиты в сущности представляет собой разрез гигантского биогерма или нескольких биогермов. На р. Колчим в низьвенской свите вскрыты светлые кварцевые, по-видимому пляжевые, пески. Нижняя граница свиты условна, а верхняя связана с перерывом в осадконакоплении. В низьвенской свите выявлен обширный комплекс микрофитоцитов, который З.А. Журавлева параллелизует со среднерифейскими (юрматинскими), а В.Е. Забродин — с верхнерифейскими (каратаускими) комплексами Южного Урала. Мощность отложений свиты достигает 1 700 м(?)

По положению в разрезе, литологическим особенностям, геохронологическим датировкам буркочимская серия Колво-Вишерского края отвечает каратауским отложениям Башкирского антиклинория; биостратиграфические данные указывают на более широкий возрастной диапазон, отвечающий среднему и верхнему рифею.

Чурочная серия расчленяется на устьчурочную, среднечурочную, ильявожскую и кочешорскую свиты. Между устьчурочной и среднечурочной свитами устанавливается небольшой перерыв в осадконакоплении; граница между ильявожскими и кочешорскими отложениями нечеткая и некоторые исследователи объединяют эти образования в единую (верхнечурочную) свиту.

Устьчурочная свита расчленяется на три толщи. Нижняя и верхняя толщи образованы сероцветными зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, алевропелитами, а средняя — преимущественно светло-серыми, розоватыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками. В песчаниках и алевролитах отмечается глауконит, абсолютный возраст которого составляет 680 млн. лет. Мощность около 600 м.

Разрез *среднечурочной свиты* начинается базальными конгломератами, которые выше сменяются тиллитами и серыми, темно-серыми

глинистыми сланцами с редкими прослоями светло-серых доломитов. Тиллиты содержат фрагменты песчаников, алевролитов рассольнинской свиты, карбонатных пород низьвенской свиты и гнейсо-гранитных образований. На поверхности обломков отмечаются небольшие царапины и борозды, напоминающие ледниковую штриховку. Глинистые сланцы содержат небольшие фосфатные стяжения. Мощность около 500 м.

Ильвовожская свита сложена разнозернистыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев и конгломератов. Песчаники полевошпато-кварцевые, в тяжелой фракции преобладают циркон, рутил, турмалин, хромшпинелид, гранат. В обломочных породах верхней части свиты содержится значительное количество глауконита, абсолютный возраст которого составляет 620 млн. лет. Мощность ильвовожских отложений около 900 м.

Кочешорская свита образована пестроцветными алевролитами и глинистыми сланцами, которые выше сменяются серыми песчаниками с прослоями конгломератов. В обломочных породах отмечается глауконит с абсолютным возрастом 560 и 590 млн. лет.

Отложения чурочной серии Колво-Вишерского края наибольшее сходство обнаруживают с ашинскими отложениями восточного крыла Башкирского антиклинория. Устьчурочная свита по типу строения и литологическим особенностям близка криволукским отложениям.

Среднечурочная свита отвечает кургашлинским отложениям. Ильвовожская и кочешорская свиты сопоставляются с урюкскими и басинскими отложениями.

Центральная структурно-формационная зона

Особенностью верхнедокембрийских отложений Центральной зоны по сравнению с Западной зоной является преобладание в разрезе терригенных пород (обычно лишенных глауконита) при весьма ограниченном развитии карбонатных пород, а также высокая степень метаморфизма и дислоцированности отложений. Все это весьма затрудняет корреляцию докембрийских отложений Западной и Центральной зон, обычно разделенных тектоническими нарушениями.

С наибольшей полнотой отложения Центральной зоны изучены на Южном и Среднем Урале.

В Златоустовском районе (Гарань, 1969) установлена следующая последовательность докембрийских толщ (снизу вверх):

1. Кувашская свита. Амфиболиты, эпидото-хлоритовые сланцы, альбитофиры, порфиоровидные и слюдяно-кварцевые сланцы, конгломераты. Эти отложения местами гранитизированы и превращены в гранито-гнейсы, для которых рубидий-стронциевым методом получено значение 1311 ± 121 млн. лет (Губенский массив). Мощность 1500 м.

2. Таганайская свита. Кварциты, слюдяные и слюдяно-гранатовые сланцы и графитистые филлиты. Мощность 800 м.

3. Уреньгинская свита. Углистые и графитистые филлиты, слюдяные и слюдяно-гранатовые, слюдяно-ставролит-гранатовые и другие сланцы. Мощность 2 300 м.

4. Уйташская свита. Кварциты, слюдяно-кварцитовые сланцы, аркозовые кварциты. Мощность до 400 м.

Отложения златоустовского комплекса коррелировались М.И.Гаранем с породами бурзянской серии, а позднее кувашская свита была сопоставлена с машакской, зигальгинская с таганайской, уреньгинская с зигазино-комаровской и авзянской свитами, а уйташская с зильмердакской свитой Башкирского антиклинория.

К югу от Златоустовского района разрез докембрийских отложений Центральной зоны заметно меняется. Здесь, в пределах хр. Урал-Тау, выше дорифейских максютовских образований установлены отложения суваянского комплекса, который имеет следующее строение (Горохов, 1964; Криницкий и Криницкая, 1958; Ожиганов, 1955):

1. Уткальская свита. Слюдяно-кварцевые, хлорито-слюдяно-альбитовые сланцы, тонкослоистые слюдяные кварциты. Мощность свиты достигает 1 500 м.

2. Курташская свита. Кварциты с подчиненными прослоями мусковито-кварцевых, хлорито-мусковито-кварцевых сланцев. Мощность не превышает 700 м.

3. Акбиикская свита. Кварциты, переслаивающиеся с хлорито-серицитовыми, серицито-хлорито-кварцевыми сланцами. Мощность 650 — 1 600 м.

4. Белекейская свита. Хлорито-серицитовые, хлорито-серицито-кварцевые сланцы с редкими прослоями песчаников. Мощность до 600 м.

Выше несогласно залегают фаунистически охарактеризованные отложения ордовика. Отмеченная последовательность характерна для южных разрезов хр. Урал-Тау. В более северных разрезах этой зоны устанавливается иная последовательность отложений, которые расчленяются на мазаринскую и укшук-арвякскую свиты.

1. Мазаринская свита. Мусковитовые сланцы, полимиктовые конгломераты, кварциты, измененные эффузивы. Мощность 700 — 800 м.

2. Укшук-арвякская свита. Конгломераты, кварциты, слюдяно-кварцевые сланцы. Мощность около 1 000 м.

Корреляция северных и южных разрезов зоны Урал-Тау представляет одну из наиболее сложных и нерешенных проблем стратиграфии суваянского комплекса.

Отложения суваянского комплекса сопоставляются А.И.Олли и В.А.Романовым (1960) с юматинской и каратауской сериями, а М.И.Гаранем (1963) — с каратауской серией и криволукской свитой. Радиологические определения возраста метаморфических минералов дают цифры в пределах 350 — 450 млн. лет. Имеющийся фактический материал не позволяет отдать предпочтение какой-либо схеме сопоставления этих отложений. В этом направлении необходимы дальнейшие исследования. Аналоги суваянского комплекса в послед-

нее время установлены в Орь-Илекском междуречье (Шарфман, Горохов, 1965) и обособлены по названием каяликской свиты.

Разрез древних толщ Среднего Урала расчленяется на следующие четыре серии: кедровскую, басегскую, серебрянскую, сылвицкую (Младших, Аблизин, 1967).

Нижняя, кедровская серия включает синегорскую и клыктанскую свиты.

1. Синегорская свита. Полевошпато-кварцевые и аркозовые кварциты и черные филлиты. Мощность около 3 000 м.

2. Клыктанская свита. Серые доломиты с прослоями глинистых и карбонатно-глинистых сланцев мощностью около 1 000 м. Палеонтологическая характеристика клыктанских отложений весьма своеобразна. Отмечаются строматолитовые известняки как с *Baicalia baicalica* Krylov, так и с *Linella ukka* Krylov, *Gymnosolen Steinmann*, *Tungussia Semikhatov*, а также с микрофитолиитами, характерными для низьвенской и миньярской свит Северного и Южного Урала (Забродин, 1967)*.

В состав басегской серии входят:

1. Ослянская свита. Серые, светло-серые кварциты. Мощность около 300 м.

2. Щегровитская свита. Базальтовые, авгитовые порфиры, ортофиры, кератофиры, кварцевые порфиры, туфы и лавобрекчии с прослоями кварцито-песчаников и сланцев. Мощность 900 м.

3. Федотовская свита. Темно-серые, черные филлиты с редкими пачками кварцито-песчаников. Мощность 500 — 1 300 м.

4. Усьвинская свита. Зеленовато-серые, серые сланцы с прослоями кварцито-песчаников. Мощность до 1 200 м.

Серебрянская серия состоит из следующих свит:

1. Танинская свита. Редкогалечные конгломераты с прослоями ленточнослоистых сланцев и полимиктовых песчаников. В обломочном материале конгломератов присутствует разнообразный комплекс местных и чужеродных пород: кварцитов, карбонатов, гранитов, основных эффузивов. Широко распространены гальки и валуны кварцитов уютнообразной формы. Мощность 350 — 600 м.

2. Гаревская свита. Зеленовато-серые, темно-серые, зеленовато-голубые ленточнослоистые песчаные сланцы. Мощность 570—730 м.

3. Койвинская свита. Пестроцветные (зеленовато-серые, бордовые) глинистые сланцы с прослоями песчаников, известняков. Иногда в эту свиту включают щелочные базальтоиды, которые представляют самостоятельный стратиграфический горизонт. Определение возраста щелочных базальтоидов обнаруживает широкий разброс значений от 285 до 509 млн. лет, что, по-видимому, связано с влиянием более поздних наложенных процессов. Мощность 12 — 600 м.

4. Бутонская свита. Темно-серые углисто-слюдяно-кварцевые сланцы с повышенным содержанием фосфора и прослоями песчаников. Мощность до 350 м.

*Следует отметить, что *Linella* и *Baicalia* встречаются не совместно, а в разных разрезах клыктанской свиты.

5. Керноская свита. Полевошпато-кварцевые песчаники и гравелиты. Углисто-глинистые сланцы. Мощность до 900 м.

Выше залегают отложения сылвицкой серии, которые расчленяются на следующие свиты:

1. Старопеченская свита. Зеленовато-серые аргиллиты, алевролиты с прослоями полимиктовых песчаников. В основании свиты залегает толща тиллитоподобных конгломератов. Переход к вышележащим переволокским отложениям постепенный. Мощность 500 м.

2. Переволокская свита. Темно-серые, черные алевропелиты, алевролиты, редко песчаники. Мощность до 300 м.

3. Чернокаменная свита. Зеленовато-серые песчаники, алевролиты, аргиллиты с многочисленными текстурами мелководья. Характерно ритмичное строение отдельных частей разреза. Мощность до 1700 м.

4. Устьсылвицкая свита. Полимиктовые песчаники, бордовые алевролиты, алевропелиты. Мощность 350 м.

Корреляция древних толщ Башкирского и Чусовского антиклинориев достаточно сложна в связи с различным характером разрезов. Сходство обнаруживают лишь ашинские и сылвицкие отложения Среднего и Южного Урала, а также катавские и койвенские образования. Однако сопоставлению последних противоречит наличие в клыктанской свите укских строматолитов и микрофитолитов, характерных, по В.Е.Забродину (1967), для миньярской и низьвенской свит Урала. Б.Д.Аблизин, М.Л.Ключина, С.В.Младших, Е.Ф.Пинегин (1965) сопоставляют отложения от клыктанской до керносской свиты с криволюкской свитой Южного Урала. Необходимо отметить, что криволюкская свита понимается авторами в расширенном объеме; в частности, в нее включаются тиллитоподобные конгломераты, принадлежащие ашинской серии. Представляется более вероятным предположение о синхронности тиллитов в основании ашинских серий на Южном и Среднем Урале. Следует указать также, что криволюкская свита хотя и напоминает разрез древних толщ Среднего Урала, однако мощности сопоставленных отложений резко различны.

На Северном Урале рифейские отложения изучены в пределах Верхнепечерского антиклинория (Аблизин, Курбацкий, Крылов, 1969), где установлены следующие отложения:

1. Мойвинская свита. Серые, зеленовато-серые карбонатные, серицит-хлорит-кварцевые сланцы, известняки, доломиты со строматолитами (*Jacutophyton Schap.*, *Baicalia Krylov*). Мощность 700 м.

2. Ишеримская свита. Светло-серые кварциты, конгломераты, биотито-мусковито-кварцевые черные сланцы. В кварцитах отмечаются прослои титано-циркониевых руд и пачки косослоистых песчаников. Породы свиты залегают с перерывом на мойвинских отложениях. Мощность около 2500 м.

3. Велсовская свита. Темно-серые и черные зеленовато-серые хлорито-серицито-кварцевые сланцы с редкими прослоями извест-

няков и доломитов со строматолитами *Tungussia Semikhatov*, *Gymnosolen Steinmann*, а также онколитами (*Osagia columnata Reitl.*, *O. tenuilamellata Reitl.*). Подобный комплекс строматолитов и онколитов встречен в низьвенской свите Северного Урала. Мощность около 2 500 м.

4. Чувальская свита. Зеленовато-серые сланцы с прослоями серых углистых сланцев, песчаники, основные эффузивы, туфы и туфосланцы, известковистые сланцы. Мощность около 3 000 м.

На отложениях чувальской, велсовской, ишеримской свит с глубоким размывом залегают песчаники тельпосского ордовика с *Tritoechia*. Корреляция древних толщ Верхнепечерского антиклинория основана на литологических аналогиях и биостратиграфических критериях. Строматолиты мойвинской свиты характерны, по мнению И.Н.Крылова, для самых верхних горизонтов среднего рифея. Ишеримская свита по литологическим особенностям несколько напоминает зильмердакские отложения в восточных разрезах Башкирского антиклинория. Велсовская свита содержит каратауские строматолиты, напоминающие строматолиты низьвенской свиты и онколиты (по З.А.Журавлевой) среднерифейского облика. Таким образом, биостратиграфическая характеристика велсовских отложений довольно противоречива. Учитывая, что подобные онколиты определены З.А.Журавлевой и в низьвенской свите, и исходя из общей последовательности разреза, Б.Д.Аблизин, А.М.Курбацкий и И.Н.Крылов полагают, что велсовские отложения отвечают всей надзильмердакской части каратауской серии (без укской свиты). Чувальская свита отвечает криволукским и устьчурочным отложениям. К более молодым отложениям рифея в этом разрезе принадлежат конгломераты, обнаруженные в верхах чувальской свиты Н.П.Старковым.

Стратиграфия древних толщ Приполярного Урала разработана К.А.Львовым. Позднее стратиграфическая схема древних толщ Ляпинского антиклинория была существенно уточнена и детализирована (М.С.Бельский, В.Н.Малашевский, Л.Т.Белякова). К рифейским отложениям в этих разрезах, по данным Л.Т.Беляковой (1971), может быть отнесен мощный комплекс пород, охарактеризованный ниже.

1. Няртинская свита. Светлые мусковитовые и амфиболитовые парагнейсы с прослоями слюдястых сланцев, кварцитов, мраморов, и амфиболитов. Мощность более 1 500 м.

2. Маньхобеинская свита. Кварциты и светлоокрашенные гнейсы с мусковитом и биотитом. Мощность до 900 м.

3. Шокурьинская свита. Слюдястые мраморы, сменяющиеся хлорито-альбито-кварцевыми сланцами и конгломератами. В мраморах обнаружены водоросли, определенные А.Г.Вологиным (1967) как *Mugandavia magna Vol.* и *Nelcanella* (верхи среднего и низы верхнего протерозоя Дальнего Востока, мурандавская и гонамская свиты). Близкие формы встречены в онежской серии Карелии. Мощность 600 м. К рифею эти образования отнесены условно, возможен и более древний, дорифейский их возраст.

4. Пуйвинская свита. Зеленовато-серые, темно-серые филлитовидные, прослоями вулканогенные сланцы с пачками кварцитов. Мощность 1 800 — 2 000 м.

5. Хобейнская свита. Залегает с размывом на пуйвинской. В нижней части сложена кварцитами, кварцито-песчаниками, реже конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются тонкополосчатыми слюдяно-кварцевыми и известковистыми сланцами. Мощность до 1 000 м.

6. Мороинская свита. Основные вулканогенные, филлитовидные известковистые сланцы, алевролиты, песчаники, слюдястые известняки, доломиты. В доломитах мороинской свиты обнаружены археоциаты и археоциатоподобные организмы *Urcyathus artus* Vol., *Ajacyathus* sp., определенные А.Г.Вологдиным. Эти находки не были повторены, но в этих же обнажениях собраны микрофитоциты четвертого (укского) комплекса: *Vesicularites bothrydioformis* Krasnop., *V. concretus* Z.Zhur., *V. porrectus* Zhur., *Nubecularites abustus* Zhur. (определение З.А.Журавлевой). Повторные сборы из этих же мест обнаружили микрофитоциты, характерные для верхов миньярской и укской свит Южного Урала: *Osagia milsteinae* Zabr., *O. pullata* Zabr., *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr. Мощность 1 400 м.

7. Саблегорская свита. Сложена основными эффузивами, которые вверх по разрезу сменяются более кислыми разновидностями. В этих отложениях установлены диабазы, андезитовые и базальтовые порфириды и их туфы, кварцевые порфиры, фельзиты. В самых верхах свиты отмечены красноватые полимиктовые песчаники, конгломераты с галькой основных и кислых эффузивов. В Вангырском районе эти отложения отнесены Г.А.Черновым (1948) к лаптопайской свите. По данным В.Н.Пучкова, в конгломератах лаптопайской свиты содержатся обломки нижележащих пород, включая доломиты с онколитами и валуны кварцевых порфиритов.

Саблегорские отложения с угловым несогласием перекрываются ордовикскими. Мощность саблегорской свиты 2 000 — 3 000 м, а лаптопайской — 700 — 1 500 м. Л.Т.Белякова отмечает наличие латеральных переходов между саблегорскими и лаптопайскими отложениями.

Древние толщи Приполярного Урала параллелизовались К.А.Львовым (1957) с каратауской серией, а П.М.Есиповым — с юрматинской и каратауской сериями Южного Урала. На основании находок археоциатоподобных организмов К.А.Львов рассматривал древние отложения Приполярного Урала (за исключением «шатмагинских» гнейсов) в составе кембрия.

Параллелизация древних толщ Ляпинского антиклинория с каратаускими и, возможно, более древними образованиями рифея сохраняет свое значение. Повторные специальные сборы в этих отложениях не обнаружили кембрийских остатков, а установили микрофитоциты верхнерифейского облика.

Аналоги мороинской и саблегорской свит установлены и на западном склоне Приполярного Урала, в пределах Лемвинского синклинория, где они образуют осадочно-вулканогенные комплексы мощностью до 3000 м. Среди вулканогенных пород преобладают основные эффузивы, которые ассоциируют с большим количеством пирокластических отложений. Рифейские отложения близкого состава и стратиграфического диапозона установлены на западном склоне Полярного Урала, севернее Лемвинского синклинория. На севере горного массива Манита-Нырды в этих отложениях обнаружены катаграфии четвертого комплекса*, характерные для укской свиты Южного Урала.

Верхнепротерозойские отложения значительно развиты на восточном склоне Полярного Урала. Однако они еще весьма слабо изучены. Имеются две прямо противоположные точки зрения на последовательность напластования этих отложений (Сафронов, 1956; Раабен, 1963; Караченцев и др., 1964). Возраст этих отложений также является предметом острой полемики. Некоторые исследователи древние толщи Полярного Урала относят к кембрию или даже частично к ордовику. Ввиду отсутствия органических остатков эти представления требуют дальнейшего обоснования.

Восточная структурно-формационная зона

Восточная зона выделяется в известной мере условно, так как разрезы верхнего докембрия здесь фрагментарны и слабо изучены. Более полно по сравнению с другими территориями верхнедокембрийские отложения обследованы в пределах антиклинорных структур восточного склона Южного Урала. В Брединском районе к верхнему протерозою может быть отнесена чулаксайская свита и ее возрастные аналоги. Эти отложения залегают на кусоканской свите, образованной гнейсами, амфиболитами, мраморами, слюдяными сланцами, и перекрываются рымникскими отложениями, которые залегают ниже фаунистически охарактеризованных ордовикских слоев. В Троицком районе, на р. Санарке, аналоги чулаксайских отложений перекрываются, по данным Н.Ф.Мамаева, фаунистически охарактеризованными нижнекембрийскими отложениями.

Чулаксайская свита представлена серыми, темно-серыми углестыми кварцитами, кремнистыми сланцами, филлитами. Мощность свиты 750 м, а в отдельных разрезах достигает 2000 м.

Аналоги чулаксайской свиты установлены, по данным Н.Ф.Мамаева и др. (1963), в Сысертском, Мугоджарском, Мурзинском и Салдинском антиклинориях, где они представлены углисто-кварцевыми, графитистыми кварцитами и амфиболитами. Мощность около 1000 м.

Возраст порфириров чулаксайской свиты в стратотипическом разрезе по р. Картубай — 460 млн. лет. По-видимому, эта цифра

* Определения З.А.Журавлевой, В.Е.Забродина.

полученная калий-аргоновым методом, не определяет истинного возраста этих пород.

Органические остатки в чулаксайских отложениях отсутствуют. Сторонники палеозойского возраста чулаксайских отложений нередко ссылаются на старые проблематичные находки кораллов, криноидей и растительных остатков. Эти находки не были повторены, несмотря на тщательные поиски. Более того, фациальные условия формирования чулаксайских отложений таковы, что крайне сомнительно появление в этих отложениях кораллов и криноидей. Видимо, эти остатки были встречены в более молодых образованиях, несколько напоминающих чулаксайские толщи. Условно, исходя из литологических особенностей, чулаксайские отложения Восточной зоны сопоставляются М.И. Гаранем (1963) с юрматинской серией Башкирского антиклинория.

Рымникская свита несогласно перекрывает чулаксайские отложения. Она имеет широкое распространение на восточном склоне Южного Урала и представлена зелеными полимиктовыми песчаниками, которые переслаиваются с туффиловыми и филлитовыми сланцами. В обломочном материале песчаников установлены фрагменты кварца, полевого шпата, кремнистых пород. В тяжелой фракции песчаников встречены гематит, лейкоксен, хромит, магнетит, циркон, рутил, ильменит и др. Мощность рымникских отложений варьирует от 950 до 1200 м. Аналоги рымникских отложений установлены в Мугоджарах и на восточном склоне Среднего Урала. По литологическим особенностям и положению в разрезе рымникские отложения сопоставляются с ашинскими отложениями Урала.

Тиман

Тиман, полуострова Канин и Рыбачий образуют единую гиперборейскую складчатую зону, древние толщи которой обнаруживают значительное сходство. В широком плане эта складчатая область представляет самостоятельную западную виргацию рифеид Урала.

Стратиграфия древних толщ Тимана рассматривается в многочисленных публикациях, среди которых необходимо отметить работы Э.А. Кальберг (1948), О.А. Солнцева (1959), В.С. Журавлева и М.И. Осадчука (1963), А.Б. Наливкина (1962), В.А. Разницына (1965), Ф.Я. Волочаева, А.И. Кукушкина, К.А. Львова (1967) и др.

