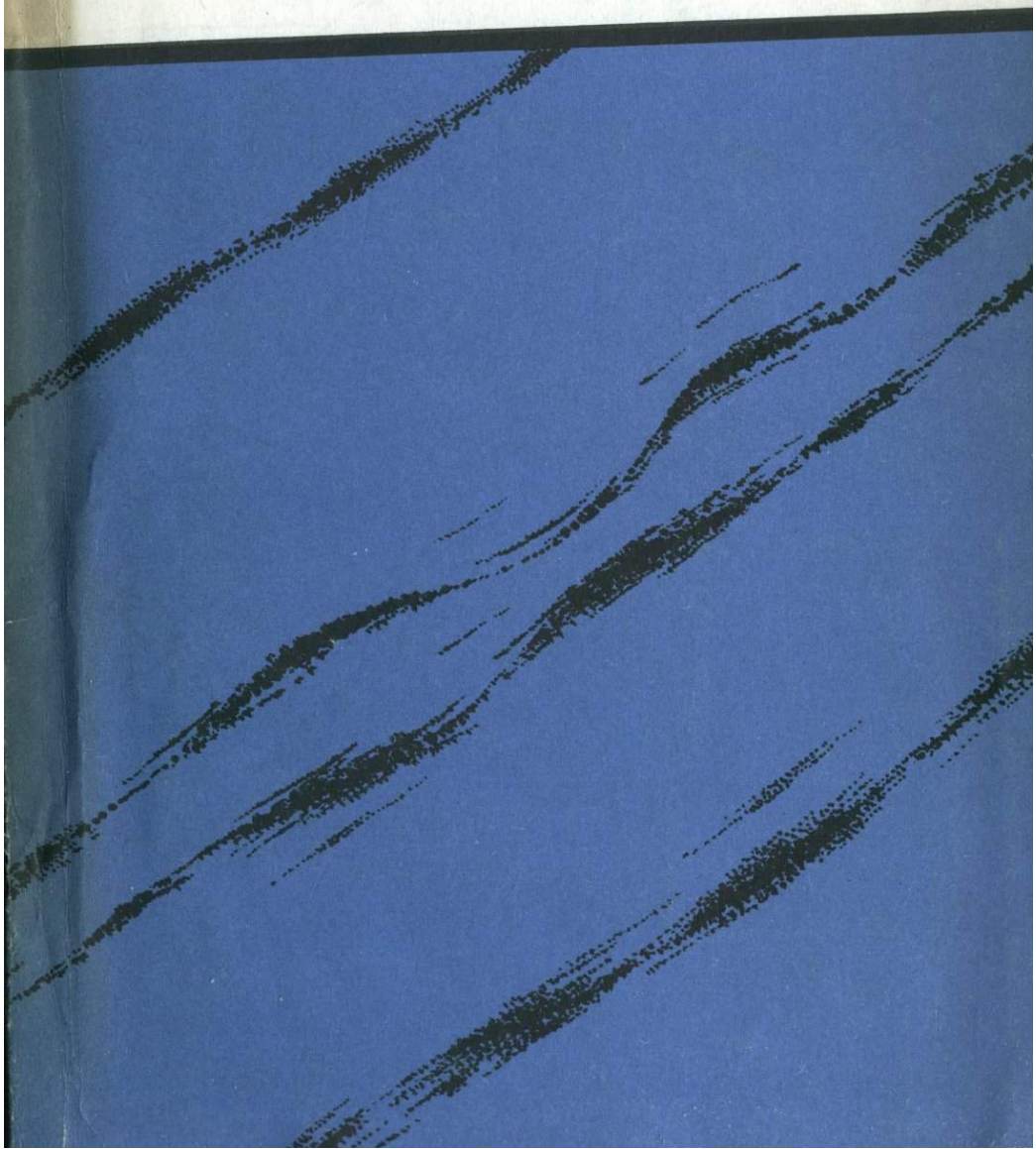


**В. Г. ГЕЦЕН**

**СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА  
СЕВЕРНОГО ТИМАНА  
И ПОЛУОСТРОВА КАНИН**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
КОМИ ФИЛИАЛ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

551.24

В. Г. ГЕЦЕН

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА  
СЕВЕРНОГО ТИМАНА  
И ПОЛУОСТРОВА КАНИН

1566



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Ленинградское отделение  
ЛЕНИНГРАД 1975



УДК 551.242.3(470.111)

Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин.  
Гецен В.Г. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 1-144.

В работе рассматривается стратиграфия, структура и история формирования рифейских складчатых сооружений п-ова Канин и Северного Тимана. Приводится развернутая характеристика разрезов верхнего докембрия, отмечается зональный характер их регионального метаморфизма, рассматривается связь полезных ископаемых Тимана и п-ова Канин с осадочно-метаморфическим комплексом. Предлагается тектоническая схема тиманских байкалит. На основе формационного анализа платформенного чехла показано унаследованное развитие платформенных структур севера Печорской впадины от структур рифейского фундамента.  
Библ. - 164 назв., илл. - 13, табл. 10.

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
М.Е. РААБЕН

Г  $\frac{20802-609}{055(02)-75}$  164-75

© Издательство „Наука“, 1975

## ВВЕДЕНИЕ

Тектоника фундамента Тимано-Печорской провинции в настоящее время привлекает самое пристальное внимание геологов различных профилей, так как структурный план фундамента непосредственно влияет на структурный план платформенного чехла и в значительной степени обуславливает закономерности размещения нефтяных и газовых залежей. Определить состав и структуру фундамента Печорской впадины, скрытого от непосредственного изучения под мощным платформенным чехлом, можно через посредство изучения состава и строения докембрийских отложений Северного Тимана и п-ова Канин. До сих пор сведения по геологии верхнего докембрия данного района ограничивались материалами рекогносцировочных исследований (Ramsay, 1911; Люткевич, 1953; Мальков, Пучков, 1964; Черный, 1965). Слабая его изученность объясняется сильной дислоцированностью и значительным метаморфизмом пород, а также отсутствием палеонтологических данных.

Цель работы состояла в выяснении структуры и стратиграфического разреза верхнего докембрия рассматриваемого региона на основе геологических материалов, собранных во время полевых исследований (рис. 1) на Тимане (1963, 1965, 1968, 1969, 1971 гг.) и п-ове Канин (1967-1970 гг.). В процессе обработки материалов был использован комплекс методов: геологическое дешифрирование аэрофотоснимков, анализ геофизических данных, литолого-формационный, палеонтологический и структурный анализы, изучение характера вторичных изменений первичноосадочных пород и закономерностей пространственного размещения метаморфических фаций. Привлекались материалы и более ранних исследований. Кроме того, анализированы и обобщены данные геофизических исследований, проведенных Западным и Сибирским геофизическими трестами Севморгео, ВНИГРИ, и данные геологических съемок Ухтинского и Северо-Западного территориальных геологических управлений.