По характеру формаций и степени метаморфизма на Тимане отчетливо обособляется Западная структурно-формационная зона (Журавлев и Осадчук, 1963), включающая Ксенофоновское поднятие, Джежим-Парму, Юго-Западное Притиманье и большую часть Четласского камня, и Восточная зона, охватывающая Северный Тиман, северо-восточную часть Четласского камня, Вымскую гряду, Оч-Парму и Юго-Восточное Притиманье.

Западная структурно-формационная зона

Наиболее полный разрез древних толщ Западной зоны отмечен на Среднем Тимане в пределах Четласского камня. Здесь, начиная снизу, установлена следующая последовательность напластования отложений (Журавлев и Осадчук, 1963):

1. Светлинская свита. Кварциты серые, светло-серые, мономиктовые слюдястые с прослоями кварцево-слюдястых сланцев. Мощность свиты достигает 1 850 м.

2. Четласская свита. Несогласно перекрывает светлинские отложения. В основании свиты установлен прослой конгломерата с галькой кварца, кварцита и сланца. Выше залегают серые, темно-серые, местами светлые песчаники, переслаивающиеся с кварцево-серицитовыми и турмалино-кварцево-слюдястыми сланцами. Четласская свита расчленяется М.И.Осадчуком на четыре подсвиты. В первой и третьей подсвите песчаники и кварциты преобладают над сланцами, во второй и четвертой подсвите отмечаются обратные соотношения.

Первая подсвита сложена серыми и темно-серыми кварцитами, песчаниками с подчиненными прослоями филлитов. Мощность 600 — 700 м.

Вторая подсвита образована кварцево-серицитовыми, серицито-кварцевыми, углисто-глинистыми сланцами с маломощными прослоями песчаников и алевролитов. Песчаники в отдельных прослоях известковые. Мощность 500 — 550 м.

Третья подсвита несколько напоминает первую. Для нее характерно наличие «пятнистых» кварцитов, образующих в ее основании устойчивый маркирующий горизонт. Помимо кварцитов, в этой подсвите широко распространены кварцево-хлорито-серицитовые сланцы и алевролиты. Мощность 700 — 750 м.

Четвертая подсвита представлена микрослоистыми серыми и зеленовато-серыми алевролитами, песчаниками, серицито-кварцевыми, углисто-глинистыми сланцами и полевошпатовыми кварцитами. Мощность до 700 м.

Максимальная мощность четласских отложений на Среднем Тимане не превышает 2 600 м, а на Южном Тимане — 700 м.

3. Джежимская свита. В пределах Среднего Тимана расчленяется В.С.Журавлевым и М.И.Осадчуком на две подсвиты: нижнюю — преимущественно сланцевую и верхнюю — кварцевую. В связи с тем, что непосредственного соотношения джежимской и четласской свит не установлено, некоторые исследователи (А.Б.Наливкин и др.) нижнюю подсвиту рассматривают в составе четласских отложений. В нижней подсвите джежимской свиты существенное значение имеют серые и темно-серые кварцево-серицитовые сланцы с прослоями алевролитов, песчаников, кварцитов. В верхней подсвите преобладают серые полевошпато-кварцевые и аркозовые песчаники и кварциты с прослоями алевролитов, сланцев и конгломератов. На Южном Тимане весь видимый разрез джежимской свиты состоит из

кварцитов и кварцитовидных песчаников. Мощность джежимской свиты 850 м.

4. Быстринская свита. Соотношение быстринской свиты с ниже лежащими отложениями не установлено. Однако большинство исследователей рассматривают ее как наиболее молодой горизонт в разрезе древних толщ Тимана. Быстринские отложения отмечаются в пределах как западной (Южный Тиман), так и восточной (Средний Тиман) зоны Тимана.

Наибольшей полноты разрезы быстринских отложений достигают на Среднем Тимане, где эта свита расчленяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (павьюгская свита А.Б.Наливкина) сложена мраморизованными известняками, доломитами с прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев. Среди карбонатных пород встречаются рифогенные, строматолитовые и кремнистые образования. Среди строматолитов на Южном Тимане М.Е.Раабен установлены *Gymnosolen gamsayi* Steinm. и *Conophyton*, отмеченные в миньярских отложениях Башкирского антиклинория. Позднее М.Е.Раабен (Журавлев и др., 1966) продолжила список строматолитов из быстринской свиты Южного Тимана, который теперь включает *Gymnosolen giganteus* Raaben, *G.Steinm.*, *Inseria diejimi* Raaben, *Conophyton miloradovici* Raaben. На Среднем Тимане в этих же отложениях определена *Gymnosolen assimetrica* Raaben. Эта форма встречена в низьвенских отложениях Полюдова кряжа. Помимо строматолитов, в быстринских отложениях Южного Тимана В.Е.Забродин (1967) определены микрофитолиты: *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. pussillus* Zabr., *V. parvus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr. *Osagia maculata* Zabr., *O. milsteinae* Zabr., *O.pullata* Zabr., *Asterosphaeroides ruminatus* Zabr. Определение В.А.Разницыным среднерифейских микрофитолитов с р.Вапал является, по мнению В.Е.Забродина (1967), ошибочным. Мощность подсвиты 2 000 м.

Верхняя подсвита (оселковая, по Э.А.Кальберг) образована темно-серыми, серыми феллитизированными глинистыми сланцами с прослоями доломитов и известняков. В сланцах установлены чешуйки хлорита, биотита, рудные минералы, турмалин. Мощность около 1 800 м.

Восточная структурно-формационная зона

В этой зоне наиболее распространены кислоручейские отложения, установленные на Среднем и Южном Тимане. Ранее эти отложения рассматривались Э.А.Кальберг в составе четлаской свиты. Соотношение кислоручейских отложений с породами Западной зоны трактуется исследователями неоднозначно. По мнению В.С.Журавлева и М.И.Осадчука, кислоручейская свита залегает выше быстринских отложений; А.И.Кукушкин, К.А.Львов, Ф.Я.Волочаев, З.И.Дзю сопоставляют эти отложения с четласкими сланцами.

Не исключено, что в Восточной зоне распространены образования более древние по сравнению с Западной зоной. Для кварцево-серицито-хлоритовых сланцев кислоручейской свиты (Разницын, 1965) Э.К. Герлингом получены калий-аргоновым методом следующие значения абсолютного возраста: 780, 790, 700, 687 млн. лет. По-видимому, эти цифры указывают на время метаморфизма кислоручейских отложений. Если это предположение справедливо, то кислоручейская свита должна рассматриваться среди добыстринских отложений. Приведенные данные подтверждаются и определением абсолютного возраста гранитов Омра-Сайвинского батолита, для которого получено значение 585 млн. лет. Эти граниты прорывают кислоручейские сланцы. Кислоручейская свита расчленяется на четыре подсвиты. В нижней и верхней подсвитах преобладают серые, темно-серые тонкоплитчатые кварцево-серицитовые и биотито-кварцево-серицитовые сланцы с редкими прослоями кварцитовидных песчаников. Во второй и особенно третьей подсвите содержание кварцитовидных песчаников и алевролитов заметно увеличивается. Характерной особенностью третьей подсвиты является наличие магнетитовых песчаников. В отдельных прослоях песчаников установлена слабая карбонатность. Общая мощность кислоручейских отложений достигает 4 300 м.

На Северном Тимане распространены отложения барминской свиты, представленные серыми, темно-серыми кварцево-серицитовыми сланцами, мощность которых достигает нескольких километров. Барминские отложения прорваны многочисленными интрузивными образованиями основного и кислого состава. В.С. Журавлев и М.И. Осадчук (1963) сопоставляют барминские отложения с кислоручейской свитой.

Отложения Западной зоны Тимана отвечают каратауской и юрматинеккой сериям Башкирского антиклинория; породы Восточной зоны Тимана по своему структурному положению и составу обнаруживают некоторое сходство с образованиями хр. Урал-Тау.

Полуостров Канин

Древние толщи п-ва Канин довольно слабо обнажены и закартированы в пределах Камня Камня на севере и Камня Лудоватого на юге.

Так же, как на Тимане, на п-ве Канин отчетливо обособляются две структурно-формационные зоны. Древние толщи Камня Камня обнаруживают значительное сходство с образованиями Восточной структурно-формационной зоны Тимана. Карбонатная толща Камня Лудоватого принадлежит другой зоне, являющейся, по-видимому, продолжением Западной структурно-формационной зоны Тимана.

В пределах Камня Лудоватого, вдоль западного и восточного побережья, обнажены черные, темно-серые, серые и зеленоватые, местами розоватые доломиты и доломитизированные известняки, час-

точно мраморизованные и смятые в складки с крутым падением крыльев. Известняки рассечены кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми жилами. Известняки водорослевые со строматолитами, среди которых М.Е. Раабен определены *Gymnosolen giganteus* Raaben, *G. ramsayi* Steinm., *Inzeria djejimi* Raaben, *Rammites concrescens* Raaben (Журавлев и др., 1966). Близкий комплекс строматолитов установлен в быстринской свите Тимана, низвенской свите Полюдова кряжа и миньярской свите Южного Урала. Севернее известняки с *Gymnosolen* известны на о-ве Кильдин. Мощность около 1 500 м.

Структура Канина Камня понимается исследователями неоднозначно. По мнению Е.М. Люткевича, это антиклинорий, по данным В.Г. Черного (1965) — синклинорий. В связи с этим и стратиграфическая схема Канина Камня существует в двух основных вариантах.

В.Г. Гецен (1971) рифейские отложения Канина Камня расчленяет на тарханскую и табуевскую серии.

Тарханская серия состоит из трех толщ. Нижняя толща сложена кварцево-биотитовыми, амфибол-кварцево-биотитовыми сланцами с пачками слюдистых кварцитов. Мощность 500 м. Средняя толща образована кварцево-биотитовыми, плагиоклаз-кварцево-биотитовыми, цоизит-хлорит-биотитовыми сланцами. Мощность 2 500 м. Верхняя толща представлена несколькими макроритмами, каждый из которых начинается кварцито-песчаниками и завершается кварцево-биотит-хлоритовыми сланцами. Мощность толщи до 2 000 м. Общая мощность серии около 5 000 м.

Табуевская серия без видимого углового несогласия залегает на тарханских отложениях. Разрез ее начинается серыми, светло-серыми аркозовыми и олигомиктовыми кварцито-песчаниками (300 — 350 м). Выше залегают алевролиты мощностью около 600 м, которые вверх по разрезу сменяются зеленовато-серыми, темно-серыми кварцево-серицитовыми сланцами с отдельными прослоями известняков общей мощностью около 2 000 м. Табуевская серия завершается карбонатно-сланцевой толщей мощностью 900 м. Общая мощность серии 3 800 м. Тарханскую серию В.Г. Гецен сопоставляет со средне-рифейскими, а табуевскую — с верхнерифейскими образованиями.

Возраст филлитов и кристаллических сланцев Канина Камня, определенный калий-аргоновым методом, изменяется в пределах 483 — 620 млн. лет, что фиксирует, по-видимому, время метаморфизма пород.

Соотношения карбонатных пород мыса Лудоватых с преимущественно терригенными образованиями Канина Камня не установлено в связи с отсутствием непосредственных контактов. Этот вопрос обычно решается исходя из соотношения их возможных возрастных аналогов на Среднем Тимане или с помощью иных косвенных данных. Как уже отмечалось, на Тимане вопрос о соотношении является спорным. По одним представлениям, быстринские отложения венчают разрез протерозоя Тимана, по другим — кислоручейская свита залегает выше быстринских отложений (Журавлев, Осадчук, 1963).

Те же представления были высказаны о соотношении пород Канина Камня и карбонатных толщ мыса Лудоватого (Е.М. Люткевич, А.С. Коссовой, В.С. Журавлев, М.И. Осадчук, В.Г. Черный).

Полуостров Рыбачий

Гиперборейская складчатая зона устанавливается на п-ве Рыбачьем и протягивается далее на север за пределы СССР в Норвегию.

Геология п-ва Рыбачьего рассматривается в трудах К. Лупандера (Lupander, 1934), В. Теннера (1936), А.А. Полканова (1934), Е.М. Люткевича и Л.Я.Харитоновой (1958), в материалах Д.Ф. Агапьева и Т.П. Вронко, а в последнее время в работах Б.М. Келлера, А.В. Копелиовича и Б.С. Соколова (1963), Э.И. Сергеевой (1967), а также В.З. Негруцы и др., (1968).

Докембрийские отложения п-ва Рыбачьего характеризуются линейной складчатостью, обычной для других складчатых зон. Отмечаются преобладание северо-восточных падений и существенный метаморфизм отложений, превращенных в филлитовидные, аспидные сланцы. Отложения п-ва Рыбачьего образуют единый комплекс пород, в пределах которого не установлены региональные перерывы или крупные структурные перестройки. Это позволяет объединять породы полуострова в единую серию, которая получила название серии п-ва Рыбачьего.

Согласно схеме Б.М.Келлера и Б.С.Соколова, эта серия расчленяется на следующие свиты (снизу вверх):

1. Эйновская свита. Образована грубозернистыми песчаниками с прослоями мелкогалечных полимиктовых конгломератов и сланцев. Она слагает основную часть территории п-ва Рыбачьего. На юге эйновская свита по тектоническому контакту граничит с разными горизонтами кильдинской серии (землепахтинская, поропелонская свиты). Здесь, в зоне контакта у губы Эйна, В.З.Негруца отмечал несогласные залегания эйновских конгломератов на глинистых сланцах, возраст которых неясен, но условно они сопоставлялись им с поропелонской свитой кильдинской серии. Верхний контакт свиты нечеткий; в приконтактной зоне отмечается постепенный переход в вышележащие отложения зубовской свиты. Конгломераты приурочены к нижней части эйновской свиты и значительно реже отмечаются в ее верхах, где широко распространены песчаники. На основе этих данных в эйновской свите могут быть выделены две толщи: а) нижняя, конгломерато-песчаная, мощностью около 1 000 м и б) верхняя, преимущественно песчаная, названная В.З.Негруцей перевальной. Мощность около 1 000 м.

В обломочном материале конгломератов отмечаются как осадочные (кварциты, сланцы, песчаники), так и эффузивные породы (диабазы, мандельштейны, туфобрекчии, кислые эффузивы), а также гнейсы и гранитоиды. В песчаниках часто выделяются конкреции, образованные местным обломочным, но более карбонатным матери-

лом. Эти конкреции легко выветриваются, и на их месте наблюдаются зияющие пустоты.

Переслаивание конгломератов, песчаников, сланцев иногда приобретает ритмичный характер.

2. Зубовская свита. Довольно широко распространена вдоль северо-восточного побережья п-ва Рыбачьего. Сложена полимиктовыми конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и известняками. Нередко в породах этой свиты отмечаются характерные оползневые смятия. Конгломераты распространены в нижней части разреза свиты, что позволяет В.З.Негруце выделять их в самостоятельный стратиграфический горизонт (майский). Мощность 900 м.

3. Цыпнаволоцкая свита. Распространена на небольшой территории в крайней восточной части п-ва Рыбачьего. В свите преобладают тонкослоистые глинистые сланцы, алевролиты с прослоями известняков и туффитов. Среди известняков Э.И.Сергеева (1967) отмечает строматолитовые постройки. Полный разрез этой свиты неизвестен. Видимая мощность около 200 м.

4. Скарбеевская свита. Распространена локально в северо-западной части п-ва Рыбачьего и отделена от эйновских отложений региональным разломом. В связи с этим стратиграфическое положение скарбеевской свиты в сводном разрезе п-ва Рыбачьего не установлено. Судя по общему облику пород и строению разреза, наиболее вероятно ее принадлежность к единой серии п-ва Рыбачьего. Скарбеевская свита выделена В.З.Негруцей (1968); А.Д.Агапьевым и П.П.Воронко эта свита включалась в состав отложений, позднее получивших название зубовской свиты. Однако тектонические контакты на границе зубовской и скарбеевской свит и заметное литологическое своеобразие сравниваемых отложений делает подобное объединение весьма проблематичным.

Скарбеевская свита сложена ритмично чередующимися полимиктовыми песчаниками, темно-серыми алевролитами, аргиллитами, мергелями, известняками. В основании ритмов отмечаются линзы полимиктовых конгломератов с галькой гранита и фосфоритов. Среди скарбеевских глинистых сланцев отмечаются дисковидные карбонатные и глинисто-карбонатные конкреции, на верхней поверхности которых иногда отмечаются проблематичные образования, отнесенные В.С.Соколовым к гигантским медузоидам. В аргиллитах и алевролитах скарбеевской свиты наблюдаются текстуры подводного оползания, а на поверхности пластов — иероглифы. Видимая мощность пород скарбеевской свиты не менее 500 м.

Относительно возраста пород п-ва Рыбачьего высказано две диаметрально противоположных точки зрения. Согласно одной из них, выдвинутой А.А.Полкановым и поддержанной Б.С.Соколовым и Б.М.Келлером, отложения серии п-ва Рыбачьего древнее пород п-ва Среднего. Согласно другим представлениям (Т.П.Воронко, Д.Ф.Агапьев, Е.М.Люткевич, Л.Я.Харитонов, В.З.Негруца), отложения серии п-ва Рыбачьего моложе пород п-ва Среднего.

Первая точка зрения основывается на большей измененности пород п-ва Рыбачьего по сравнению с отложениями п-ва Среднего (большой метаморфизм, региональный кливаж, наличие кварцевых жил и т.д.). Вторая точка зрения базируется на непосредственных соотношениях, отмеченных в зоне региональных разломов, а также на наличии в гальке мотовских конгломератов, включаемых в состав эйновской свиты, пород, близких к породам п-ва Среднего.

В связи с этим большое значение приобретают геохронологические данные.

В гиперборейских отложениях п-ва Рыбачьего глауконит отсутствует, и имеющиеся определения возраста этих образований (887 и 715 млн. лет) получены калий-аргоновым методом по валовым пробам из филлитов, стратиграфическое положение которых, к сожалению, не определено. Геологическая трактовка этих цифр вызывает дискуссию. По мнению В.З.Негруцы, они отражают возраст кластогенной слюды и, следовательно, древнее истинного возраста этих отложений. По мнению Ю.Р.Беккера, цифры указывают на время метаморфизма или иных позднейших изменений уже сформировавшихся пород и, следовательно, определяют верхнюю возможную границу образований п-ва Рыбачьего.

Необходимо отметить, что стратиграфические соотношения отложений п-вов Среднего и Рыбачьего могут оказаться и более сложными. Отложения этих полуостровов образуют крупные и вполне самостоятельные структурно-формационные зоны: платформенную на п-ве Среднем и миогеосинклиналию на п-ве Рыбачьем. Поэтому они, возможно, не надстраивают друг друга в сводном разрезе, а фашиально замещаются, сохраняя принадлежность к примерно одновозрастному комплексу. Те сближенные соотношения, которые отмечаются сейчас между этими зонами, являются более поздними, возникшими в результате тектонических перемещений, наличие которых неоднократно отмечалось в литературе.

Кавказ

В пределах альпийского обрамления Русской платформы докембрийские образования существенное значение имеют в строении Кавказа и Карпат.

На Кавказе к протерозою относят складчатые метаморфические толщи, выступающие в ядрах антиклинальных структур. Наибольшим распространением древние метаморфические породы пользуются в пределах кристаллического ядра альпийского мегантиклинория Большого Кавказа. Небольшие выходы их известны также в Дзиркульском массиве Грузии и в ряде пунктов Южной Армении.

Протерозойские отложения принимают участие в строении трех доальпийских тектонических зон Большого Кавказа (с севера на юг): Бечасынской, Передового хребта и Главного хребта.

Метаморфические сланцы Бечасынской зоны выступают из-под мезозойского осадочного чехла по глубоким долинам рек Кубани,

Малки, Баксана и Чегема (рис. 5). В междуречье Малки и Чегема единый в структурном отношении метаморфический комплекс подразделен на две серии: хасаутскую и чегемскую.

Хасаутская серия развита в северной части Бечасынской зоны, где она слагает ядро субширотной Мушта-Малкинской антиклинали. В южном крыле складки серия связана постепенным переходом с чегемской серией, а в северном крыле с угловым несогласием перекрыта урлешской свитой нижнего палеозоя (?). Далее к северу хасаутская серия установлена под осадочным чехлом в районе г. Кисловодска.

Хасаутская серия подразделяется на три свиты (Потапенко, 1969).

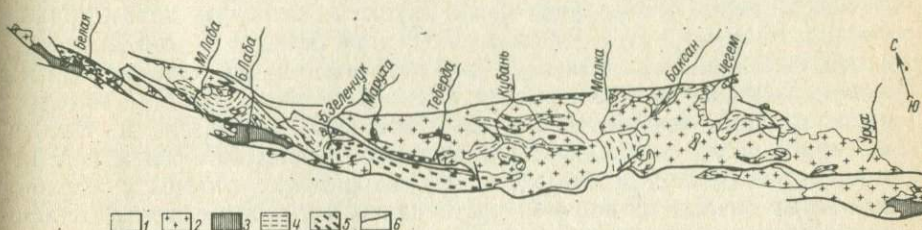


Рис. 5. Схема строения кристаллического ядра Главного Кавказского хребта. Составил Ю.Я. Потапенко с использованием материалов Е.А. Снежко и М.Л. Сомина.

1 — верхнепалеозойские и более молодые отложения; 2 — гранитоиды (древние толщи); 3 — лабинская серия; зеленчукская серия; 4 — макерская свита; 5 — буульгенская свита; 6 — разломы.

В основании разреза залегают биотит-кварцевые сланцы муштинской свиты, испытавшие контактовые воздействия малкинской интрузии палеозойских гранитов. Мощность свиты около 600 м.

Вышележащая малкинская свита характеризуется пестрым литологическим составом. Нижнюю часть ее слагают аповулканогенные амфиболовые и хлоритовые сланцы. В средней части преобладают порфириды и порфиритонды с хорошо различимыми реликтовыми структурами. В северном крыле Мушта-Малкинской антиклинали вулканогенную толщу прорывают мелкие тела гранофировых плагиогранит-порфиров, представляющие, возможно, жерловую фацию палеовулканов. Обломки этих плагиогранит-порфиров наряду с другими породами малкинской свиты присутствуют в вышележащем внутриформационном конгломерате. Разрез свиты завершается толщей филлитов с прослоями мелкозернистых известняков. В южном крыле Мушта-Малкинской антиклинали, где породы заметно сильнее метаморфизованы, этой толще отвечают графито-кварцевые сланцы с линзами известняков. Мощность малкинской свиты 1 100 — 1 700 м.

Шиджатмазская свита представлена монотонной толщей зеленокаменных туффитов среднего состава. В средней и верхней частях свиты отчетливо выражена ритмичность с постепенным переходом мелкозернистых метатуффитов вверх по разрезу в тонкозернистые

хлорит-альбитовые сланцы. Свита сложена хлорит-альбитовыми и эпидот-хлорит-альбитовыми сланцами с подчиненными телами порфиритоидов. Мощность свиты около 1 000 м.

Чегемская серия развита только в южной части Бечасынской зоны, в долине р. Чегем. В основании видимой части разреза серии залегает толща белых кварцитов мощностью до 300 м. Близкие к ним по составу кварциты начинают разрез чегемской свиты и в верховьях р. Малки. Серия представлена мелкозернистыми сланцами и гнейсами. Среди сланцев преобладают кварц-альбит-серицитовые, эпидот-хлорит-кварцевые, кварц-актинолит-хлоритовые и актинолит-биотитовые разновидности.

Один из наиболее полных разрезов протерозоя обнажен в западной части Бечасынской зоны, по долине р. Кубани. Метаморфические породы образуют здесь крупную, сложную антиклиналь с ядром близ устья руч. Джаланкол. В ядре складки и, по-видимому, в основании разреза залегает джаланкольская свита темно-серых тонкозернистых кварцитовидных сланцев и филлитов с маломощными линзами мраморов. Видимая мощность свиты 600 м. Выше в южном крыле антиклинали обнажается кубанская свита, включающая амфиболовые кварц-серицит-хлоритовые сланцы и мелкозернистые гнейсы. В верхней части свиты четко выделяется толща темно-серых, реже светлых кварцитов с прослоями кварц-слюдяных сланцев и линзами мраморов. Для кварцитов кубанской свиты, в отличие от кварцитов чегемской серии, характерно постоянное присутствие графита, окатанного циркона, а в средней части толщи — терригенного микроклина. Общая мощность свиты достигает 2 500 м.

Кубанская свита перекрывается толщей зеленых хлорит-альбитовых сланцев и порфиритоидов, аналогичных породам шиджатмазской свиты верховьев р. Малки. Эти породы сменяются мощной толщей фельдшпатизированных слюдяных сланцев, не отличимых от порфиробластовых сланцев чегемской серии.

Сопоставить метаморфический комплекс р. Кубани с малкинским разрезом не удастся. Верхние горизонты кубанского разреза обнаруживают большое сходство с чегемской серией и шиджатмазской свитой. Более нижние горизонты, которые должны соответствовать хасаутской серии, существенно отличаются от нее составом пород и более высокой степенью метаморфизма.

Урлешская свита с размывом и базальным кварцевым конгломератом в основании залегает на породах хасаутской серии. В естественных выходах свита распространена по долинам рек Хасаута и Малки. Породы свиты недавно вскрыты бурением под осадочным мезозойским чехлом значительно севернее, по р. Ольховке, близ г. Кисловодска. Свита сложена преимущественно среднезернистыми кварц-плагиоклазовыми и кварцитовидными песчаниками, содержащими маломощные прослои красных алевролитов. Возраст свиты в настоящее время принимается как нижне-среднекембрийский на основании данных Ю.Я.Потапенко и С.П.Момот (1965), которые в вышележащих верхнесилурийских отложениях обнаружили глыбы

среднекембрийских известняков в ассоциации с песчаниками, близкими песчаникам урлешской свиты. Базальный конгломерат в основании свиты в таком случае может фиксировать перерыв на границе докембрия и кембрия, отчетливо выраженный во многих районах земного шара. Однако в равной степени возможным является и более древний (вендский) возраст урлешской свиты, если учесть несомненное литологическое сходство свиты с вендскими отложениями Русской платформы.

Метаморфические породы Бечасынской зоны первоначально условно относили к докембрию (Герасимов, 1940; Кузнецов, 1947). Позднее высказывалось мнение о нижнепалеозойском возрасте этих отложений, основанное на предположении о том, что глыба среднекембрийских известняков, найденная А.П. Герасимовым (1940) в долине еще в 1918 г. (бассейн р. Малки), происходит из хасаутской серии (Кизельватер, 1960). Однако вскоре были получены данные, подтвердившие первую точку зрения. Ю.Я. Потапенко и С.П. Момот (1966) выяснили, что глыбы среднекембрийских известняков находятся в перетолженном состоянии во внутриформационном конгломерате верхнесилурийской лахранской свиты. Отсутствие в конгломерате обломков метаморфических пород, резкое отличие кембрийских известняков от пород хасаутской серии и ассоциация их с обломками песчаников, подобных песчаникам урлешской свиты, исключают возможность происхождения известняков кембрия из хасаутской серии. Б.В. Тимофеев (1962) указал на находку в филлитах хасаутской серии микроскопической водоросли из рода *PterospERMopsis* W. Wetzel, свидетельствующую о возрасте сланцев не древнее «синия». Таким образом, можно считать чегемскую и хасаутскую серии досреднекембрийскими, скорее всего рифейскими.

В тектонической зоне Передового хребта кристаллические сланцы протерозоя обнажены на сравнительно небольшой площади в междуречье Малой и Большой Лабы, где слагают ядро Блыбской антиклинали. Толща кристаллических сланцев достигает мощности около 5 км и подразделяется на две свиты. Нижняя свита сложена амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, переслаивающимися с плагиогнейсами. Верхняя свита представлена преимущественно кварцмусковитовыми сланцами с гранатом. По геологическим данным определено, устанавливается досреднедевонский возраст кристаллических сланцев, так как в северном направлении они погружаются под вулканогенную толщу среднего девона.

В тектонической зоне Главного хребта метаморфический комплекс обнажен на протяжении 400 км — от р. Белой на западе до р. Алдан на востоке. Комплекс подразделяется на две серии: нижнюю — зеленчукскую и верхнюю — лабинскую (Снежко, 1968). К протерозою относится зеленчукская серия.

Зеленчукская серия включает буульгенскую и макерскую свиты. Почти на всем протяжении Главного хребта между истоками Лабы и Зеленчука свиты разделены разломами, и лишь в долине р. Пишиш можно наблюдать согласное налегание сланцев макерской свиты на амфиболиты буульгенской.

Буульгенская свита сложена биотит-роговообманковыми гнейсами и амфиболитами с редкими линзами мраморов. Мощность около 2 000 м.

Макерская свита представлена преимущественно слюдяными сланцами и гнейсами с прослоями амфиболитов и мраморов. В верховьях р. Большой Лабы, где мигматизация не проявлена, в составе свиты различают две толщи: нижнюю — тонкополосчатых двуслюдяных гнейсов (500 — 600 м) и верхнюю — грубозернистых кварцево-слюдяных сланцев (свыше 1 800 м). Максимальная мощность свиты 2 800 м.

В восточной части зоны Главного хребта стратиграфическими аналогами макерской свиты являются уллучиранская*, безенгийская и лабарданская свиты, выделенные И.Г.Кузнецовым (1947). Улучиранская свита развита в водораздельной части Главного хребта и, по-видимому, является наиболее древней. Она представлена слюдяными гнейсами с прослоями амфиболитов и мраморов общей мощностью около 2 000 м. Безенгийская свита сложена преимущественно кварцево-слюдяными сланцами, для которых характерны многочисленные послойные жилки кварца и широкое распространение андалузита. В верховьях р. Черка безенгийская свита разделена на две толщи: нижнюю (2 000 м) — слюдяных сланцев и гнейсов и верхнюю (100 м) — кварцево-слюдяных сланцев, переслаивающихся с амфиболитами. В долине р. Чегем на сланцы безенгийской свиты налегают амфиболиты и слюдяные сланцы лабарданской свиты.

Крайние восточные выходы кристаллических сланцев зеленчукской серии, известные под названием буронской свиты, расположены по р. Ардон. Свита представлена кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, кварцитами и порфироидами. Наличие порфиридов и графитосодержащих сланцев сближает буронскую свиту с хасаутской серией и кубанской свитой Бечасынской зоны.

Докембрийский возраст зеленчукской серии принимается по ряду косвенных данных. Главными из них являются глубокий метаморфизм пород серии и структурное положение их в ядре мегантиклинория Большого Кавказа. Следует отметить, что зеленчукская серия образует единый структурный комплекс с вышележащей лабинской серией (Снежко, 1968; Потапенко и др., 1971). Верхние горизонты последней содержат остатки криноидей (Потапенко и др., 1971) и, следовательно, не могут быть древнее ордовика. С учетом этих новых данных докембрийский возраст лабинской серии возможен при наличии в ее кровле скрытого стратиграфического несогласия.

Докембрийские метаморфические породы Большого Кавказа существенно различаются по составу и степени метаморфизма, что затрудняет надежную их корреляцию.

Кристаллические сланцы Главного и Передового хребтов отличаются наиболее высокой степенью метаморфизма, отвечающей ам-

* Название предложено В.М.Андреевым.

фиболитовой и частично гранулитовой фации. В Бечасынской зоне степень метаморфизма пород убывает с юга на север от эпидот-амфиболитовой фации до самых низкотемпературных субфаций фации зеленых сланцев.

На территории Грузии породы докембрия — нижнего палеозоя обнажены в Дзирульском и Локском кристаллических массивах.

В Дзирульском массиве различаются две группы метаморфических пород — кристаллические сланцы и менее метаморфизованные сланцы. Кристаллические сланцы встречаются в виде ксенолитов различной величины в палеозойских гранитоидах. Преобладают биотитовые гнейсы, амфиболиты, роговообманково-биотитовые и слюдяные сланцы. В зонах контакта с гранитоидами гнейсы мигматизированы.

Вторая группа метаморфических пород обнажается на двух изолированных участках Дзирульского массива.

Основная часть разреза сложена слабо метаморфизованными осадочными породами: углистыми и глинистыми сланцами, аркозовыми и граувакковыми песчаниками. Кроме того, в состав свиты входят мраморы, хлорито-сланцевые, слюдисто-графитовые и кварц-мусковит-гранатовые сланцы; встречаются также рассланцованные магматические породы основного состава. В линзах мраморов А.Г. Вологдиным определены археоциаты (Кузнецов, 1932), а З.А. Журавлевой — катаграфии (Кожухаров и др., 1971). На основании этих находок принимается нижнекембрийский возраст слабо метаморфизованных пород Дзирульского массива, а к докембрию условно относятся кристаллические сланцы.

В Локском массиве имеются незначительные по площади выходы графитовых, хлоритовых, мусковитовых и двуслюдяных сланцев, амфиболитов, мраморов, кварцитов и гнейсов. По аналогии с Дзирульским массивом они условно относятся к докембрию — нижнему палеозою.

В Армении наиболее крупными являются два выхода древних метаморфических толщ — Арзаканский и Апаранский, расположенные к западу от оз. Севан, в верховьях рек Раздан и Касах. В обоих случаях кристаллические породы несогласно перекрыты верхнемеловыми и третичными отложениями.

Метаморфический комплекс здесь подразделен на четыре свиты (Аракелян, 1957). Наиболее древняя, арзаканская свита представлена биотит-мусковитовыми, биотит-мусковит-кварцевыми и графитизированными сланцами. Нижние горизонты свиты интенсивно метаморфизованы под воздействием лейкократовых гранитов. Видимая мощность свиты более 500 м. Выше залегает бжнуяльская свита, представленная хлорит-эпидотовыми, кварц-хлоритовыми сланцами, филлитами с линзами мраморов и доломитов. Мощность свиты 250 — 300 м. Третья (дзораглухская) свита сложена роговообманковыми сланцами с линзами сланцев и мраморов. Мощность около 800 — 1000 м. Завершается метаморфический комплекс агверанской свитой. В ней преобладают слабо метаморфизованные эффу-

зивы основного состава и их пирокластитолиты (туфы, туфобрекчии, туфопесчаники). В основании свиты отмечен конгломерат. Общая мощность свиты составляет 800 м. Возраст метаморфических пород Арзаканского и Апаранского массивов определяется условно по аналогии с Дзирульским массивом как докембрий — нижний палеозой.

Южные выходы древних метаморфических пород на территории Армении установлены в Восточном Зангезуре, в бассейне р. Охчи (Белов, 1968), где они протягиваются узкой полосой северо-западного простирания от с. Шишкерт до с. Техи. Метаморфическая толща сложена филлитами, хлоритовыми сланцами, доломитами и кварцитами. Мощность толщи около 1100 м. Достаточно определенно устанавливается досреднедевонский возраст метаморфического комплекса. По набору пород он похож на описанные выше древние свиты Армении и ближе всего напоминает верхний докембрий — кембрий Северного Ирана.

В целом метаморфические породы Большого Кавказа, Грузии и Армении, по-видимому, относятся к структурному комплексу, сформировавшемуся в геосинклинальную стадию байкальского геотектонического цикла. К орогенной стадии этого цикла может быть отнесена молассовидная формация урлешской свиты, сохранившаяся лишь на Северном Кавказе, в пределах Бечасынской зоны. Нельзя, однако, исключать возможность выявления на Кавказе и более древних, дорифейских гранито-гнейсовых комплексов.

Карпаты

В Карпатах докембрийские образования обнажены в пределах Раховского и Чивчинского массивов, которые являются частями Мармарошской глыбы, находящейся на территории Румынской Народной Республики.

Подробное описание стратиграфии древнейших пород Раховского массива приводится в работе Л.Г.Ткачука и Д.В.Гуржия (1957). Указанные авторы в разрезе домезозойского фундамента этого массива выделяют три серии первично-осадочных пород, отделенные друг от друга угловыми несогласиями: белопотокскую гнейсово-сланцевую, деловецкую карбонатно-сланцевую и кузинскую филлитовую. Белопотокская серия разделяется авторами на гнейсово-сланцевую свиту, представленную парагнейсами и кристаллическими сланцами (300 м), и кварцитовую, сложенную кварцитовыми сланцами (180 м). Деловецкая серия разделяется на три свиты: подкарбонатную (сланцы), карбонатную (кристаллические известняки с прослоями сланцев) и надкарбонатную (сланцы, мраморовидные известняки, амфиболиты). Мощности свит соответственно 380, 300 и 320 м. Кузинская серия сложена темно-серыми и черными филлитами с прослоями кварцитов и известняков. Мощность 220 м. Белопотокскую серию авторы относят к протерозою, деловецкую — к нижнему палеозою (?), а кузинскую — к верхнему палеозою.

Несколько иное расчленение и иную интерпретацию возраста пород предлагает А.К.Бойко. Кузинскую серию он относит к мезозою, а все нижние образования считает докембрийскими (1965) или нижнесреднепалеозойскими (1966). Среди этих образований им выделяются следующие свиты: белопотокская (гнейсы, сланцы, амфиболиты), бутинская (сланцы) деловецкая и ее фациальный аналог берлебашская (сланцы, гнейсы, порфириды), мегурская (сланцы, кварциты). Последняя соответствует верхней части деловецкой серии Л.Г.Ткачука и Д.В.Гуржия. Несогласий между свитами А.К.Бойко не усматривает (Бойко и др., 1967).

На территории Чивчинского массива разрез доальпийского комплекса менее полный, чем в Раховском массиве. С.Г.Рудаков (1966) выделяет здесь три свиты: боеровскую (кварциты, мраморизованные известняки, сланцы), баласинувскую (туфоиды, кварциты, кварцевые порфириды, сланцы), ластунскую (кварциты, сланцы). По мнению С.Г.Рудакова, боеровская свита имеет силурийский возраст и соответствует нижней части деловецкой свиты Раховского массива; баласинувская свита относится к девону и соответствует верхней части деловецкой свиты в понимании А.К.Бойко (1965); ластунская свита (нижний карбон) сопоставляется с мегурской свитой Раховского массива.

Обобщенная стратиграфическая схема доальпийских образований Раховского и Чивчинского массивов может быть представлена в следующем виде:

Чивчинский массив	Раховский массив
Ластунская свита	Мегурская свита
Баласинувская свита	Берлебашская свита — Деловецкая свита
Боеровская свита	Бутинская свита
	Белопотокская свита

Достоверных данных, указывающих на возраст свит доальпийского комплекса, в настоящее время нет. Высказанные различными авторами предположения основываются главным образом на радиологических данных или на общегеологических сопоставлениях. Большая работа по определению возраста этих пород проведена Г.Х.Чеджемовым, О.В.Цюнь (Бойко и др., 1967; Матковский и др., 1967), а также Лабораторией абсолютного возраста ИГН АН УССР. Определения проводились калий-аргоновым методом по новообразованным минералам: слюдам и роговым обманкам либо по породе в целом. Однако полученные цифры не отражают возраста седиментации и отвечают времени метаморфизма. Анализ геологической истории Карпат показывает, что породы доальпийского фундамента неоднократно переживали эпохи тектогенеза. Кроме альпийского тектогенеза, они подвергались воздействиям герцинского, а также более древних тектогенезов. Столь сложная история развития обус-

ловила присутствие в породах фундамента не только древних аутигенных минералов, но и молодых. Это привело к омоложению радиологического возраста пород. Поэтому наиболее близкими к истинным являются самые высокие, «реликтовые» значения возраста.

Для пород Раховского массива получено два реликтовых значения (Семененко и др., 1967): одно — 760 млн. лет (для белопотокской свиты) и другое — 585 млн. лет (привязка не указана). Остальные 15 определений дали цифры, не входящие за пределы 300 млн. лет.

Приведенные реликтовые значения возраста позволяют заключить, что в пределах Раховского массива обнажаются породы, подвергшиеся метаморфизму в позднем докембрии. Возможно, этот метаморфизм связан с предвендским тектогенезом, широко проявившимся на территории Русской платформы и на Урале. Время седиментации этих пород в таком случае можно считать верхнепротерозойским (рифейским). В первую очередь это относится к белопотокской свите, однако не исключено, что дальнейшие исследования позволят распространить эти выводы и на другие свиты метаморфического комплекса.

Для метаморфических пород Чивчинского массива произведено 29 определений возраста калий-аргоновым методом. Из них 27 не выходят за пределы 340 млн. лет, а два близки к реликтовым значениям, полученным для Раховского массива: 588 и 630 млн. лет (Семененко и др., 1965). Эти значения показывают, что в Чивчинском массиве также присутствуют породы докембрия.

Таким образом, можно считать доказанным, что в Раховском и Чивчинском массивах обнажены породы докембрия. Неясным остается вопрос об объеме докембрийских отложений и их соотношении с более молодыми образованиями.

Сравнительное изучение докембрия складчатого обрамления Русской платформы показывает большое его разнообразие как в отношении полноты разрезов, так и в отношении состава этих образований. Широкое развитие имеют отложения венда, установленные на Южном, Среднем, Северном, Приполярном Урале, в Мугоджарах, на Северном Кавказе и среди гиперборейских отложений п-ва Среднего. Вендские отложения с перерывом залегают на подстилающих породах докембрия и по составу, положению в разрезе и текстурным особенностям принадлежат к древним молассам.

Значительное развитие в структурах складчатого обрамления Русской платформы имеют отложения верхнего рифея. Местами они распространены более широко по сравнению с вендскими отложениями, что обусловлено, по-видимому, предкембрийским перерывом и размывом, уничтожившим в первую очередь породы венда.

В складчатых системах Европейской части СССР известно два типа позднерифейских разрезов. Разрезы первого типа образованы терригенно-карбонатными миогеосинклинальными толщами с мощными пачками строматолитовых доломитов, известняков и красно-

цветными образованиями с широко развитыми текстурами мелко-водья. В этих разрезах обычно устанавливаются на двух-трех уровнях терригенные породы с глауконитом. Разрезы второго типа образованы осадочно-вулканогенными эвгеосинклинальными толщами. Среди вулканитов преобладают эффузивы основного состава и лишь местами отмечаются их кислые разновидности.

Средне- и нижнерифейские отложения развиты на более ограниченных площадях по сравнению с верхнерифейскими толщами; изучены преимущественно их миогеосинклинальные формации. Соотношение нижнерифейских отложений с дорифейскими толщами известно лишь в Башкирском антиклинории, где их разделяет огромный перерыв и структурное несогласие.

В задачи дальнейшего изучения докембрия складчатых систем, обрамляющих Русскую платформу, входит получение сводного разреза этих образований, выявление характера соотношений рифейских образований с разновозрастными дорифейскими комплексами и определение возраста базальных отложений рифея.

VI. СТРОЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В позднедокембрийской истории геологического развития Русской платформы выявлено два этапа развития: довендский (рифейский) и вендский (Брунс, 1957; Новикова, 1959). Каждый из этапов характеризуется специфической тектонической обстановкой, определенным набором пород и типом магматизма. Поэтому довендские и вендские образования Русской платформы относят к двум различным структурным этажам.

ДОВЕНДСКИЙ (РИФЕЙСКИЙ)* СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Рифейские отложения Русской платформы приурочены к своеобразным структурам — протяженным и относительно узким прогибам, или авлакогенам. Впервые на эту особенность обратил внимание Н.С.Шатский (1955).

Рифейские авлакогены Русской платформы имеют преимущественно диагональные направления — северо-восточное (Воляно-Оршанский, Солигаличско-Яренский, Доно-Медведицкий) или северо-западное (Рязано-Саратовский, Камско-Бельский; Беломорский, Ладожский). Однако наряду с диагональными отмечаются субширотные (Радаевско-Абдулинский) и субмеридиональные (Кажимский) направления.

Все крупные авлакогены осложнены более мелкими структурами типа грабенов (Кокарский, Варзи-Ятчинский). В зонах замыкания Радаевско-Абдулинского, Кажимского авлакогенов образуются многочисленные разветвления (Валеев, 1966).

* В дальнейшем довендский этаж для краткости будет называться рифейским. При этом необходимо иметь в виду, что рифей в стратотипическом разрезе включает и возрастные аналоги вендских отложений Подолии. (Прим. ред.)

Наиболее полные разрезы рифея установлены в восточной части платформы. Для прогибов западных районов характерны, как это было отмечено еще Н.С. Шатским (1960), сокращенные разрезы рифея.

Восточные районы

К крупным рифейским структурам востока Русской платформы относятся Камско-Бельский, Радаевско-Абдулинский и Кажимский прогибы.

Разрезы рифея в пределах Камско-Бельского прогиба наиболее полно изучены в северо-западной и центральной его частях. Здесь Л.Ф. Солонцов и др. (1966) выделяют две серии: кырпинскую и мишкинскую.

Кырпинская серия соответствует мощному (не менее 3 000 м) циклу осадконакопления и может быть подразделена на четыре свиты: тюрюшевскую, арланскую, орьебашскую и надеждинскую.

1. Тюрюшевская свита. Типовой разрез изучен в скважине Тюрюшево-2 в интервале 2 687 — 2 030 м. Здесь под отложениями венда вскрыты пестроокрашенные полевошпато-кварцевые разнозернистые песчаники, переходящие в гравелиты и конгломераты с прослоями алевролитов и аргиллитов. Тюрюшевские песчаники вскрыты также на Азеве-Салаушской и Кокарской разведочных площадях, в Сектыре, Постоле, Кулиге и Карача-Елге. Ни одной из скважин свита не пройдена полностью. Нигде также не вскрыт ее контакт с вышележащими толщами рифея. Однако, основываясь на данных картирования (Якобсон, 1967), можно полагать, что тюрюшевская свита перекрывается арланской.

Породы тюрюшевской свиты рвутся габбро-диабазы с возрастом 1 336 — 1 380 млн. лет (Гаррис, 1965). Определение по базальтовым порфиридам в скв. Кучук-163 дало цифру 1 650 млн. лет, однако поскольку эта скважина не вышла из интрузивного тела, нельзя с уверенностью сказать, сечет ли это тело тюрюшевские песчаники или подстилает их. Судя по тому, что аналогичные по составу интрузивные породы известны в соседней скважине № 61 среди тюрюшевских песчаников, можно предположить, что рассматриваемое тело также является секущим, и считать возраст тюрюшевской свиты более древним, чем 1 650 млн. лет. Остальные три свиты четко выделяются в разрезе Орьебашской скважины № 82, являющейся стратотипическим разрезом кырпинской серии.

2. Арланская свита (5 013 — 4 020 м). Аргиллиты темно-серые, коричнево-серые, тонкослоистые, кремненные, с прослоями алевролитов, песчаников и доломитов, количество которых вверх по разрезу возрастает. Вскрыта также в скважинах Арлан-36 (являющейся стратотипом свиты), Саузбаш-2, Бураново, Киенгоп. Возраст по глаукониту 1 470 — 1 535 млн. лет (Казаков и др., 1967).

3. Орьебашская свита. Полностью вскрыта скважиной Орьебаш-82 на глубине 4 020 — 2 354 м. Связана постепенным переходом

с арланской свитой и представлена пелитоморфными и в различной степени раскристаллизованными доломитами серыми до белых с прослоями черных аргиллитов. Эта свита вскрыта также в скважинах Черновская-41, Киенгоп, Арлан-36, Бураново и др.

4. Надеждинская свита. Кроме Орьебашской скважины № 82 (2 354 — 2 298 м), свита вскрыта в скважине Надеждино-27 (2 463 — 2 230 м), а также на Гожанской и Чекмагушской разведочных площадях. Эта свита, по-видимому, соответствует регрессивной части кырпинского цикла осадконакопления и представлена тонкопереслаивающимися коричневыми аргиллитами, глинистыми алевролитами и доломитами с мергелями, которые с горячим контактом рвутся оливиновыми габбро-диабазами (Морозов, Постников, 1962). Определение возраста габбро-диабазов калий-аргоновым методом дает цифры двух порядков: 1 032 — 1 175 млн. лет и 1 420 млн. лет (Виноградов и др., 1960).

Кырпинская серия является древнейшим подразделением осадочного чехла на востоке Русской платформы. Особенности строения позволяют сравнить ее с бурзянской серией западного крыла Башкирского антиклинория. Обе серии отвечают мощным трансгрессивно-регрессивным циклам с мощными толщами доломитов в средней части. Данные абсолютного возраста также позволяют синхронизировать кырпинскую и бурзянскую серии.

В противоречии с таким выводом находятся результаты изучения микрофитоцитов, которые позволяют верхнюю часть арланской и орьебашскую свиты в скважине Арлан-36 (глубина 2 632 — 2 048 м) относить к верхнему рифею, а нижнюю часть арланской свиты — к нижнему рифею (Морозов, Ревенко, 1969). Таким образом, приходится допустить, что внутри совершенно однородной толщи выпадает весь среднерифейский комплекс.

Верхнерифейские микрофитоциты обнаружены также в орьебашской свите стратотипического разреза.

Мишкинская серия подразделяется на гожанскую и штандинскую свиты (Солонцов и др., 1966). Стратотипический разрез гожанской свиты вскрыт скв. № 23 Гожанской разведочной площади в интервале 2 300 — 2 135 м. Залегают породы свиты трансгрессивно на разных горизонтах кырпинской серии. Главнейшими породами гожанской свиты являются красноцветные, прослоями светло-серые полевошпатовые кварцевые песчаники и реже алевролиты.

Типовой разрез штандинской свиты изучен в скважине Уржумово-4 (2 382 — 2 297 м). Штандинская свита отличается от гожанской широким развитием тонкообломочных и карбонатных пород — аргиллитов и доломитовых мергелей.

Стратиграфическое положение мишкинской серии точно не установлено. Широкое развитие красноцветных терригенных пород позволяет сравнить ее с зильмердакской свитой верхнего рифея Урала. Такой точки зрения в настоящее время придерживается большинство исследователей. В частности, отражена она и на рас-

смастриваемой карте. С другой стороны, в различных лабораториях получен ряд значений возраста более 1 000 млн. лет для интрузивных пород, рвущих свиту, что позволяет рассматривать ее в составе среднего рифея. В любом случае трудно объяснить находки в породах серии IV комплекса микрофитолитов, которые указывают на вендский возраст отложений (Морозов, Ревенко, 1969).

Радаевско-Абдулинский прогиб представляет собой широтно ориентированную отрицательную структуру протяженностью около 400 км. На карту дофанерозойской поверхности выходит только западная часть прогиба. На востоке его контуры скрыты образованиями венда. Суммарная мощность рифейских толщ в этой зоне, судя по данным геофизики и бурения, достигает 7—8 тыс. м. Полные разрезы рифея проилены скважинами в центральной и западной зонах прогиба. Здесь мощность рифея сокращается до 1 300 м и менее.

Разрез рифея в центральной зоне Радаевско-Абдулинского прогиба детально описан К.Р.Тимергазиным (1959).

В Серафимовской скважине № 377 К.Р.Тимергазин (1959) выделил калтасинскую и серафимовскую свиты.

1. Калтасинская свита. В составе свиты выделяются две толщи: терригенная и карбонатная.

Нижний горизонт терригенной толщи (2 339—2 974 м) — красновато-коричневые полевошпато-кварцевые неравнозернистые песчаники с каолиновым цементом. Средний горизонт (2 339—2 832 м) — светло-серые и желтоватые полевошпато-кварцевые песчаники. Эти два горизонта Л.Ф.Солонцов и др. (1966) выделяют в самостоятельную троицкую свиту. Верхний горизонт (2 832—2 757 м) — алевролиты и мелкозернистые песчаники серые, прослоями зеленовато- и коричневатого-серые, с глауконитом. По Л.Ф.Солонцову и др. (1966) — мизгиревская свита.

Карбонатная толща (2 757—2 679 м) — доломиты и доломитовые мергели розовые, светло-серые и бурые. Эта толща выделяется под названием малокамышской свиты (Солонцов и др., 1966).

2. Серафимовская свита. В составе свиты К.Р.Тимергазин выделил две толщи: песчаников, чередующихся с алевролитами (2 679—2 521 м) и терригенных пород с прослоями и цементом доломитовых мергелей (2 521—2 455 м).

Однако детальное изучение разреза серафимовской свиты позволило установить, что она представлена двукратным чередованием пачек песчаников и пачек аргиллитов с прослоями алевролитов. Содержание же карбонатного материала в глинистых пачках, по данным С.Г.Морозова, не превышает 3% (Солонцов, 1960, 1963).

В ряду других скважин центральной зоны Радаевско-Абдулинского прогиба (Леонидовка-229, Серафимовка-119, Бавлы-20 и др.) разрез терригенных толщ описанной скважины Серафимовка-377 сверху дополняется леонидовской свитой кварцевых песчаников (до 727 м). Существует мнение, что леонидовская свита четко отделяется от нижележащих образований и должна рассматриваться

как самостоятельное стратиграфическое подразделение (Тимергазин, 1962). Однако новые данные бурения не подтверждают такого вывода. В скважине Шкапово-740 под вендским комплексом вскрыта толща чередующихся терригенных пород рифея мощностью более 1 640 м, среди которых выделяются как микроклино-кварцевые песчаники «серафимовского» типа, так и чисто кварцевые песчаники, сходные с песчаниками леонидовской свиты. Оба типа пород образуют здесь сложное переслаивание, что позволяет рассматривать серафимовскую и леонидовскую свиты как фациальные разновидности единой в возрастном отношении толщи. Эта толща широко развита на востоке Русской платформы и прослеживается по скважинам на север-северо-восток от Серафимовского района. Она вскрыта на Ленинской, Старо-Петровской и Уржумовской разведочных площадях Башкирии и далее на север, практически не меняя своего строения и состава, переходит в гожанскую свиту Прикамья.

Вопрос о возрасте рассматриваемой серафимовско-леонидовской свиты* решается точно так же, как и в случае с соответствующей ей гожанской свитой. Преобладание красноцветных терригенных пород позволяет сопоставить ее с зильмердакской свитой, наличие же рвущих габбро-диабазов (более 1 000 млн. лет) говорит о более древнем ее возрасте.

Неясным остается вопрос о стратиграфическом положении так называемой «калтасинской» свиты (троицкой, мизгиревской и малокамышской свит) центральной зоны Радаевско-Абдулинского прогиба. Если считать правильным вывод о тесной связи «калтасинской» свиты с серафимовской (Тимергазин, 1959) и о постепенном переходе между ними, то, видимо, она должна быть включена в состав описанной выше соловьевкинской свиты. Если же калтасинская свита отделяется от соловьевкинской перерывом, который устанавливает Л.Ф. Солонцов, то можно допустить более древний ее возраст.

На территории Кажимского прогиба, на Кажимской, Кинчинской, Сырьянской и Чигиренской площадях, вскрыты розовые и розовато-серые песчаники кажимской свиты рифея, литологически сходные с породами тюрюшевской свиты. Перекрыты эти образования породами среднего девона или венда. В наиболее полных разрезах (Кажим, Кинчино) по особенностям вещественного состава свиту можно подразделить на две пачки. Предполагается, что мощность кажимской свиты не менее 1 000 м.

Центральные районы

В пределах центральных районов Русской платформы рифейские образования выполняют Рязано-Саратовский (Пачелмский) и Солигаличско-Яренский авлакогены.

Разрез рифея Рязано-Саратовского авлакогена детально описан в работах И.Е. Постниковой (1953), Н.С. Шатского (1955), А.А. Клевцовой и Л.Ф. Солонцова (1960), М.М. Толстихиной (1956) и др. Он

* Л.Ф. Солонцов (1963) называет ее соловьевкинской свитой.

образован породами каверинской, пересыпкинской, пачелмской и возрастными аналогами волинской серии.

Каверинская серия выделена Н.С.Шатским (1955) из состава сердобской серии. Серия перекрывает ряд опущенных блоков кристаллического фундамента и в значительной степени нивелирует его рельеф.

В стратотипическом разрезе (Каверино, глубина 2 444 — 1 628 м) каверинская серия представлена разнозернистыми красновато-коричневыми, коричневыми, реже зеленовато-серыми микроклино-кварцевыми песчаниками с гравием и подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. Вскрытая мощность 816 м. Аналогичные разрезы серии вскрыты в Рязани, Зубовой Поляне. В юго-восточной зоне авлакогена в разрезе Сердобской скважины № 2 в каверинской серии выделяются две пачки (Постникова, 1955; Гейслер, 1966): нижняя, представленная кварцевыми кварцитовидными песчаниками розовой и красновато-коричневой окраски, и верхняя — красноцветные слабощементированные песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов. По расчетным данным М.И.Островского, Е.М.Аксенова, Л.Ф.Солонцова, мощность каверинских отложений в пределах Рязано-Саратовского авлакогена достигает 1 700 (Рязань) — 2 000 (Сердобск) метров.

Пересыпкинская серия трансгрессивно залегает то на породах каверинской серии (Сердобск, Пересыпкино, Пугачев), то на кристаллическом фундаменте (Ворона, Красное озеро, Веденяпино). Лучший разрез серии вскрыт в районе Сердобска (скв № 2, глубина 1 799 — 1 577 м), где выделяются три толщи: алевролитопесчаниковая, карбонатная и карбонатно-терригенная.

Алевролитопесчаниковая толща сложена зеленовато-серыми глауконитовыми алевролитами и песчаниками с прослоями аргиллитов. Абсолютный возраст глауконита 830 — 835 млн. лет (Гаррис, Казаков и др., 1964). Мощность толщи 42 м.

Карбонатная толща представлена светло-серыми, розовато-серыми и желтовато-серыми доломитами с прослоями и включениями кремней с онколитами и катаграфиями.

Карбонатно-терригенная толща сложена чередующимися коричневыми и зеленоватыми мергелями, аргиллитами и пестроцветными песчаниками и алевролитами. Аналогичное трехчленное строение серии наблюдается в районе с Пересыпкино. К северо-западу, в районе Красноозерской скважины № 4, Воронской скважины № 10, в составе серии уже отсутствует верхняя, карбонатно-терригенная толща. В крайних северо-западных разрезах (Морсово, Каверино, Зубова Поляна) к пересыпкинской серии относятся лишь терригенные породы с глауконитом, абсолютный возраст которых 741 — 876 млн. лет (Гаррис, Казаков и др., 1964).

В районе Пугачева (скв. № 10, глубина 2 206 — 2 042 м) в нижней части серии залегают кварцево-глауконитовые песчаники и алевролиты (абсолютный возраст по глаукониту 898 млн. лет), а в верхней части — известняки и доломиты с онколитами и катаграфиями юдомского облика (Журавлева, Чумаков, 1968).

Пересыпкинская серия обычно сопоставляется с инзерской и миньярской свитами Башкирского антиклинория (Постникова, 1953, 1955; Солонцов, 1954, 1956).

Пачелмская серия, трансгрессивно залегающая на подстилающих образованиях, развита почти повсеместно в пределах Рязано-Саратовского прогиба. Лучшие разрезы серии вскрыты Воронскими скважинами № 3-бис, 8 и 12 и Красноозерской скважиной № 2. Здесь установлено следующее ее строение.

1. Веденяпинская свита. В нижней части сложена разнородными светло-, розовато- и зеленовато-серыми песчаниками (32 м). Выше залегают толща переслаивающихся темно- и желтовато-серых аргиллитов и зеленовато-серых, в нижней части с глауконитом, песчаников. Возраст глауконита 680 — 648 млн. лет (Воронская скважина № 10). Мощность толщи до 140 — 150 м.

2. Воронская свита. Кварцево-полевошпатовые и полевошпато-кварцевые красновато-коричневые, серовато-фиолетовые и светло-серые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты до 200 — 245 м.

3. Красноозерская свита. Как и веденяпинская, представлена переслаивающимися темно-серыми аргиллитами, а также зеленовато- и светло-серыми алевролитами и песчаниками. Мощность свиты до 190 м.

К северо-западу и юго-востоку от Пачелмского района пачелмская серия представлена лишь веденяпинской и воронской свитами. Отложения красноозерской свиты уничтожены последующими размывами. В районе Пугачева и Дубового Гая присутствует лишь одна веденяпинская свита. Возраст пород свиты (по глаукониту) в районе Пугачева 696 — 760 млн. лет (Гаррис, Казаков и др., 1964), в районе Сердобска — 652 — 765 млн. лет.

В последнее время аналоги пачелмской серии вскрыты глубокими скважинами в Московском грабене, являющемся, видимо, северо-западным продолжением Рязано-Саратовского авлакогена, а также в Солигаличско-Яренском авлакогене (Солонцов и др., 1968). В пределах последнего вскрыты толща переслаивания глинистых алевролитов и аргиллитов (вымчукская свита) и перекрывающая ее толща красновато-коричневых и розовато-серых песчаников.

Выше пачелмской серии в северо-западной зоне Рязано-Саратовского прогиба залегают возрастные аналоги волинской серии: парцинская и зубово-полянская свиты. Парцинская свита (Клевцова, 1968) представлена песчано-глинистыми породами с прослоями гравелитов и конгломератов, иногда тиллитовидных. По характеру пород, входящих в состав этой толщи, она может быть сопоставлена с вильчанской свитой Белоруссии (Махнач, 1958). Соотношение парцинской свиты с подстилающей ее пачелмской серией неясно. Есть данные, что между ними имеется размыв, но не исключено, что парцинская свита замещает какую-то часть пачелмской серии. Мощность свиты около 60 м.

Завершается разрез рифея в Рязано-Саратовском прогибе зубово-полянкой свитой туфогенно-осадочных пород (Клевцова,

1968), которая соответствует свислочской свите Белоруссии (Махнач, 1958). Мощность свиты до 80 м. Зубово-полянскую и парцинскую свиты обычно сопоставляют с волинской серией юго-запада Русской платформы (Клевцова, 1963).

Западные районы

В западных районах Русской платформы главной структурой рифея является Вольно-Оршанский прогиб. По особенностям строения разрезов рифея этот прогиб может быть подразделен на три зоны: южную, центральную и северную. В южной зоне в составе рифея выделяются полесская и волинская серии (Брунс, 1957).

Полесская серия, иногда выделяемая в этой зоне под названием «пинская свита», залегает на породах кристаллического основания и представлена красноцветными полевошпато-кварцевыми алевролитами с подчиненными прослоями алевритово-глинистых пород. Полесская серия в общих чертах сходна с каверинской свитой Рязано-Саратовского прогиба. Породы серии прорываются интрузивными телами габбро-диабазов с возрастом 1 063, 1 178 млн. лет (Шульга, 1969). Мощность серии достигает 800 м.

Волинская серия подразделяется на горбашевскую и берестовецкую свиты.

1. Горбашевская свита. Представлена светло-серыми или красноцветными полевошпато-кварцевыми песчаниками (от мелкозернистых до грубозернистых) с прослоями алевролитов и аргиллитов. Иногда горбашевские песчаники неотличимы от полесских; провести границу между ними в этих случаях трудно. Обычно же эта граница является четкой и фиксируется по гравелиту, залегающему на красноцветных песчаниках полесской серии. Горбашевская свита постепенно переходит в берестовецкую, представленную исключительно вулканогенными породами. Переход осуществляется путем появления в верхней части горбашевских песчаников вулканических частиц, которые постепенно вытесняют обломочный материал (скв. 185, интервал 40 — 44 м).

2. Берестовецкая свита. Строение разрезов свиты непостоянно. В районе г.Ровно, вблизи Украинского кристаллического щита, она представлена псаммитовыми и пелитовыми туфами основного состава, сложенными в различной степени раскристаллизованными частицами стекла и гиалобазальта. В некоторых разрезах (скв. № 142) берестовецкая свита завершается толщей базальтов. В погруженных частях южной зоны Вольно-Оршанской впадины разрез берестовецкой свиты усложняется. А.Е. Бирюлев (1968) выделяет в ее составе три толщи, из которых нижняя представлена базальтами и долеритами, средняя — туфами (иногда базальтами) и верхняя — базальтами, долеритами и пузыристыми лавами. Максимальная мощность волинской серии превышает 500 м. В районе г. Бреста в составе волинской серии встречены эффузивы не только основного, но и среднего состава (Махнач, Веретенников, 1969).

По эффузивам из волинской серии калий-аргоновым методом получено 31 определение возраста (ИГН АН УССР, ВСЕГЕИ), из них 9 дали результаты меньше 500 млн. лет, 18 — в пределах 500 — 700 млн. лет и 3 результата — 800 — 850, 1 038 и 1 120 млн. лет. Никакой закономерности в распределении этих цифр по разрезу установить не удалось.

Столь большой разброс цифр, по-видимому, обусловлен, с одной стороны, большой продолжительностью вулканизма на Волини и, с другой стороны, процессами омоложения, связанными с утечкой радиогенного аргона. Явно заниженными являются значения меньше 600 млн. лет. Цифры от 600 до 1 100 млн. лет отражают возраст волинской серии. Процессы вулканизма на Волини продолжались, по-видимому, в течение всего позднего рифея.

В центральной зоне Волино-Оршанского прогиба к рифею относятся оршанская, лапическая, вильчанская и свислочская свиты.

1. Оршанская свита. Вскрыта скважинами в Орше, Городке, Хотлянах, Рогачеве, Могилеве. Внизу она начинается обычно аркозовыми разнородными песчаниками розово-серыми, вишнево-бурыми, пятнистыми. Кверху эти песчаники переходят в красноцветные кварцевые и полевошпато-кварцевые среднезернистые и мелкозернистые песчаники (Брунс, 1957; Махнач, 1958). Мощность оршанской свиты более 300 м.

2. Лапическая свита. Развита в осевой части центральной зоны прогиба и вскрыта скважинами в Орше, Пуховичах, Осиповичах. Представлена свита чередующимися песчано-глинистыми породами и доломитами, в которых обнаружены микрофитоциты юдомского комплекса (Журавлева, Чумаков, 1968). Мощность свиты не более 40 м. Породы лапической свиты обнаруживают большое сходство с породами пересыпкинской серии Рязано-Саратовского прогиба. Для тех и других характерны красноцветная окраска, комковатая текстура, включения кремней и наличие онколитов юдомского комплекса.

3. Вильчанская свита. Вскрыта в Минске, Могилеве, Рогачеве, Осиповичах, Блони и других пунктах и представлена терригенными породами, среди которых значительный удельный вес имеют редкогалечные пудинги — тиллиты. Все признаки тиллитов — отсутствие следов механической дифференциации и слоистости, большое количество очень пестрого экзотического материала, наличие каолиновых галек, которые не могли быть принесены водной средой, штриховка на поверхностях отдельных галек — позволяют прийти к заключению, что эти образования являются продуктами деятельности древнего ледника, скорее всего остатками морен (Бессонова и Чумаков, 1968). В некоторых разрезах (Вильчицы) удастся выделить три пачки тиллитов, разделенные песчано-глинистыми пачками. Площадь распространения вильчанской свиты не выходит за пределы распространения полесской серии. Мощность вильчанской свиты до 420 м.

4. Свислочская свита. Представлена туффитами основного состава и песчано-глинистыми породами. По данным А.С.Махнача (1966).

она с размывом и базальным гравелитом в окрестности залегает на породах вильчанской свиты и на более древних образованиях. Площадь распространения свислочской свиты несколько шире площади распространения вильчанской свиты: свислочные туффиты известны в ряде скважин на Белорусском массиве, где они залегают на кристаллическом фундаменте. Мощность свиты до 220 м.

При сравнении разрезов докембрия северно-западной зоны Рязано-Саратовского прогиба и центральной зоны Вольно-Оршанской впадины нетрудно убедиться, что верхние части сходны: вильчанской свите в Рязано-Саратовском прогибе соответствует аналогичная ей во всех отношениях толща тиллитов; свислочской свите соответствует туфогенная толща. Таким образом, сравниваемые части разрезов могут быть сопоставлены на основании их подобия. На возможность такой корреляции впервые указал А.С.Махнач (1958).

Сложнее определить взаимоотношение верхней части рифейского разреза рассматриваемого района с волинской серией в ее стратотипе. По мнению Е.П.Брунс (1957), туфогенная толща Белоруссии соответствует вулканогенной толще Волини (берестовецкой свите), а тиллиты являются базальными образованиями этой толщи, подобно горбашевским песчаникам. А.С.Махнач (1966), установивший границу размыва между туфогенной толщей и толщей тиллитов, указывает, что последняя, возможно, имеет самостоятельное стратиграфическое значение и не относится к волинской серии. В этом случае аналогом волинской серии Волини в Белоруссии остается только свислочская свита.

Совершенно иначе можно трактовать взаимоотношения рассматриваемых толщ, опираясь на геохронологические данные. Как указывалось, аналоги вильчанской и свислочской свит в Рязано-Саратовском прогибе залегают выше пачелмской серии с возрастом 652 — 765 млн. лет. По эффузивам Волини получены значения возраста до 1 120 млн. лет. Можно предполагать, что вулканизм на Волини продолжался в течение всего верхнего рифея и что свислочская свита соответствует только верхней части волинской серии стратотипического разреза или моложе ее. Ввиду того что вопрос о соотношении свислочской свиты и волинской серии нельзя считать решенным, на рассматриваемой карте отражена общепринятая точка зрения.

В северной зоне Вольно-Оршанского прогиба к рифею относится крестецкая свита, представленная разновозрастными пятнистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками с пачкой туфов в средней части. Возраст габбро-диабазов, прорывающих крестецкую свиту, составляет 1 250 — 1 350 млн. лет, а по туфам получена датировка 1 180 млн. лет (Гейслер, 1966). Литологически крестецкая свита сходна с нижней частью полесской серии и по возрасту, видимо, соответствует этой серии.

Кроме описанных выше обширных по площади областей развития рифейских толщ, на Русской платформе известны сравнительно

небольшие грабены, выполненные породами рифея. В Подолии, к югу от Волыно-Оршанского прогиба, в настоящее время известно три таких грабена: Каменский, Кременчугский (на р.Днестре) и Гусятинский. Точные контуры грабенов неизвестны. Возможно, два первых соединены между собой. Разрезы рифейских образований в этих грабенах имеют двучленное строение. В нижней части залегает пестроцветная песчано-гравийная пачка мощностью 38 м. На р.Днестре эта пачка выделяется под названием грушковская свита. Выше залегают базальты (каменская свита) мощностью до 72 м. В Гусятинском грабене в средней части базальтовой толщи выделяется пачка редкогалечных плохо сортированных конгломератов, сложенных гальками разнообразного состава (граниты, базальт, кварц), погруженными в бесструктурную песчано-глинистую массу. Мощность пачки 3—4 м. Возраст базальтов каменской свиты до 1 000 млн. лет. В петрографическом отношении они совершенно сходны с берестовецкими базальтами, с которыми и должны сопоставляться.

В Беломорье, по данным А.И.Зоричевой (1956), между породами фундамента и валдайской серией скважинами вскрыта ненюкская свита красноцветных кварцевых песчаников, переходящих в гравелиты. По литологическим особенностям все исследователи, начиная с А.И.Зоричевой, сопоставляли ненюкскую свиту с оршанской свитой Белоруссии.

В Северо-Восточном Приладожье рифейские отложения известны под названием салминской свиты (Кайряк, Хазов, 1967), которая в нижней своей части сложена грубозернистыми полимиктовыми песчаниками, переходящими в гравелиты, а в верхней части — туфоловами основного состава. Залегает салминская свита на гранитах с возрастом 1 650 млн. лет; возраст диабазовых порфиритов верхней части свиты составляет 1 100 — 1 350 млн. лет. По мнению А.И.Кайряка, салминская свита должна сопоставляться с иотнием Скандинавии. На Русской плите наиболее вероятным аналогом салминской свиты является описанная выше крестецкая свита.

Интересные разрезы рифея вскрыты в Западном Приладожье скважинами Денисово и Яблоновка (Брунс, 1963). Первая из этих скважин вскрывает толщу грубообломочных пород рифея мощностью более 360 м, а во второй могут быть выделены аналоги оршанской, тапической и вильчанской свит Белоруссии. Суммарная мощность этих свит 150 м.

Северные районы

В Мурманской области докембрийские (гиперборейские) отложения слагают п-в Средний и о-в Кильдин. Гиперборейские отложения этих мест залегают полого с углами наклона 8—14° и по характеру фациальных особенностей и условиям залегания принадлежат к платформенным образованиям докембрия. Разрезы этих отложений на п-ве Среднем и о-ве Кильдин несколько различаются и в связи с этим рассматриваются отдельно. Наиболее полный

разрез гиперборей обнажен на п-ве Среднем, где он расчленяется на две крупных серии, получивших название в работах Б.М.Келлера и Б.С.Соколова (1963) кильдинской и волоковой. Стратиграфия кильдинской серии п-ва Среднего была разработана Т.П.Вронко, Д.Ф.Агапьевым, детализирована В.З.Негрусей и в соответствии с его новыми данными рассматривается ниже. В кильдинской серии п-ва Среднего выделяются следующие свиты (снизу вверх):

1. Пяреярвинская свита. Залегает трансгрессивно на неровной поверхности микроклиновых гранитов фундамента. Разрез свиты начинается серыми, светло-серыми аркозовыми грубозернистыми песчаниками, алевролитами, алевропелитами со знаками ряби и линзами гравелитов. В верхней части разреза отмечаются текстуры подводного оползания. Мощность свиты около 420 м.

2. Палвинская свита. Включает две разнородные толщи. Нижняя толща сложена белыми крупнозернистыми массивными песчаниками с прослоями серых глауконитовых песчаников. Контакт с нижележащей пяреярвинской свитой резкий и, по-видимому, связан с перерывом в осадконакоплении. Верхняя толща распространена не повсеместно и сложена пестроцветными красноватыми, фиолетовыми, кирпично-красными, светло-серыми, зелеными алевролитами, алевропелитами, аргиллитами, песчаниками, известняками и туфами. Мощность верхней толщи не превышает 54 м, а общая мощность палвинской свиты достигает 200 м.

3. Парапелонская свита. Залегает то на нижней, то на верхней толщах палвинской свиты и содержит в гальках конгломерата породы нижележащей пестроцветной толщи, а также обломки гранита. Свита представлена зеленовато-серыми тонкоплитчатыми полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевролитами, алевропелитами со знаками ряби и гиероглифами, характерными для альпийских флишевых толщ. Отмечаются следы оползневых смятий. Мощность около 350 м.

4. Землепахтинская свита. Согласно залегает на парапелонских отложениях. Эта свита сложена мелкозернистыми серыми, желтовато- и зеленовато-серыми песчаниками с отдельными маломощными прослоями, обогащенными цирконом и минералами титана. В песчаниках нередко отмечаются косослоистые серии. Мощность 500 м.

5. Каруярвинская свита. Завершает видимый разрез кильдинской серии и является прекрасным маркирующим горизонтом. Сложена ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, алевропелитами, доломитами. Характерными текстурными признаками пород этой свиты являются трещины усыхания, знаки ряби, иногда отмечаются (Келлер, Соколов, 1965) глиптоморфозы по каменной соли. Мощность свиты достигает 150—160 м. Отложения верхней части кильдинской серии (землепахтинская, каруярвинская свиты) установлены и на о-вах Айновых к западу от п-ва Среднего (Беккер и др., 1970 а).

Кильдинская серия с глубоким размывом и перерывом перекрывается отложениями волоковой серии, которая залегает на пазухах

горизонтах каруярвинской и землепахтинской свит и принадлежит уже венду.

Гиперборейские отложения о-ва Кильдин характеризуются сокращенным разрезом по сравнению с таким п-ва Среднего. Здесь отсутствует волоковая серия, а в составе кильдинской серии обособляются снизу вверх: коровинская, пригонная, южнокильдинская и лихринская свиты (Беккер и др., 1970 б).

1. Коровинская свита. Распространена в южной части о-ва Кильдин на мысе Коровьем. Сложена глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, алевролитами с двумя пластами доломитов с *Gymnosolen*. Нижняя часть свиты вскрыта скважиной, пройденной в 1934г., и представлена серыми, темно-серыми, коричневатými песчаниками с прослоями песчано-глинистых сланцев, преобладающих в верхах толщи. Мощность 96 м. Еще ниже отмечена толща красно-бурых песчаников с глауконитом и с прослойками черного песчаника и сланца мощностью 16 м; в этой толще скважина и была остановлена. Общая мощность свиты около 250 м.

2. Пригонная свита. С небольшим размывом залегает на коровинской свите. Сложена пестроцветными образованиями: зеленовато-серыми, серыми, темно-серыми, красноцветными песчаниками, алевролитами, алевропелитами, конгломератовыми известняками, онколитовыми доломитами. В песчаниках наблюдается косая слоистость и следы оползания осадков. Нижняя граница свиты резкая и связана с небольшим перерывом в осадконакоплении, верхняя — условная и характеризуется постепенным переходом в вышележащие отложения. Мощность около 270 м.

3. Южнокильдинская свита. Хорошо обнажена в ряде скальных уступов в южной части о-ва Кильдин и сложена серыми, зеленовато-серыми, темно-серыми песчаниками, алевролитами, алевропелитами. В нижней части свиты еще отмечаются редкие, маломощные прослои бордовых алевролитов, алевропелитов. На поверхности песчаников отмечены знаки ряби, трещины усыхания и гieroглифы. Переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев местами приобретает ритмичный характер. Мощность около 300 м.

4. Лихринская свита. Имеет наиболее широкое распространение на о-ве Кильдин. Она сложена серыми, зеленовато-серыми, желтовато-серыми песчаниками с редкими прослоями глинистых сланцев и полимиктовых гравелитов. Отмечаются маломощные прослои сланцев и полимиктовых гравелитов, красно-бурых и зеленовато-серых алевролитов с линзами глауконита. Мощность около 450 м.

Возраст гиперборейских отложений п-ва Среднего определяется на основании следующих данных. Глинистые сланцы волоковой серии прорываются оливиновыми диабазами с абсолютным возрастом 600 ± 20 млн. лет, что определяет верхнюю возрастную границу гиперборея восточной части Кольского полуострова и позволяет с учетом материалов по геологии соседнего с ними Варангер-фиорда относить эти образования к докембрию.

Нижняя возрастная граница устанавливается на основе определения абсолютного возраста глауконитов в пярярвинской и коровинской свитах.

Для глауконитов нижнего уровня гиперборей п-ва Среднего отмечаются две группы значений: с возрастом 1 040 — 1 059 млн. лет и с возрастом 865 — 762 млн. лет. Можно полагать, что значения второй группы являются заниженными и возраст пярярвинской свиты отражает первая группа значений. Близкие датировки получены и для коровинской свиты о-ва Кильдин, положение в разрезе которой устанавливается и на основе распространения в ней строматолитов *Gymnosolen gamsayi* Steinmann.

Возраст вышележащих глауконитовых горизонтов определяется в пределах 730 — 619 млн. лет на п-ве Среднем (палвинская свита) и 759 — 775 млн. лет на о-ве Кильдин (лихринская свита). Таким образом, гиперборей Мурманской области отвечает верхнерифейским и вендским отложениям протерозоя. Возможный вариант корреляции разрезов п-ва Среднего и о-ва Кильдин изображен в работе Ю.Р.Беккера и др. (1970 б).

Вдоль побережья Кольского полуострова располагается ряд небольших грабенных, выполненных горизонтально залегающими красноцветными песчаниками и конгломератами с галькой пород кейвской и имандра-варзугской серий (Сергеева, 1957). Мощность этих образований не превышает 50 м. Слюда из цемента красноцветных песчаников по данным калий-аргонового метода имеет возраст 1 560 — 1 650 млн. лет, что не исключает возможности сопоставления этих пород с древнейшими красноцветами Русской платформы (тюрюшевская свита и ее возрастные аналоги). Такое сопоставление не лишено условности, так как слюда в песчаниках может быть обломочной, а возраст пород — более молодым.

Значительно более обширная полоса красноцветов известна на южном (Терском) побережье Кольского полуострова. Она прослеживается на протяжении 165 км от Турьего мыса до р.Каменки. Красноцветы несогласно залегают на гранитах фундамента и представлены грубозернистыми косослоистыми песчаниками, алевролитами с прослоями гравийных, галечных, реже валунных конгломератов, приуроченных преимущественно к основанию толщи. В обломочном материале конгломератов преобладают фрагменты гранитов, кварца и пегматитов. Мощность красноцветов более 500 м.

Особое место на Терском побережье занимают отложения, вскрытые в бассейне р.Чапомы и также залегающие несогласно на архейских породах фундамента. Они представлены чапомской свитой серых, зеленовато-серых, темно-серых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с маломощными прослоями карбонатных пород. В верхней части разреза породы приобретают красноцветную окраску. В чапомской свите наблюдаются знаки ряби, трещины усыхания, глиптоморфозы каменной соли, реже отмечается косая слоистость. А.Л. Рагозиной в этих отложениях выявлены микрофосилии, характерные для валдайской серии.

В отношении возраста пород Терского побережья высказаны различные, хотя и слабо обоснованные точки зрения, которые рассмотрены в «Геологии СССР», т. XXVII. Этот вопрос требует дальнейшего изучения. По литологическим особенностям терские красноцветы неотличимы от онежских красноцветов, залегающих под вендскими отложениями, и близки к древнейшим красноцветам Русской платформы, а чапомские отложения во многом напоминают породы гиперборейского п-ва Среднего.

При рассмотрении разрезов различных авлакогенов Русской платформы обращает внимание сходство в структурном положении и литологическом составе пород, залегающих в основании осадочного чехла (тюрюшевская, каверинская, ненюкская, приозерская, салминская, кажимская, оршанская, пинская и другие свиты). Характерно, что многие из них пересечены диабазовыми породами близкого возраста. Так, габбро-диабазы, секущие тюрюшевскую свиту, имеют возраст 1 336 — 1 338 млн. лет (Карача-Елга, скв. № 25), 1 380 млн. лет (Варзи-Ятчи, скв. № 7) (Гаррис и др., 1967).

Абсолютный возраст диабазов, встреченных в крестецкой свите Оршанского прогиба, 1 245 — 1 345 млн. лет (Казаков, 1963), а возраст габбро-диабазов среди отложений салминской свиты — 1 350 млн. лет (Гаррис, 1967) и даже 1 500 млн. лет (Кайряк, Хазов, 1967 с ссылкой на устное сообщение С.Б. Лобач-Жученко). Эти данные позволили Л.Ф. Солонцову и Е.М. Аксенову (1967) прийти к выводу о едином нижнерифейском* времени заложения основных авлакогенов в пределах Русской платформы. Эти авлакогены, четко оформившиеся во время накопления осадков тюрюшевской свиты и ее аналогов, являлись основными структурными элементами платформы, с которыми было связано осадконакопление в течение рифея.

ВЕНДСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

В настоящее время среди геологов, изучающих отложения верхнего докембрия Русской платформы, единое мнение существует лишь по вопросу о верхней границе вендского комплекса. Ее проводят по подошве «надляминаритовых» песчаников, залегающих в основании балтийской серии кембрия. Впервые трансгрессивное залегание балтийской серии нижнего кембрия на подстилающие образования было отмечено Н.С. Шатским (1952) и Б.С. Соколовым (1952). Позднее это было подтверждено новыми материалами бурения (Аксенов и др., 1967). Особенно отчетливо это несогласие устанавливается на прилагаемой к работе геологической карте.

Нижняя граница венда, если руководствоваться историко-геологическим методом, должна проводиться по подошве валдайской серии, характеризующейся самостоятельным структурным планом, отличным от рифейского (Якобсон, 1966; Аксенов, 1967). Если же

*Нельзя исключать возможности выявления среди этих красноцветов и более древних образований, близких по возрасту к петрозаводско-шокшинским толщам Карелии. (Прим. ред.).

нижнюю границу венда проводить на основе смены комплексов микрофитолитов, как это делается сейчас во многих районах СССР, то к нему надо будет отнести пачелмскую и пересыпкинскую серии, а также гожанскую и штандинскую свиты верхнего рифея. Во всех указанных толщах обнаружены микрофитолиты четвертого, т.е. «вендского» комплекса (Журавлева, Чумаков, 1968). В этом случае венд на Русской платформе будет соответствовать верхнему рифею, поскольку в него войдут отложения с возрастом около 1 000 млн. лет. Совершенно очевидно, что выделение венда в таком объеме неприемлемо. Как было показано выше, нельзя относить к венду и волынскую серию юго-запада Русской платформы, возраст диабазов которой достигает 1 120 млн. лет. Поэтому в данной работе вендский комплекс принимается в том объеме, в котором он первоначально был выделен Б.С.Соколовым в 1951 г., т.е. в объеме валдайской, верхнебавлинской и ашинской серий.

Наиболее крупной вендской структурой является Московская синеклиза, ограниченная с запада и северо-запада Балтийским щитом; с востока, юго-востока и юга — Волго-Камским и Воронежским массивами. Синеклиза отделялась, вероятно, от Львовско-Кишиневской впадины областью Белорусской антеклизы и от Верхнекамской впадины — антеклизой, образовавшейся на месте северной части Волго-Камского рифейского щита. На северо-востоке синеклиза непосредственно примыкает к Тиману. Осевая часть синеклизы прослеживается через районы Котласа на Переславль и затем почти под прямым углом поворачивает на запад-юго-запад.

Наиболее полные разрезы венда установлены в приосевой части Московской синеклизы. В 1967 г. на Всесоюзном уфимском совещании по стратиграфии пограничных слоев кембрия и докембрия было решено считать гипостратотипом валдайской серии разрезы, вскрытые скважинами Любим-3 и Переславль-Залесский. В этих разрезах в составе серии снизу вверх выделяются три свиты: редкинская, любимская и решминская (Аксенов и др., 1967; Солонцов и др., 1968).

1. Редкинская свита. Залегает на размытой поверхности отложений пачелмской серии (Любим) или пород кристаллического фундамента (Переславль-Залесский). Она представлена в основании крупнозернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками (до 32 м) и выше — преимущественно аргиллитами. В нижней части толщи аргиллитов выделяется маркирующая пачка шоколадно-коричневых туффитов с прослоями пепловых туфов и монтмориллонитовых глин, а в верхней ее части отмечены интервалы, обогащенные пленками ламинаритов, в результате чего породы приобретают почти черную окраску. Мощность толщи аргиллитов до 100 м.

2. Любимская свита. Сложена тонкопереслаивающимися сероцветными, зелеными, реже красноцветными аргиллитами и алевролитами с прослоями светло-серых песчаников и алевролитов. Мощность свиты до 379 м.

3. Решминская свита. Для нее характерно ритмичное чередование пачек красно-коричневых и фиолетово-коричневых аргиллитов и

алевролитов и пачек красноцветных песчаников. Мощность свиты до 219 м.

Выше с размывом залегают фаунистически охарактеризованные отложения балтийской серии.

Аналогичное строение валдайской серии с сохранением литолого-фациальных характеристик для отдельных свит прослеживается во всех разрезах приосевой зоны Московской синеклизы от Поварова, Редкино на юге до Котласа на севере. При этом устанавливается общее увеличение мощностей отдельных свит и увеличение числа и мощности прослоев пепловых туфов в составе редкинской свиты к северу.

К югу, западу и востоку от приосевой зоны синеклизы происходит выпадение из разреза все более древних свит серии, что обусловлено в основном последующими размывами, в частности предкембрийским. Во всех этих районах, за исключением западных, литологические особенности редкинской и любимской свит сохраняются. Некоторые авторы (Кирсанов, 1968) придерживаются мнения о двухчленном делении венда центральной зоны Московской синеклизы. Верхние две свиты (любимская и решминская) при таком расчленении рассматриваются в составе единой котлинской свиты.

На территории западного крыла Московской синеклизы (Псковская, Новгородская, Ленинградская области, республики Прибалтики и северная часть Белоруссии) в составе валдайской серии выделены гдовский и котлинский горизонты или ниже- и верхневалдайская свиты. Исходя из анализа литологии, мощностей и распространения отдельных свит серии, авторы пришли к выводу о том, что гдовская (нижневалдайская) свита соответствует редкинской, а котлинская (верхневалдайская) — любимской.

Подобное строение имеет валдайская серия и в пределах Верхнекамской впадины, где в ее составе выделены кирсинская, кочевская и краснокамская свиты (Аксенов, 1967), которые являются полными аналогами соответственно редкинской, любимской и решминской свит. К валдайской серии должна быть отнесена и кыквинская свита, выделенная в пределах Верхнекамской впадины ниже кирсинской свиты.

На востоке платформы, в Шкаповской впадине, к вендскому комплексу отнесены образования верхнебавлинской серии (Иванова и др., 1958). В составе серии выделяются каировская и шкаповская свиты, которые Л.Ф. Солонцов (1958; 1960) возвел в ранг серий. В основании каждой свиты залегают преимущественно песчаные образования; выше они сменяются толщами переслаивания аргиллитов и алевролитов.

На территории Львовско-Кишиневской впадины также можно четко выделить стратиграфические аналоги отложений центральных районов. Стратиграфическая приуроченность пачки туффитов и пепловых туфов к нижневалдайским слоям платформы позволяет сопоставить нижневалдайскую свиту (Якобсон, 1966), от ольчедаевских до калюсских слоев, с редкинской свитой, а верхневалдайскую (слан-

цы каниловки) — с любимской свитой. Аналоги рещминской свиты присутствуют лишь в наиболее погруженной части Львовско-Кишиневской впадины (Мирное), где они выделяются под названием верхней мирненской свиты (Копелиович, 1965).

Аналоги вендского комплекса известны и на Кольском полуострове, где они представлены волоковой серией, несогласно залегающей на породах кильдинской серии верхнего рифея. Верхняя граница волоковой серии п-ва Среднего определяется аргоновым методом по возрасту рвущих ее оливиновых диабазов в 600 ± 20 млн. лет.

Волоковая серия распространена в северо-западной части п-ва Среднего. Далее она прослеживается, как выявлено в последнее время (Беккер, Крылов, Негруца, 1970 а), на Айновы острова и, возможно, присутствует среди отложений Варангер-фиорда (Хольтедаль, 1957).

Сложена волоковая серия валунно-галечными конгломератами, грубозернистыми аркозовыми гравелитами и песчаниками, кварцевыми песчаниками, темными алевролитами и аргиллитами. Особенно характерна нижняя толща волоковой серии, образованная валунно-галечными конгломератами с валунами и галькой нижележащих пород кильдинской серии, а также гальками кварца, кремней и гравием гранитных пород. Среди конгломератов отмечаются оползневые складки. Выше по разрезу конгломераты сменяются аркозовыми грубозернистыми песчаниками, образующими причудливые скалы на западном берегу п-ва Среднего и прослеживающимися на Айновы острова (айновская свита). Мощность свиты около 240 м. Выше этих конгломератов и песчаников залегают толща темно-серых аргиллитов и алевролитов, которая сменяется толщей светлых косослоистых песчаников, переходящих в серые, темно-серые аргиллиты и алевролиты. Разрез волоковой серии завершается плитчатыми серыми песчаниками. Мощность серии составляет около 470 м.

К волоковой серии Б.М. Келлер, А.В. Копелиович и Б.С. Соколов (1963) относят и мотовскую свиту, развитую изолированно на перешейке между полуостровами Средним и Рыбачьим и ограниченную с севера и юга разломами. Имеются и другие представления о принадлежности мотовских конгломератов к базальным горизонтам серии п-ва Рыбачьего. Мотовская свита сложена полимиктовыми конгломератами с прослоями сланцев и алевролитов. Галька конгломератов в большинстве разрезов хорошо окатана, образована фрагментами кварцита, сланцев, алевролитов, частицами кварца, плагиогранитов, гранодиоритов, габбро и других пород.

Эти конгломераты некоторыми исследователями относились к тиллитам, Б.М. Келлер и Б.С. Соколов причисляли их к глыбовым конгломератам флиша. Нам представляется, что мотовские конгломераты следует отнести к образованиям типа нагельфлю, которые широко распространены в альпийских и более древних молассах.

Приведенные в настоящем разделе данные показывают, что многие вопросы стратиграфии древних толщ не могут быть решены однозначно.

Весьма сложным является вопрос о возрасте красноцветных толщ, залегающих в основании осадочного чехла Русской платформы. До начала 60-х годов эти толщи относились к верхнему рифею и коррелировались с зильмердакской свитой Урала. Признавая верхнерифейский возраст красноцветов, приходилось допускать, что между временем консолидации фундамента и началом формирования осадочного чехла был повсеместный перерыв длительностью более 600 млн. лет.

Позднее были получены приведенные выше геохронологические данные, свидетельствующие о доверхнерифейском возрасте всех или большей части красноцветных толщ. В Приуралье было установлено, что возраст габбро-диабазов, по мнению Л.Ф. Солонцова рвущих тюрюшевские песчаники, составляет 1 650 млн. лет, что указывает на нижнерифейский возраст этих песчаников. Достаточно древние цифры были получены и для западных районов платформы. Возраст габбро-диабазов, рвущих полесскую серию, составляет 1 063, 1 178 млн. лет (Шульга, 1969); габбро-диабазы, рвущие крестецкую и салминскую свиты, дают цифры 1 100 — 1 300 млн. лет и даже 1 500 млн. лет.

На рассматриваемой карте красноцветные кластогенные породы, залегающие в основании осадочного чехла, отнесены к нижнему рифею. При такой трактовке возраста этих толщ из разреза докембрия Русской платформы выпадает средний рифей, поскольку залегающие выше терригенно-карбонатные толщи относятся уже к верхнему рифею.

Главнейшие стратиграфические построения, приведенные в настоящей работе, базируются на сравнении формационного состава толщ и на геохронологических данных. Иные выводы получаются, если при стратиграфических построениях опираться на результаты изучения онколитов и катаграфий. Так, например, верхняя часть арланской и орьебашская свиты по этим ископаемым остаткам относятся к верхнему рифею, а аналог серафимовской свиты в Прикамье — гожанская свита с возрастом более 1 100 млн. лет относится к венду (Морозов и Ревенко, 1968). К венду же относится и верхняя часть пересыпкинской свиты (Журавлева и Чумаков, 1968), для которой в данной работе обосновывается верхнерифейский возраст. По-видимому, онколиты и катаграфии, во многом еще слабо изученные, не всегда могут быть использованы в качестве надежных возрастных реперов.

VII. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ДОКЕМБРИЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Полезные ископаемые складчатого обрамления Русской платформы и ее щитов неоднократно рассматривались в ряде специальных и сводных работ. Между тем докембрийский осадочный чехол платформы слабо изучен в этом отношении, что и побудило авторов рас-

смотреть полезные ископаемые докембрийского осадочного чехла платформы с использованием некоторых личных неопубликованных материалов.

В верхнедокембрийских отложениях платформы установлены нефте- и газопроявления. Известны месторождения и проявления известняков, доломитов, магнезитов, различного состава глин, кварцевых песков, песчаников, фосфоритов, титано-цирконовых россыпей. С рифейским магматизмом связано возникновение в различных районах Русской платформы проявлений флюорита, барита, свинцово-цинкового оруденения. Рифейские габбро-диабазы и базальты используются как стройматериалы (рис. 6).

Нефте- и газопроявления в верхнедокембрийских отложениях установлены на различных стратиграфических уровнях — от нижнерифейских до вендских.

На востоке платформы нефте- и газопроявления констатированы в пределах Камско-Бельского и Сергиевско-Абдулинского авлакогенов в тюрюшевских, калтасинских, гожанских и вендских отложениях. В тюрюшевских песчаниках Сивинского поднятия в зоне выклинивания отложений рифея и непосредственного их перекрытия породами венда, установлена полупромышленная залежь сильно окисленной, но малосернистой нефти.

В кровле калтасинских доломитов (скважина Черновская-41) по трещинам наблюдались капельки густой вязкой нефти.

В песчаниках гожанской свиты и ее аналогов нефте- и газопроявления обнаружены либо на контакте с вендскими образованиями (Танып, скв. № 1 и 7; Батыр-бай, скв. № 55; Асюль, скв. № 7, и др.), либо значительно ниже этой поверхности в песчаных коллекторах (Орьебаш, скв. № 11; Копей-Кубово, скв. № 1; Серафимовка, скв. № 65; Бавлы, скв. № 16, и др.). Первые связаны с ловушками стратиграфического типа, а вторые — с ловушками литологического типа.

Нефте- и газопроявления в вендских отложениях на востоке платформы приурочены к песчано-алевролитовым коллекторам нижней части этих отложений (Черновская скв. № 41; Бородулино, Верещагино, скв. № 37; Зура, Ишим, Киенгоп, Асюль и др.), перекрытых непроницаемыми аргиллитами редкинской свиты и реже — песчаниками нижнешкаповской подсвиты (Салихово, скв. № 51; Шихан, скв. № 5), залегающими выше этих аргиллитов. Проявления нефти и газа в данных случаях связаны с ловушками стратиграфического и литологического типов.

В центральных районах платформы, в пределах Рязано-Саратовского и Солигаличско-Яренского авлакогенов, нефтегазопроявления отмечены в песчаниках и алевролитах воронской свиты пачелмского комплекса. Они связаны здесь, видимо, с ловушками структурного (Ворона) и стратиграфического типа (Данилов).

В базальной части венда нефтепроявления в последнее время отмечены на Даниловской и Солигаличской площадях в Солигаличско-Яренском авлакогене.

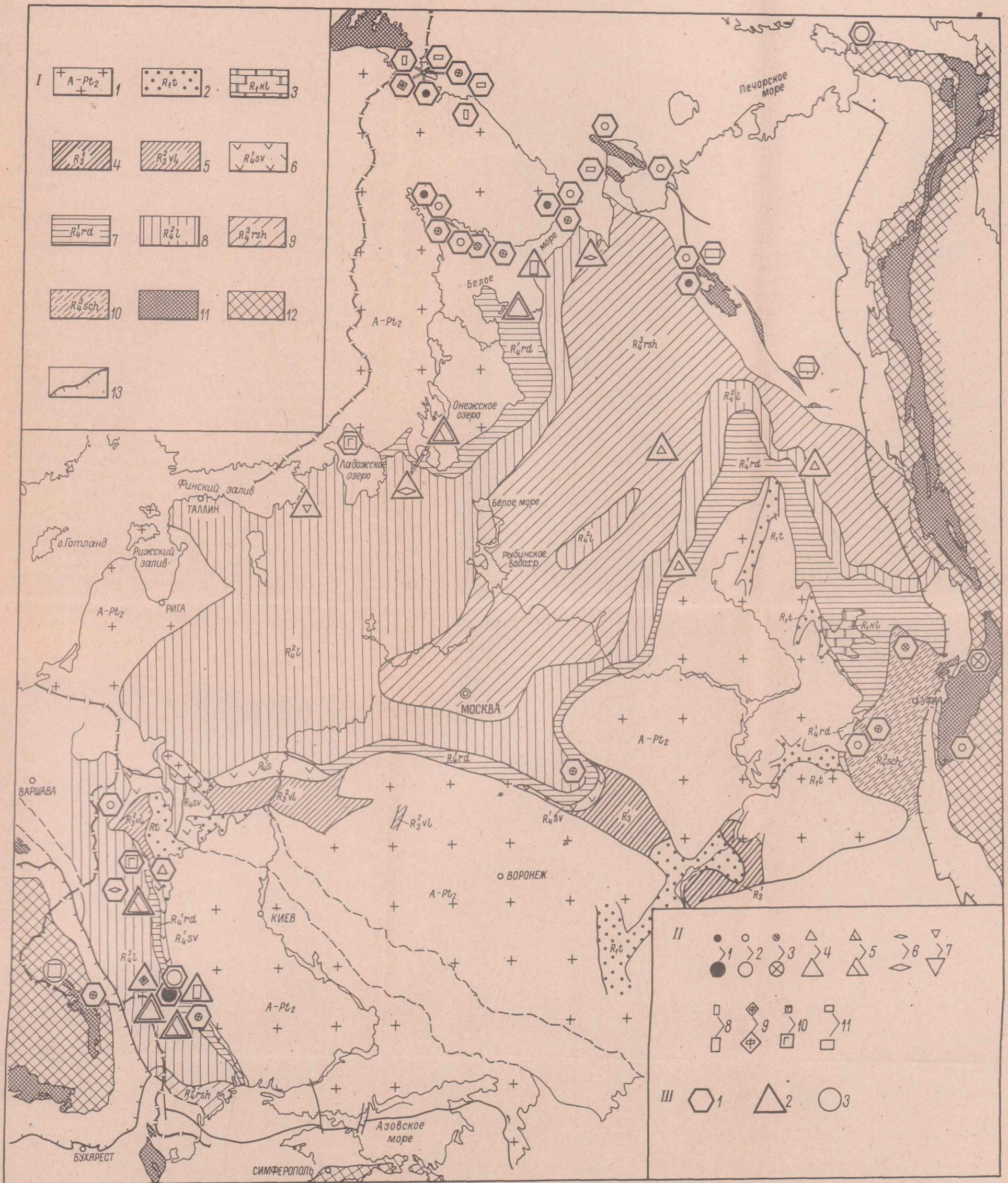


Рис. 6. Схематическая карта размещения некоторых видов полезных ископаемых в отложениях верхнего докембрия Европейской части СССР. Составили Л.Ф. Соловцов, Е.М. Аксенов, 1971 г.

I. Стратиграфические подразделения и геоструктурные элементы: 1 — архей+средний протерозой; верхний протерозой; 2 — торюшевская свита и ее аналоги; 3 — калтасинская свита; 4 — пересыпкинская и пачелмская серии; 5 — вильямская серия; 6 — свислочская свита; 7 — редкинская свита и ее аналоги; 8 — любимская свита и ее аналоги; 9 — решминская свита; 10 — шкаповская свита; 11 — верхнедокембрийские отложения складчатых областей, включающие местами более молодые образования; 12 — складчатые сооружения Карпат, Горного Крыма, Урала; 13 — границы Предкарпатского и Предуральяского прогибов.

II. Проявления (а) и месторождения (б): 1 — полиметаллов; 2 — флюорита; 3 — барита; 4 — монтмориллонитовых глин; 5 — гидрослюдистых глин; 6 — красковых глин; 7 — кварцевых алевритов; 8 — песчаников; 9 — фосфоритов; 10 — габбро-диабазов; 11 — карбонатов (известняки, доломиты).

III. Принадлежность проявлений и месторождений к крупным геоструктурным элементам: 1 — авлакогены и зоны периферических опусканий; 2 — синеклизы и наложенные впадины платформ; 3 — складчатые области.

Таким образом, в отложениях верхнего докембрия встречены многочисленные нефте- и газопроявления. Но в большинстве своем это незначительное насыщение густой сильно окисленной нефтью пород-коллекторов и небольшие выделения углеводородных газов. В распространении подавляющего большинства нефтегазопроявлений наблюдаются вполне определенные закономерности:

1. Все нефтепроявления в верхнедокембрийских отложениях известны лишь в пределах авлакогенов и отсутствуют на разделяющих их выступах и массивах.

2. Большинство нефтегазопроявлений приурочено к отложениям, непосредственно подстилающим возможно нефтепроизводящую редкинскую свиту валдайской серии или ее аналог — каировскую серию, представляющую своеобразный «вендский доманик».

Для установления перспектив нефтегазоносности верхнего докембрия необходимо проведение не только региональных буровых, но и целенаправленных площадных геофизических работ в комплексе с параметрическим, структурным и глубоким бурением с задачей поисков локальных структур в отложениях верхнего докембрия.

На Летнем берегу Белого моря, в пределах Онего-Кандалакшского авлакогена, давно известны соляные источники, ранее использовавшиеся для выварки соли. Соляные источники здесь приурочены к отложениям валдайской серии, в которых соленосные отложения не известны. Пересчеты химических анализов, выполненные У.З.Галеевым, показали, что среди этих вод есть и воды содового типа, гидрокарбонатно-магниевые и хлор-натриевые. Содержание соды в них от 205,81 до 572,92 мг/л.

Выходы докембрийского осадочного чехла платформы на поверхность или районы неглубокого его залегания могут представлять интерес в отношении ископаемых россыпей алмаза, титана и золота. Об этом свидетельствует как вещественный состав докембрийских формаций, так и нахождение подобных россыпей в докембрии миогеосинклинальных зон, обрамляющих Русскую платформу. Так, например, россыпи титана установлены в верхнерифейских зильмердакских отложениях на Южном Урале. Близкие по составу россыпи известны в гиперборейских отложениях п-ва Среднего (Негруца, 1963).

Кристалл алмаза найден в результате опробования в верхнерифейских (вендских) отложениях Среднего Урала. Многочисленные кристаллы пироба были встречены в отложениях валдайской серии Вольно-Подолни. Проявления золота описаны в ятулийских отложениях Карелии.

А.С.Махнач (1960) в результате петрографических и минералогических исследований установил повышенное содержание ильменита, циркона, лейкоксена в тяжелой фракции так называемой «гдовской свиты» валдайской серии ряда разрезов Белорусско-Литовского массива (Куренец, Кривичи, Красное и др.). В наиболее обогащенных тяжелыми минералами слоях «гдовской свиты» содержание тяжелых минералов, в которых преобладают ильменит, циркон,

лейкоксен, достигает 5 — 8% от веса породы. По данным химических анализов, в некоторых образцах содержание окиси титана превышает 3% от веса всей породы. Эти данные указывают на возможность нахождения на платформе титано-цирконовых россыпных месторождений в валдайской серии.

Фосфориты в отложениях верхнего докембрия обнаружены в Львовско-Кишиневской впадине, Московской синеклизе и на п-ве Среднем.

Наиболее изучены фосфатопоявления Львовско-Кишиневской впадины на территории Волыно-Подолли. В лядавских, боршеварских и броницких слоях наблюдаются бесформенные стяжения и линзочки фосфатизированных пород и фосфоритов. Эти фосфатопоявления приурочены к вулканогенно-осадочным горизонтам.

Фосфориты калюсских слоев наблюдаются в виде конкреций, пластов и линз, а также фосфоритонасыщенных фунтиковых известняков. Максимальное содержание P_2O_5 отмечено в конкрециях — от 18 — 23 до 30 — 38%. Большинство исследователей предполагается образование калюсских фосфоритов биохимическим путем. В целом фосфоритонасыщенные калюсские слои можно отнести к терригенно-карбонатной фосфатоносной группе формаций (Шатский, 1955), при чрезвычайно слабом развитии карбонатного ряда.

Однако, учитывая молассовую природу валдайской серии, трудно ожидать в ее составе крупных скоплений фосфоритов. По мнению В.Л. Либровича (1966), в эпохи формирования моласс месторождения фосфоритов могли образоваться в «экранированных» участках, примером которых является Волыно-Подоллия. Изучение калюсских фосфоритов представляет большой интерес для установления их вторичных промышленных скоплений в отложениях мела.

Гальки бедных фосфоритов отмечены в основании волоковой серии на п-ве Среднем.

Проявления флюорита, барита и свинцово-цинкового оруденения в верхнем докембрии платформы известны на разных стратиграфических уровнях. Наиболее древние из них выявлены на южном побережье Кольского полуострова, вдоль Кандалакшского и Терского берегов (Белянкин и Куплетский, 1924; Куплетский, 1932; Соколов, 1933, и др.). Флюорит приурочен к гидротермальным кварцево-кальцитовым жилам, залегающим в брекчированных песчаниках нижнего рифея (терская свита). Нередко в последних они образуют и самостоятельные обособления, а иногда выполняют в них роль цемента. Следует отметить, что аналогичные жильные образования наблюдаются в породах кристаллического фундамента, как на южном, так и на северном побережье Кольского полуострова, где они сопровождаются галенитом, сфалеритом и халькопиритом. В ряде случаев (Которанский мыс, Раименский мыс и др.) жильные проявления свинца и цинка образуют существенные концентрации. В гранитах п-ва Канин и Северного Тимана развиты кварцево-флюоритовые жилы и отдельные гнездообразные обособления флюорита. На Пайхое к участкам нарушений верхнерифейских карбонатных пород (амдерминская свита) тяготеет флюоритовое оруденение гидротермально-метасоматического типа (Пузанов, Якубович, 1968).

В районе Серафимовки в базальных песчаниках ашинской серии обнаружен в виде цемента флюорит (Ожиганова, 1960). Флюорит констатирован также в нижнеашинских отложениях восточного склона Башкирского антиклинория (Беккер, 1968).

Многочисленные проявления флюорита, свинцово-цинкового оруденения и реже барита прослежены в валдайской серии венда в пределах Подольской тектонической зоны (Ивантишин, 1947; Гурова, 1966; Вальтер, Гурова, 1968; Древин и др., 1968; Великанов, 1971). Флюоритовые проявления в этой зоне группируются в линейно вытянутый пояс длиной около 140 км и шириной до 30 км. Этот пояс протягивается через населенные пункты Великую Косницу, Могилев-Подольский, Воеводчинцы, Сказинцы, Мурованные Куриловцы, Новую Ушицу, Зиньков. В пределах зоны выявлено Бахтынское месторождение флюорита. Оруденение представлено серией невыдержанных линз песчаников с флюоритовым цементом. Минерализованными являются главным образом песчаники ольчедаевских и в меньшей степени ямпольских слоев. В песчаниках отмечаются прожилки плавленого шпата. Флюорит сопровождается диккитом, кальцитом, пиритом, сфалеритом и галенитом.

По данным Л.Ф.Солонцова и Л.Д.Ожигановой, барит широко развит в карбонатно-терригенных породах каратауского комплекса Камско-Бельского авлакогена, где содержание его в тяжелой фракции достигает 92%. На Среднем Тимане, в районе Цильменского камня, барит слагает будины в доломитах быстринской свиты (Дембовский, 1965). Барит постоянно присутствует в свислочской туфогенной свите венда Рязано-Саратовского авлакогена (Толстихина, 1956). Он широко развит в нижней части ашинской серии Камско-Бельского (Орьбаш, Байкибашево и др.) и Сергиево-Абдулинского (Серафимовка, Балтаево) авлакогенов, а также западного склона Южного Урала.

По особенностям строения и отчасти условиям образования среди флюорит-барит-свинцово-цинковых проявлений могут быть выделены жильные тела, а также пластообразные и линзообразные залежи в карбонатных породах и песчаниках. Промышленные концентрации связаны с последней разновидностью (Амдерминское в карбонатных и Бахтынское в песчаных породах).

С Амдерминским месторождением в генетическом отношении сходно месторождение барита в ятулийских известняках и доломитах на Южном Оленьем острове в северной части Онежского озера. К возможно перспективным на флюорит и барит районам и горизонтам относится карбонатная толща быстринской свиты Тимана и Канина. Возможно, перспективна на флюорит также нижняя часть ашинской серии восточного склона Башкирского антиклинория.

Проявления бентонитовых и бентонитоподобных глин в верхнем докембрии известны в двух зонах: на территории Львовско-Кишиневской впадины и на территории Московской синеклизы и Верхнекамской впадины.

Наиболее изучены бентонитоподобные глины Среднего Приднестровья, установленные в лядавских, борщевярских и бронницких слоях валдайской серии (Копелиович, 1965; Яшкин, 1967, и др.). Прослой мощностью до 0,7 — 0,8 м известны в борщевярских слоях. Дисперсные и высокодисперсные глины сложены смешаннослойным минералом гидрослюда-монтмориллонит, с содержанием последнего 30 — 40%. По своей физико-химической характеристике эти глины можно отнести к К-бентонитам (Weaver, 1956). Испытания борщевярских глин показали, что они могут быть использованы как сорбенты в химической промышленности и как формовочный материал в литейной промышленности.

В разновозрастных вулканогенно-осадочных горизонтах Московской и Верхнекамской синеклиз установлены проявления монтмориллонитовых глин щелочного (натриевого) типа (Аксенов, Волкова, 1969).

В последнее время на территории Волыно-Подоллии (Берестовец, Иванова долина) обнаружены чистые монтмориллонитовые глины и в составе волинской серии (Солонцов, Аксенов и др., 1971).

Помимо монтмориллонитовых глин, образовавшихся за счет изменения пирокластики в морских условиях, в верхнем докембрии известны глины, связанные с корами выветривания по базальтам волинской серии (Ушакова, 1962) и аргиллитам калюсских слоев валдайской серии (Курочка, 1957).

Широкое развитие в верхнем докембрии глин, по своим свойствам относящихся к бентонитам (в том числе и натровым), значительно расширяет возможный диапазон поисков этого важного полезного ископаемого. До последнего времени многие исследователи связывали перспективы их поисков лишь с мезокайнозойскими образованиями.

Месторождения гидрослюдистых глин верхнего докембрия приурочены к отложениям валдайской серии юго-запада платформы (Наславчское, Хотинское) и северо-западной ее части (Ладвинское). Глины калюсских слоев Наславчского месторождения, обогащенные органическим веществом, без всяких добавок пригодны для производства керамзита и керамических кислотоупорных изделий. Глины калюсских слоев Хотинского месторождения и усть-пинезжской свиты Ладвинского месторождения, обогащенные окислами железа до 6 — 8%, пригодны для получения керамзита с добавкой либо 5% бурого угля (Хотинское), либо 3% кукуерскитового сланца из Кохтла-Ярви (Ладвинское).

С глинистыми толщами валдайской серии, обогащенными Fe_2O_3 , связаны проявления и месторождения природных пигментов. Косоуцкое месторождение красковых глин и Ладвинское месторождение малярных красок приурочены к вулканогенно-осадочным горизонтам, содержащим до 7 — 11% Fe_2O_3 . С гематито-терригенными красочными отложениями решминской свиты валдайской серии в пределах Архангельской области связаны проявления в бассейне рек Ечи и Лан, в низовьях р. Мегры, на реках Калининной и Брусовице

(Зеккель, 1939). К числу перспективных могут быть отнесены глины волинской серии Ивановой долины (бассейн р.Горыни), содержащие свыше 13% Fe_2O_3 .

Месторождения стройматериалов, в частности песчаников верхнего докембрия, широко развиты на юго-западном склоне платформы (Волино-Подолыя) и чаще всего связаны с ольчедаевскими, ямпольскими и реже с джуржевскими слоями валдайской серии. Здесь известно и оценено около двадцати месторождений и ряд проявлений. Наиболее крупными месторождениями являются Озарницкое, Косоуцкое, Ямпольское, Порогское, Букатинское и др. Песчаники пригодны в качестве стенового и облицовочного камня, тротуарных камней, мостовой брусчатки, щебня для бетонов низких марок и дорожных покрытий. Перспективы расширения запасов строительных песчаников Среднего Приднестровья огромны, но требуется геолого-экономическая оценка их ресурсов.

Песчаники любимской свиты валдайской серии в Зимних горах (Архангельская область) разрабатывались как точильные камни (Ануфриев, 1912). Запасы их не разведаны и качество не изучено. Не исключено, что они могут применяться в качестве строительного камня. Требуют оценки песчаники древних толщ п-вов Среднего и Рыбачьего, о-ва Кильдин.

На севере Эстонии (от г.Таллина на западе и до г.Нарвы на востоке) и на северо-западе Ленинградской области в верхней части валдайской серии широко развиты белые песчаники и алевролиты воронковской свиты (Менс, Пиррус, 1967). Раньше они обычно включались в состав надляминаритовых слоев балтийской серии. Отложения воронковской свиты выходят на дневную поверхность на северо-западе Ленинградской области, по р.Воронке, в районе с.Систо-Палкино; содержат сильно песчаные алевролиты глинистой (2, 3%) и песчаной (44, 64%) фракций. Алевриты однородны, с хорошей сортировкой. Содержание кремнезема 97,41%, Fe_2O_3 — 0,5%, $Na + K_2O$ — 0,36%. По большинству признаков алеврит может быть отнесен к марке формовочных песков I К 0063А.

В каратауском комплексе Кильдинско-Тиманского района широко развиты известняки, доломиты и мергели. Известняки о-ва Кильдин пригодны для гидравлической извести, а в смеси с мергелями могут быть использованы для производства цементного сырья (Берлинг, Богданов, 1933).

Е.М.Люткевич (1953) обращает внимание на возможность использования доломитов западного и восточного Лудоватого мыса в качестве облицовочного материала. Ряд месторождений известняков и доломитов известен на Тимане (Цильменский камень и др.). В качестве мраморной крошки разрабатывается Деловецкое месторождение кристаллических известняков (мраморов) в Карпатах (Ткачук, Гуржий, 1957).

Месторождение стройматериалов на о-ве Валаам (Ладожское озеро) образовано габбро-диабазами верхнепротерозойского возраста.

Базальты верхнедокембрийского возраста распространены в бассейне р. Горыни. Они используются как щебень и бутовый камень в качестве крупного наполнителя в любых бетонах высоких марок, в дорожном строительстве, как сырье для архитектурных и облицовочных целей, а также для изготовления брусчатки, штучного камня, минеральной ваты.

Кроме разрабатываемых месторождений, на Вольни известен ряд проявлений, за счет которых могут быть значительно расширены запасы базальтов. Однако все месторождения и проявления габбро-диабазов и базальтов нуждаются в проведении геолого-экономической оценки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Значение карты дофанерозойской поверхности Русской платформы и складчатого обрамления определяется следующим:

1. Карта составлена для переломного в геологическом отношении рубежа в истории Земли-границы кембрия и докембрия. Хотя некоторые участки этой докембрийской поверхности проглядывали на других картах, но в целом подобная карта докембрийского среза Русской платформы и складчатого обрамления выполнена впервые.

2. Составление этой карты стало возможным только после разработки предварительной корреляции докембрийских образований платформы и складчатого обрамления, что позволило предложить для протерозоя Русской платформы и складчатого обрамления применяемую для фанерозоя историко-геологическую систему обозначений, показывающую их относительное стратиграфическое положение в сводном разрезе докембрия. Между тем на других обзорных картах подобного типа обычно изображалось лишь распространение протерозойских комплексов без учета их относительного положения в сводном разрезе докембрия этих регионов.

3. На карте, на основе новых материалов, детализирована возрастная датировка некоторых докембрийских комплексов, а также пространственное соотношение кембрийских и докембрийских отложений, что позволило проследить отчетливое несогласие на рубеже кембрия и докембрия на Русской платформе.

4. Как неоднократно отмечалось, подобные карты имеют не только теоретический интерес, но являются основой для изучения закономерностей распределения многих полезных ископаемых в осадочном чехле Русской платформы. В частности, Леворсен (1962) подчеркивал большое значение обзорных палеогеологических карт для практики нефтепоисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А.А. и др.* К проблеме стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Мугоджар. Изв. АН КазССР, серия геол., № 6, 1968.
- Аблизин Б.Д. и др.* К вопросу о возможности сопоставления отложений ашинской свиты на западном склоне Среднего и Южного Урала. В кн.: Палеогеография Урала. Свердловск, 1965.
- Аблизин Б.Д. и др.* К стратиграфии верхнего докембрия западного склона Северного Урала. Изв. АН СССР, серия, геол., № 9, 1969.
- Аксенов Е.М.* О вендском комплексе на востоке Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1967.
- Аксенов Е.М., Волкова С.А.* Вулканогенно-осадочные горизонты редкинкой свиты валдайской серии. ДАН СССР, т. 188, № 3, 1969.
- Аксенов Е.М. и др.* К вопросу о нижней границе венда в центральных и восточных областях Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. 42, вып. 3, 1967.
- Ануфриев И.* Наше северо-восточное побережье Белого моря и Ледовитого океана. Известия Архангельского общества изучения русского севера (Журнал жизни Северного края), № 6, 1912.
- Аракелян Р.А.* Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН АрмССР, серия геол. и географ. наук, т. 10, № 5 — 6, 1957.
- Бартицкий Е.Н. и др.* Древнейшая сульфидная минерализация в Украинском щите по данным изотопного состава свинца. Геолого-радиологическая интерпретация значений возраста. Тезисы докл. XVI сессии ком. по абс. возр. М., 1969.
- Батиева И.Д., Бельков И.В.* Формации гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита. Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК, пробл. 4. Л., Наука, 1968.
- Беккер Ю.Р.* Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала. Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1961.
- Беккер Ю.Р.* Стратиграфическая схема и корреляция ашинских отложений Урала и Предуралья. ДАН СССР, т. 169, № 4, 1966.
- Беккер Ю.Р.* Уральская складчатая система. Архей. Протерозой. Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия, М., Недра, 1968а.
- Беккер Ю.Р.* Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л., Недра, 1968б.
- Беккер Ю.Р., Крылов Н.С., Негруца В.З.* Гиперборей Айновых островов Баренцева моря. ДАН СССР, т. 193, № 6, 1970 а.
- Беккер Ю.Р., Негруца В.З., Полевая Н.И.* Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборей восточной части Балтийского щита. ДАН СССР, т. 193, № 5, 1970 б.
- Белевцев Я.Н.* Новые данные о стратиграфии криворожских пород. Бюлл. НИГРИ, № 3 — 4, 1940.
- Белевцев Я.Н.* Металлогения докембрийской геосинклинали Украины. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1964.
- Белевцев Я.Н. и др.* Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Белов А.А.* К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпизайкальской субплатформы на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1968.
- Белякова Л.Т.* Новые данные по стратиграфии докембрия Приполярного Урала. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1971.
- Белянкин Д. и Куллетский Б.* Горные породы и полезные ископаемые северного побережья и прилегающих к нему островов Кандалакшской губы Белого моря. Тр. Сев. науч. пром. экспед., вып. 18, 1924.
- Берлинг Н.И., Богданов А.А.* Известняки острова Кильдин. Полезные ископаемые Ленинградской области и Карельской АССР, ч. 1. Ленинградская область. М., Гос. науч. техн. горно-геол. нефт. изд-во, 1933.
- Бессонова В.Я., Чумаков Н.М.* Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1969.
- Бирюлев А.Е.* О стратиграфии волюнской серии Волюны. Советская геология, № 3, 1968.

Богданов Ю.Б., Воинов А.С. О соотношении карелид и беломорид Восточной Карелии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 143, 1968.

Богданов Ю.Б. и др. Стратиграфия докембрийских отложений восточной части Балтийского щита. В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1971.

Бойко А.К. О стратиграфии метаморфического домезозойского комплекса Раховского массива Восточных Карпат. Геология и разведка, № 4, 1965.

Бойко А.К. О возрасте пород метаморфического комплекса Мармарошского массива. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 10, 1966.

Бойко А.К., Чеджемов Г.Х., Цюнь О.В. Абсолютный возраст некоторых образований советских Карпат. Вестн. Львовск. гос. ун-та, вып. 4, 1967.

Боровко Н.Г., Келль Г.Н., Смирнов Ю.Д. Стратиграфия, условия образования и алмазность отложений чурочной свиты (Северный Урал). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 109, 1964.

Брунс Е.П. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы. Советская геология, № 59, 1957.

Брунс Е.П. Северо-западные, центральные и северные районы Русской платформы. В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий, М., Госгеолтехиздат, 1963.

Валеев Р.Н. Тектоническое строение и закономерности размещения месторождений нефти северных районов Куйбышевской области. Тр. Геол. ин-та (Казань), вып. 14, 1966.

Вальтер А.А., Гурова С.П. Диккит из флюоритизированных песчаников Приднестровья. Геология и разведка, № 12, 1968.

Варданянц Л.А., Тихомиров С.Н. Геологическая карта поверхности кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах СССР. Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК, пробл. 4. Л., Наука, 1968.

Великанов В.А. Стратиграфия и тектоника докембрийских отложений Подольского Приднестровья и некоторые закономерности локализации флюоритового и свинцово-цинкового оруденения. Автореф. дисс. Киев, ИГН АН УССР, 1971.

Веселовская М.М. О древнейших (нижний протерозой, архей) первично-осадочных породах центральной части Русской платформы. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2, М., Недра, 1967.

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

Виноградов А.П. и др. О возрасте кристаллического фундамента Русской платформы. Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК, пробл. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Водорезов Г.И., Сагло В.В., Сегедин Р.А. К стратиграфии докембрийских отложений Мугоджар. Мат. по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 4., Стратиграфия, М., Недра, 1965.

Вологдин А.Г. Остатки микроводорослей из протерозоя Карелии. В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии, Петрозаводск, 1966.

Вологдин А.Г. К открытию остатков протерозойских водорослей на Дальнем Востоке и на Урале. ДАН СССР, т. 175, № 4, 1967.

Волочаев Ф.Я. и др. К стратиграфии древних толщ Тимана. ДАН СССР, т. 173, № 6, 1967.

Воскресенская М.Н. О соотношении пород архея, протерозоя на Курской магнитной аномалии. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1965.

Воскресенская М.Н. Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах Курской магнитной аномалии. Советская геология, № 9, 1968.

Воскресенская М.Н., Шатров А.К. О новой стратиграфии курской метаморфической серии КМА. Замечания к стратиграфической схеме С.И. Чайкина. Советская геология, № 11, 1965.

Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., Изд-во иностр. лит., 1959.

Галдобина Л.П. Иотнийские образования района Прионежья Карельской АССР. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 5, 1958.

Галдобина Л.П., Михайлюк Е.М. Литология иотнийских образований Онеж-

ской синеклизы. Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1, М., 1966.

Гарань М.И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.-Л., Госгеолтехиздат, 1946.

Гарань М.И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Л., 1956.

Гарань М.И. Западный склон и центральная зона Южного Урала. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Гарань М.И. Западная и Центральная структурно-фациальная зона. Геология СССР, т. XII. М., Недра, 1969.

Гаррис М.А. О габбро-диабазе кристаллического фундамента в Западной Башкирии. ДАН СССР, т. 103, № 1, 1955.

Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 83, 1963.

Гейслер А.Н. Опыт геохронологических сопоставлений и палеогеография отложений позднего протерозоя северной и центральной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 114, 1966.

Герасимов А.П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в районе рек Малки и Кумы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 123, 1940.

Герлинг Э.К. и др. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. В сб. Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. Л.-М., Наука, 1965.

Герлинг Э.К., Масленников В.А., Морозова И.М. Абсолютный возраст и геологическое положение древних горных пород Кольского полуострова. В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., Наука, 1967.

Гершойг Ю.Г. Тектоническая схема Криворожья. Советская геология, т. 8, № 10, 1938.

Гессе В.Н. Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Гецен В.Г. Стратиграфия и структура рифейских отложений полуострова Канин. ДАН СССР, т. 196, № 4, 1971.

Гилярова М.А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. Петрозаводск, 1949.

Гилярова М.А. Базальные образования Карелии (нижний протерозой) района Парандово-Надвоицы Карельской АССР. Вестник ЛГУ, серия геол. и географ., вып. 3, № 18, 1963.

Головкин Н.И. Метабазиты и другие эффузивные породы среди пород, кроющих железистые кварциты курской серии. В кн.: Геология северо-восточной полосы КМА. М., Наука, 1964.

Голуб Д.П., Сидоров Ю.С. Строение поверхности докембрийского фундамента Балтийского моря (по данным магнитных съемок з/с «Заря»). Океанология, т. XI, вып. 2, 1971.

Горлов Н.В. Структура беломорид. Л., Наука, 1967.

Горохов И.М. и др. Геохронологическое изучение метаморфических пород восточной части Балтийского щита рубидий-стронциевым методом по породе в целом. Тезисы докл. XVI сессии Ком. по опред. абс. возр. М., 1969.

Горохов С.С. Рифей хр. Урал-Тау. Тр. ГИН АН СССР, вып. 124, 1964.

Горохов С.С., Шафман В.С. Главный Уральский разлом на Южном Урале. ДАН СССР, т. 149, № 2, 1963.

Горощенко Г.П. Циркон как один из критериев природы пород гранулитовой формации Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 183, № 1, 1968.

Горяшинова О.П., Фалькова Э.А. Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР. Тр. ГУ Башк. АССР, вып. 9, 1940.

Грачев В.А., Кейльман Г.А. О минеральных ассоциациях гранулитовой фации в гнейсах Урала. ДАН СССР, т. 177, № 6, 1967.

Гурова Е.П. О генезисе Бахтынского месторождения. В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев, Наукова думка, 1966.

Дембовский Б.Я. К истории геологического развития Цильменского-Жамня (Тиман). В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР. 1965.

Демидов Н.Ф., Соколов В.А. Еще раз о соотношении ятулийских и ладожских образований Северного Приладожья. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26, 1960.

Доброхотов М.Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии. Советская геология. № 11, 1961.

Доброхотов М.Н. Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., Недра, 1967.

Домгер В.А. Геологические исследования в Южной России в 1861 — 1884 гг. Тр. Геол. ком-та, т. 20, № 1, 1902.

Дранник А.С. Тектоника и стратиграфия Словенчанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита. Геотектоника, № 3, 1968.

Дранник А.С., Богацкая И.В. Новые данные о составе, строении и стратиграфическом положении докембрийской овручской эффузивно-осадочной серии. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., Недра, 1967.

Древин А.Я. Опыт изучения докембрия Среднего Побужья на основе литолого-структурного метода. Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., Недра, 1967.

Древин А.Я. и др. Металлоносность и фтороносность рифейско-нижнепалеозойских структур западного склона Украинского щита. В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1968.

Дунаев В.А., Овчинников Л.Н., Краснобаев А.А. Об абсолютном возрасте геологических образований Ильменских гор (Средний Урал). ДАН СССР, т. 186, № 5, 1969.

Елисеев Н.А. Генезис сульфидных медно-никелевых месторождений. Вестн. ЛГУ, № 24, серия геол. и географ., вып. 4, 1958.

Елисеев Н.А. Петрология и металлогения ультраосновных и основных никеленосных интрузий Кольского полуострова. В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Есипов П.М. Средний, Северный и Приполярный Урал. В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Журавлев В.С., Осадчук М.И. Тиманский кряж и полуостров Канин. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Журавлев В.С. и др. К стратиграфии фундамента Тиманского кряжа. БМОИП, т. 71, отд. геол., т. 41, вып. 2, 1966.

Журавлева З.А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и Южного Урала и их стратиграфическое значение. Автореф. дисс. М., 1965.

Журавлева З.А., Чумаков Н.М. Катаграфии, онколиты и строматолиты из позднего докембрия Восточной Белоруссии. ДАН СССР, т. 178, № 3, 1968.

Забродин В.Е. Микрофитолиты рифея Урала и Шпицбергена. Автореф. дисс. М., 1967.

Загородный В.Г. К вопросу о стратиграфии печенгской свиты. В кн.: Вопросы геологии Кольского полуострова, М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962.

Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Стратиграфия и структура печенгской осадочно-вулканогенной серии на Кольском полуострове. Магматизм и геология Кольского полуострова. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л., Наука, 1964.

Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Изучение докембрийских осадочно-вулканогенных толщ на примере печенгской серии Кольского полуострова. В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., Наука, 1967.

Загородный В.Г., Предовский А.А. Пироксен и амфибол древних полиметаморфических пород Печенгского района. Матер. по минералогии Кольск. п-ва, вып. 7, 1969а.

Загородный В.Г., Предовский А.А. Общие закономерности развития структуры и размещения ультраосновных интрузий Печенги. В кн.: Основы магматизма северо-восточной части Балтийского щита. Л., Недра, 1969б.

Зайцев Ю.С. Результаты геологического картирования докембрия Белозерского железорудного района КМА. В кн.: Геология и полезные ископаемые Центральных черноземных областей. Воронеж, 1964.

Зандер В.Н. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., Недра, 1967.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, сер. минерал., петрограф., т. 3, 1953.

Зекель Я.Д. Геологические исследования в районе Зимнего берега Белого моря, бассейна Кулоя и низовьев Мезени. Тр. Северного геол. упр., вып. 3, 1939.

Зильбер М.Е. О находках органических остатков в породах Прихлебинской части Имандра-Варзугского синклиория. В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Зоричева А.И. К стратиграфии палеозойских образований севера Русской платформы. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 14, 1956.

Зыков С.И. и др. Возраст древнейших формаций Кольского полуострова. Геохимия, № 4, 1964.

Иванов А.И. К стратиграфии и древнему орогенезу западного склона Южного Урала. Тр. Башкирск. геол. треста, вып. 7, 1937.

Иванов А.И. Возраст древних свит западного склона Южного Урала. Уфа, 1946.

Иванов А.И. Обоснование сводного стратиграфического разреза древних свит западного склона Южного Урала. БМОИП, отд. геол., т. 24, вып. 5, 1949.

Иванов А.И. Древние немые свиты южного Урала. Совещ. по унификации стратигр. схем Урала. Л., 1956

Иванов А.М. К вопросу о геологическом положении и стратиграфии свиты Имандра-Ворзуга на Кольском полуострове. В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961.

Иванова З.П. Додевонские отложения. Тр. ВНИГНИ, вып. 10, 1958.

Ивантишин М.Н. Галенітові рудопрояви Подільської палеозойської смуги. Геол. журн., т. 8, вип. 3, 1947.

Ивантишин М.Н. и др. Катархей Украины по данным абсолютного возраста. В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК, пробл. 3. М., Наука, 1964.

Ивенсен Ю.П. Гранитные массивы Большой Камешек и Сопки Каменные (Северный Тиман). Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 2, 1961а.

Ивенсен Ю.П. Рифейский магматизм полуострова Канин и Северного Тимана. В кн.: Материалы по геологии и петрографии Тимана и полуострова Канин. Сыктывкар, Ин-т геол. Коми фил. АН СССР, 1961б.

Казаков Г.А., Кнорре К.Г., Стрижов В.П. Новые данные о возрасте нижних свит нижнебавлинской серии Волго-Уральской области. Геохимия, № 4, 1967.

Кайряк А.И. Бесовецкая свита — новая осадочная толща в составе протерозоя Южной Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26, 1960.

Кайряк А.И. К проблеме «нотния» Западного Прионежья. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1969.

Кайряк А.И., Хазов Р.А. Иотнийские образования Северо-Восточного Приладожья. Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., вып. 2, 1967.

Кальберг Э.А. Новые данные по стратиграфии и тектонике Среднего Тимана. Советская геология, № 33, 1948.

Калужный В.А. Метаморфические древние толщи и металлогенические черты Тимана. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1959.

Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, Наукова думка, 1965.

Караченцев С.Г., Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С. Новые данные о стратиграфии метаморфических толщ осевой полосы Полярного Урала. БМОИП, отд. геол. т. 39 (1), 1964.

Кейльман Г.А. Новые данные о геологическом строении Сысертской гранитной интрузии. Советская геология, № 6, 1958.

Кейльман Г.А. Геологическое строение Уфалейского гранитного массива. Советская геология, № 10, 1963.

Келлер Б.М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. Тр. ИГН АН СССР, серия геол., № 37, вып. 109, 1952.

Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы. Очерки по региональной геологии СССР. Изд-во МГУ, 1968.

- Келлер Б.М., Копелиович А.В., Соколов Б.С. Полуостров Рыбачий, Средний и остров Кильдин. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий, М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Келлер Б.М., Соколов Б.С. Вендский комплекс — первое подразделение палеозойской группы. Тезисы докладов. Новосибирск, 1962.
- Кизевальтер Д.С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. Тр. Кавказск. эксп. ВАГТ и МГУ за 1957г., т. 2, 1960.
- Кизевальтер Д.С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. Геология и разведка, № 1, 1963.
- Кирсанов В.В. Новые данные по стратиграфии докембрийских отложений центральных районов Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1968.
- Клевцова А.А., Солонцов Л.Ф. К вопросу о стратиграфической принадлежности и корреляции древнейших отложений осадочного покрова Русской платформы. Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол., № 9, 1960.
- Кожухаров Д. и др. Состав и возраст метаморфических сланцев восточной части Дзирульского массива. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1971.
- Козлов М.Т. Стратиграфия Имандра-Варзугской подвижной зоны. В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1971.
- Конткевич С. Геологические описания окрестностей Кривого Рога. Горный журнал, № 1, 1880.
- Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., Наука, 1965.
- Корякин А.С. К вопросу о докембрийских корах континентального выветривания. Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., Недра, 1967.
- Краснобаев и др. О возрасте габбро-норитов Копанско-Кусинской интрузии — реликтах древнейших интрузивных пород Урала. Ежегодник Ин-та геол. и геохим. АН СССР, Свердловск, 1972.
- Кратц К.О., Лазарев Ю.И. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии. В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, Изд-во Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1961.
- Кратц К.О. Главные черты дочетвертичной геологии восточной части Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Криницкий Д.Д., Криницкая В.М. Новые данные по стратиграфии метаморфических образований зоны Урал-Тау. Информ. бюлл. ЮУГУ, № 4 (6), 1958.
- Крылов И.Н. Столчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. Тр. ГИН АН СССР, вып. 69, 1963.
- Крылов И.Н. О столчатых строматолитах Карелии. В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, Карелкнижиздат, 1966а.
- Крылов И.Н. Значение строматолитов для стратиграфии докембрия. Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., Недра, 1966б.
- Крылов И.Н., Нужнов С.В., Шаповалова И.Г. О строматолитовых комплексах среднего рифея. ДАН СССР, серия геол., т. 181, № 2, 1968.
- Кузнецов И.Г. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. Всесоюз. геологоразвед. объедин., вып. 100, 1932.
- Кузнецов И.Г. Докембрийские отложения. В кн.: Геология СССР, т. 11. Северный Кавказ, ч. 1. М.-Л., 1947.
- Кулчков П.К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности. М., Недра, 1968.
- Куплетский Б.М. Петрография Кольского полуострова. В кн.: Петрография СССР, серия 1. Региональная петрография, вып. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
- Курочка В.П. Характер выветривания гидрослюдистых пород нижнего палеозоя Приднестровья. ДАН БССР, т. 1, № 3, 1957.
- Курылева Н.А., Егоров-Фурсенко Е.Н. Свита Печенга-Кучин. В кн.: Геология СССР, т. 27. М., Госнаучтехиздат, 1958.
- Кутеев В.Г., Кожлев Л.В., Виноградов Д.П. Геохронология Восточного Приазовья. В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.-Л., Наука, 1965.

Кухаренко А.А. Нижний палеозой западного склона Среднего и южной части Северного Урала. Л., 1956.

Лапинская Т.А., Богданова С.В. Об основных породах фундамента Волго-Уральской области в связи с определением их абсолютного возраста. В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М., Наука, 1967.

Левин В.Я. и др. Новые данные о геологии Ильменских гор. В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. I Уральск. петрогр. совещ. т. 3, Свердловск, 1963.

Леворсен А.И. Палеогеологические карты. М., Гостоптехиздат, 1962.

Леоненко И.Н. Богатства КМА (к оценке месторождений КМА). Разведка и охрана недр, № 2, 1969.

Леоненко И.Н., Полещук В.Д., Зайцев Ю.С. Докембрий Воронежской антеклизы. БМОИП, т. 72, отд. геол., т. 42, вып. 5, 1967.

Либрович В.Л. О соответствии гипотезы образования фосфоритов А.В. Казакова фактическим данным. Геология и геофизика, № 1, 1966.

Лобанов И.Н. Ятулийские кварцевые конгломераты Карелии и их происхождение. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1962.

Луцицкий В.И. Данные по гидрогеологии северо-восточной Украинской артезианской мульды в связи с вопросом водоснабжения сел и городов. Вестн. Укр. геол. ком., вып. 8, 1926.

Львов К.А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. Советская геология, № 55, 1957.

Любцов В.В. Первая находка наутилоида в доломитизированных известняках печенгской свиты Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 133, № 1, 1960.

Любцов В.В. Органические остатки древнейших осадочно-метаморфических толщ Кольского полуострова. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1962.

Люткевич Е.М. Геология Канина полуострова. Тр. ВНИГРИ, спец. серия, вып. 4, 1953.

Люткевич Е.М., Харитонов Л.Я. Эокембрийские отложения полуострова Рыбачьего, Среднего и острова Кильдин. В кн.: Геология СССР, т. 27, ч. 1, 1958.

Макиевский С.И., Николаева К.А. Некоторые замечания о стратиграфии и тектонике Кольского гнейсового комплекса и его взаимоотношениях с беломорскими гнейсовыми комплексами. В кн.: Вопросы геологии Кольского полуострова. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962.

Малиновский Ф.М. О сульфидоносных фосфоритах Подолы. ЗВМО, № 1, 1955.

Мамаев Н.Ф., Пронин А.А., Черменинова И.В. О стратиграфии и тектонических особенностях формирования толщ докембрия и нижнего палеозоя на восточном склоне Урала. Тр. Ин-та геол. Уральск. фил. АН СССР, вып. 65, 1963.

Масленников В.А., Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Ю. Древнейшие горные породы Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД, вып. 12, 1961.

Матковский О.И., Чеджемов Г.Х., Цыбень О.В. Абсолютный возраст некоторых пород докембрийского фундамента в Чивчинских горах Карпат. В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., Недра, 1967.

Махнач А.С. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1958.

Махнач А.С. О полезных ископаемых древнепалеозойских отложений Белоруссии. Тр. ИГН АН БССР, вып. 2, 1960.

Махнач А.С. и др. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью, Минск, Наука и техника, 1966.

Махнач А.С., Веретенников Н.В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск, Наука и техника, 1969.

Миловский А.В., Баранов В.В. О докембрийской складчатости и структурах докембрия на юго-востоке Урала. Вестн. МГУ, серия геол., № 5, 1971.

Минкин Л.М. О роли древних (дорифейских) структур в строении Уральского складчатого пояса. Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 43, 1963.

Минкин Л.М. Карты метаморфизма Урала. Тр. Второго Уральск. петрогр. совещ., т. 1, 1969.

Мирская Д.Д. О некоторых условиях формирования древних вулканогенных толщ на примере изучения печенгской серии. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., Недра, 1966.

Мирская Д.Д., Загородный В.Н. Об ультраосновных дифференциатах эффузивов четвертой вулканогенной толщи печенгской серии. В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л., 1967.

Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Туфолавы печенгской серии (Кольский полуостров). В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 4. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Мишарев Д.Г. и др. Стратиграфия, тектоника и пегматитонность Северо-Западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 31, 1960.

Младших С.В., Аблизин Б.Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1967.

Морозов С.Г., Постников Д.В. Контактные явления и магматическая дифференциация в интрузивных габбро-диабазов среди додевонских отложений Западной Башкирии. ДАН СССР, т. 147, № 2, 1962.

Морозов С.Г., Ревенко Э.А. О возрасте карбонатных толщ бавлинских отложений Башкирии. ДАН СССР, т. 184, № 4, 1969.

Наливкин А.Б. О стратиграфии и тектонике метаморфической толщи Тимана. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. М., Госгеотехиздат, 1962.

Негруца В.З. Литология, генетические типы и полезные ископаемые гиперборейских образований полуострова Среднего и Рыбачьего. Тезисы докл. Первого рабоч. совещ. по литологии докембрийской метаморфич. толщ. Петрозаводск, 1963а.

Негруца В.З. Опыт фашиального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. Советская геология, № 7, 1963б.

Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Проблема геологии ятулия. Тр. ВСЕГЕИ нов. серия, т. 143, 1968.

Негруца Т.Ф. Геологическое строение карелид юго-западного крыла Лехтинского синклиория. Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., № 18, вып. 3, 1967.

Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее окисленность. М., Наука, 1968.

Никольский А.П. О стратиграфии района Кривого Рога. ДАН СССР, т. 82, 1952.

Никольский А.П. Стратиграфические комплексы докембрия юго-западной части Русской платформы и задачи их картирования в условиях зоны ультраметаморфизма. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. Вопросы литологии и рудоносности докембрийских метаморфических толщ. М., Недра, 1967.

Новикова А.С. К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1959.

Новикова А.С. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое. Геотектоника, № 1, 1965.

Овчинников Л.Н., Дунаев В.А. Израндит — древнейшая горная порода Урала. В кн.: Вопросы датировки геологических образований и основных пород. М., Наука, 1967.

Овчинников Л.Н. и др. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК, пробл. 3. М., Изд-во АН СССР, 1964.

Огариков И.С., Хатянов Ф.И. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с Уральской герцинской складчатой областью. ДАН СССР, т. 143, № 3, 1962.

Ожиганов Д.Г. Геология хр.Урал-Тау и района перидотитового массива Южного Крака. М., Госгеолтехиздат, 1941.

Ожиганов Д.Г. Геологическое строение метаморфического пояса хр.Урал-Тау Южного Урала. Уч. зап. Башкирск. гос. пед. ин-та, вып. 4, 1955.

Ожиганов Д.Г. Вопросы стратиграфии докембрия Южного Урала. Уфа, 1957.

Ожиганов Д.Г. Вопросы геологического строения зоны Урал-Тау и восточной части западного склона Южного Урала. Уфа, 1966.

Ожиганова Л.Д. Литолого-минералогическая характеристика додевонских от-

ложений Западной Башкирии. В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 4, Уфа, 1959.

Ожиганова Л.Д. Петрографо-минералогические исследования древних отложений. В кн.: Древние отложения Западной Башкирии. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Олли А.И., Романов В.А. О сопоставлении допалеозойских отложений западного склона Южного Урала и хребта Урал-Тау. В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 7, Уфа, 1960.

Олли А.И. Материалы по геологии Южного Урала. Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та, вып. 2, № 15, 1940.

Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 5, 1962.

Пап А.М. Породы овручской серии в составе кристаллического фундамента р-на Житковичей (БССР). ДАН СССР, т. 151, № 6, 1963.

Пап А.М. Основные итоги и некоторые особенности изучения докембрийского кристаллического основания Белоруссии. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2, М., Недра, 1967.

Полевая Н.И., Мурина Г.А., Казаков Г.А. Определения абсолютного возраста осадочных пород по глауконитам. Советская геология, № 7, 1960.

Полканов А.А. Гиперборейская формация п-ва Рыбачий и о.Кильдин (Кольский полуостров) Проблемы советской геологии, т. 2, № 6, 1934.

Полканов А.А., Герлинг Э.К. Предварительная возрастная шкала докембрия — герцинид для Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД, вып. 19, 1964.

Полканов А.А., Кратц К.А., Шуркин К.А. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД, вып. 19, 1964.

Половинкина Ю.И. Очерки докембрийского магматизма отдельных районов. В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2, М., Госгеолтехиздат, 1958.

Половинкина Ю.И. Стратиграфическое расчленение и реконструкция исходного материала гнейсовой серии Украинского кристаллического массива. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. Вопросы литологии и рудоносности докембрийских метаморфических толщ. М., Недра, 1967.

Поляк Э.А. Геологическое строение Печенгской структуры. В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. М.-Л., Наука, 1968.

Поляк Э.А. Стратиграфия и тектоника печенгского осадочно-вулканогенного комплекса. Автореф. дисс. Л., Недра, 1969.

Постников Д.В. Разрез нижнего докембрия в Туймазинском р-не. ДАН СССР, т. 172, № 5, 1967.

Постникова И.Е. О стратиграфии поддевонских отложений Средобско-Пачелмского района. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.

Поталенко Ю.Я. О додевонских формациях и этапах развития Северного Приэльбрусья. ДАН СССР, т. 187, № 1, 1969.

Поталенко Ю.Я., Момот С.П. О литологии и возрасте урлешской свиты Северного Приэльбрусья. Советская геология, № 4, 1966.

Поталенко и др. О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта. ДАН СССР, т. 198, № 5, 1971.

Потрубович Л.Н., Островская Н.А., Селивановская Н.Э. Терско-Варзугский геосинклинальный прогиб. Матер. по геол. СЗ СССР, вып. 7, М., Недра, 1967.

Предовский А.А., Петров В.П. О соотношении питквянтской и ладожской толщ протерозоя в Северном Приладожье. В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 2. Изд-во ЛГУ, 1964.

Предовский А.А. и др. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. Л., Наука, 1967.

Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Варисциальный цикл. М.-Л., Наука, 1965.

Пузанов Л.С., Якубович К.И. Некоторые закономерности распределения флюоритового оруденения на Урале. В кн.: Минеральное сырье, вып. 15, Изд. ВИМС, 1968.

Пятницкий П.П. Исследование кристаллических сланцев степной полосы юга России. Тр. Об-ва испыт. природы при Харьк. ун-те, т. 32, 1898.

Раабен М.Е. К вопросу о стратиграфическом положении машакской свиты Южного Урала. ДАН СССР, т. 117, № 6, 1957.

- Раабен М.Е.* Полярный Урал. В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Раабен М.Е.* Строматолиты верхнего рифея (гимносолениды). Тр. ГИН АН СССР, вып. 203, 1969.
- Разницын В.А.* К вопросу о возрасте кислоручейской свиты рифейского складчатого фундамента Тимана. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1965.
- Робонен В.И.* Новые данные по стратиграфии нижнего протерозоя б.Тунгудского р-на Карелии. Тр. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 4, 1959.
- Робонен В.И.* Стратиграфия протерозоя р-на Шомбозера. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26, 1961.
- Робонен В.И., Рыбаков С.И.* Геолого-генетические особенности колчеданных руд Хаутовааро-Чилкинской зоны протерозоя (Южная Карелия). Петрозаводск, 1967.
- Роненсон Б.М.* Основные черты геологического строения северной части Вишневых гор. Геология и разведка, № 1, 1959.
- Рудаков С.Г.* О метаморфическом комплексе Чивчинских гор и его взаимоотношениях с древнейшими породами Раховского массива. Тр. Карпатск. эксп. МГУ, вып. 1, 1966.
- Румянцева Н.А.* Новые данные по геологии шатакской свиты Южного Урала. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 28, 1960.
- Русинович И.А.* Зона переменных изменений докембрийских пород и генезис железных руд КМА. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, вып. 2, 1959.
- Салоп Л.И.* Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород. Геология и геофизика, № 1, 1963.
- Салоп Л.И.* Протерозой. В кн.: Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия. М., Недра, 1968.
- Салоп Л.И.* Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статья первая и вторая. БМОИП, отд. геол., т. 14 (4) и 14 (5), 1970.
- Салоп Л.И.* Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 175, 1971.
- Саранчина Г.М.* Посткладожские гранитоиды Приладожья. Матер. по геол. и пол. ископ. сев.-зап. РСФСР, вып. 7, 1967.
- Свицальский В.И.* Железородное месторождение Кривого Рога. Тр. Всесоюз. геологоразв. объедин., вып. 153. 1932.
- Сегедин Р.А.* К вопросу о стратиграфии древних толщ Мугоджар. В кн.: Геология и полезные ископаемые Западного Казахстана, т. 1. Актюбинск, 1961.
- Семеновко Н.П. и др.* Геохронология докембрия Украины. Киев, Наукова думка, 1965.
- Семеновко Н.П. и др.* Абсолютный возраст пород Карпатского региона и Вольно-Подольской плиты и его значение для решения некоторых геологических проблем. В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., Наука, 1967.
- Семеновко Н.П. и др.* Новые данные по определению абсолютного возраста кристаллических пород Восточно-Европейской платформы. Тезисы докл. XVI сессии ком. по опред. возр. М., 1969.
- Сергеева Э.И.* Стратиграфия и литология верхнепротерозойских осадочных пород зоны осадочного обрамления Кольского полуострова. Автореф. дисс. Л., 1967.
- Симанович И.М.* Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников. М., Наука, 1966.
- Симон А.К.* К стратиграфии Кольских карелид. ДАН СССР, т. 165, № 3, 1965.
- Симоненко Т.Н., Толстихина М.М.* Блоковое строение складчатого фундамента Европейской части СССР. Геотектоника, № 4, 1968.
- Ситдиков Б.С.* Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Изд-во Казанск. ун-та, 1968.
- Смирнов Г.А.* Уфимский амфитеатр, ч. 1. Тр. Уральск. фил. АН СССР, вып. 25, 1956.
- Смирнова В.С., Бабошин В.А.* Геологическое строение, метаморфизм и пегматитоносность архейских образований Юго-Западного Беломорья. М., Недра, 1967.

Снежко А.Е. Докембрий. Зона Главного хребта. Зона Передового хребта. В кн.: Геология СССР, т. 9. Северный Кавказ, ч. 1. М., Недра, 1968.

Соколов Б.С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1952.

Соколов В.А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Соколов Д.С. Несогласия и перерыв внутри рифейской группы в Катав-Ивановском районе (Южный Урал). БМОИП, нов. серия, т. 52, отдел геол., т. 22 (1), 1947.

Соколов П.В. Барит и флюорит. В кн.: Полезные ископаемые Ленинградской области и Карельской АССР. Справочник, ч. 1. Ленинградская область, 1933.

Солнцев О.А. Метаморфические сланцы. Тр. ВНИГНИ, вып. 133, 1959.

Солонцов Л.Ф. К вопросу о стратиграфическом расчленении додевонских отложений Урало-Волжской области и смежных территорий. ДАН СССР, т. 95, № 6, 1954.

Солонцов Л.Ф. Девонские отложения Урало-Волжской области и смежных территорий. В кн.: Нефтегазоносность Урало-Волжской области. М., 1956.

Солонцов Л.Ф. Основные черты протерозойской магматической деятельности в пределах Урало-Поволжья. Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол., № 7, 1959.

Солонцов Л.Ф. Итоги изучения рифейских отложений востока Русской платформы и современные представления о их стратиграфическом расчленении в пределах Татарии. Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол., № 9, 1960.

Солонцов Л.Ф. К вопросу о пересмотре стратиграфической схемы отложений позднего докембрия центральных и восточных областей Русской платформы. Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол., вып. 10, 1963.

Солонцов Л.Ф., Клевцова А.А., Аксенов Е.М. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений востока Русской платформы. Советская геология, № 1, 1966.

Солонцов Л.Ф. и др. Новые данные о докембрии центральной части Русской платформы. ДАН СССР, т. 180, № 2, 1968.

Сомин М.Л. Некоторые особенности связи магматизма и тектоники кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа. Геотектоника, № 3, 1965.

Софронов Г.П. Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала. Тезисы докл. Совещ. по унифик. стратигр. схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Л., 1966.

Сулова С.Н. Туфогенные конгломераты озера Пороярви (Печенгский район). В кн.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. М.-Л., Наука, 1966а.

Сулова С.Н. К вопросу о литологии туфогенно-осадочных толщ печенгской серии Кольского полуострова. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., Недра, 1966б.

Теннер Д.Д. Некоторые данные по геологии Рыбачьего полуострова. Изв. Ленингр. геол. треста 2 (II), Л.-М., 1936.

Тимергазин К.Р. Девонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа, 1959.

Тимергазин К.Р. К расчленению бавлинских отложений востока Русской платформы на три серии. Новосибирск, 1962.

Тимофеев Б.В. О возрасте древних осадочных свит Северного Приэльбрусья. ДАН СССР, т. 144, № 1, 1962.

Ткачук Л.Г., Гуржий Д.В. Раховский кристаллический массив. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.

Толстихина М.М. К познанию древнейших осадочных отложений центральных районов Русской платформы. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 14, 1956.

Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М., Наука, 1966.

Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Горлов Н.В. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций. Геохимия, № 3, 1970.

Тугаринов А.И. и др. Об определении возраста осадочных пород ураново-свинцовым методом. Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК, пробл. 3. М., Наука, 1964.

- Ушакова З.Г. Нижнепалеозойская трапповая формация западной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 80, 1962.
- Фонарев В.И. и др. Стратиграфия верхнего докембрия (рифей) Южных Мугоджар. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1966.
- Харитонов Л.Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. Тр. III сессии Комис. по опред. абс. возр. геол. форм. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Харитонов Л.Я. Новые данные по геологии протерозоя Южной Карелии. Науч. докл. высш. школы, № 4, 1958.
- Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., Недра, 1966.
- Харитонов Л.Я. и др. К стратиграфии железорудных толщ Западной Карелии. Вестн. ЛГУ, серия геол. и географ., № 24, вып. 4, 1964.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Чайка В.М. Являются ли метаморфизованные конгломераты айской свиты базальными образованиями докембрия Южного Урала. Советская геология, № 3, 1965.
- Чернов Г.А. Новые данные по геологии и тектонике западного склона Приполярного Урала. ДАН СССР, нов. серия, т. 11, № 5, 1948.
- Черный В.Г. Стратиграфия и тектоника рифейского складчатого фундамента северо-западной части полуострова Канин. БМОИП, т. 70, отд. геол. т. 40, вып. 2, 1965.
- Чесноков С.В. Ларинский и Миасский гнейсовые купола Восточно-Уральского антиклинория и их эволюция. Автореф. дисс. М., 1967.
- Шарфман В.С., Горохов С.С. Стратиграфия метаморфических свит Орь-Илекского междуречья на Южном Урале. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала., вып. 4. М., Недра, 1965.
- Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. В кн.: Материалы к познанию геологического строения СССР, вып. 2/6. Изд. МОИП, 1945.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1946.
- Шатский Н.С. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1952а.
- Шатский Н.С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и о ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1952б.
- Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба. БМОИП, отд. геол., т. 30, вып. 5, 1955а.
- Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Матер. Совещ. по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955б.
- Шатский Н.С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шемакин В.М. О чарнокитах Северной Карелии, ДАН СССР, т. 169, № 6, 1966.
- Шоцкий И.И. Новые данные по стратиграфии и литологии тетерово-бугской серии. В кн.: Проблемы глубинной геологии докембрия. М., Недра, 1967.
- Штילה Г. Избранные труды. М., Мир, 1964.
- Шульга П.Л. Междомча нарада по стратиграфии рифею, венду, кембрию та ордовіку УРСР. Геологичний журнал, т. 29, вып. 4, 1969.
- Шуркин К.А. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, 1962.
- Зйнон О.Л., Цуканов В.А., Есипчук К.Е. Опыт детального геологического картирования докембрийских образований Западного Приазовья. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., Недра, 1967.
- Якобсон К.Э. К вопросу о границе между протерозоем и палеозоем на западе Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1966.
- Якобсон К.Э. Основные черты строения рифейских осадочных толщ Приуралья. ДАН СССР, т. 179, № 1, 1968.
- Яшкин Ю.К. Верхнепротерозойские монтмориллонитовые глины Среднего Приднестровья. Советская геология, № 2, 1967.

Atlas geologiczny Polski. Warszawa, 1963.

Lupander K. Sediment formatione pa Fiskarhalvön. Bull. Comm. Geol. Finl., № 104, 1934.

Ramsay W. Über die geologie der präcambrischen und archeischer Bildungen in Olouetz Karelien. Förhand. vid. Nordisca Naturforskare och Läkaremötet, 1902.

Sederholm J.J. On the geology of Fennoscandia. Bull. Comm. Geol. Finl., № 91, 1932.

Väyrynen H. Notes of the geology of Karelia and Onega region in the summer of 1937. Bull. Comm. Geol. Finl., № 123, 1938.

Weaver C.E. Mineralogi of the middle Devonian Tioda K-bentonite. Amer. Miner. vol. 41, № 3—4, 1956.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Ю.Р. Беккер)	3
I. Методика составления карты (Ю.Р. Беккер)	5
II. Общий очерк позднедокембрийской структуры Русской платформы и ее складчатого обрамления (Ю.Р. Беккер, К.Э. Якобсон)	6
III. Строение фундамента Русской платформы	9
Архей (Ю.Б. Богданов)	9
Протерозой (Ю.Б. Богданов, В.З. Негруца, С.Н. Сулова)	18
IV. Выступы фундамента в складчатых системах, обрамляющих Русскую платформу (Ю.Р. Беккер)	52
V. Строение верхнего докембрия в складчатых системах, обрамляющих Русскую платформу (Ю.Р. Беккер, Ю.Я. Потапенко, К.Э. Якобсон)	58
VI. Строение докембрийского осадочного чехла Русской платформы (К.Э. Якобсон, Е.М. Аксенов, Л.Ф. Солонцов, Ю.Р. Беккер)	95
VII. Полезные ископаемые докембрийского осадочного чехла Русской платформы (Л.Ф. Солонцов, Е.М. Аксенов)	113
Заключение (Ю.Р. Беккер)	120
Литература	121

Докембрий Русской платформы и ее складчатого обрамления

Объяснительная записка к геологической карте
со снятыми фанерозойскими отложениями
масштаба 1:5 000 000

Редактор *Л.В. Белова*
Техн. редактор *Т.В. Гвоздева*
Корректор *З.Б. Хохлова*

М-25531 Подп. к печати 28/III-1974 г.
Уч. изд. л. 12,29 Печ. л. 8+прилож. Тираж 800 экз.
Цена 1 р. 38 коп. Заказ 15

Набор произведен на фотонаборном автомате 2НФА
Отпечатано на ротапринте ПК ОП ВСЕГЕИ

Precambrian of the Russian platform and its folded framing Explanatory note map with the Phanerozoic stripped away, scale 1:5 000 000. Leningrad, 1974.

The geologic map of the Russian platform and its folded framing with the Phanerozoic strata stripped away is compiled for the first time. In the explanatory note we included methods of this map compiling, and also structures of the crystalline basement, Precambrian sedimentary cover of the platform, and the Precambrian strata of the Urals, Caucasus and Carpathians folded areas. In the last chapter the mineral deposits of the Precambrian sedimentary cover of the platform are characterized. In addition to the geologic map, the work is supplied with three correlation tables for the larger stratigraphic subdivisions in the Precambrian of the Russian platform and the Urals.

Editorial board Ju.R. Bekker (editor-in-Chief, M.M. Tolstikhina, K.E. Jacobson).

1283

Цена 1 р. 38 коп.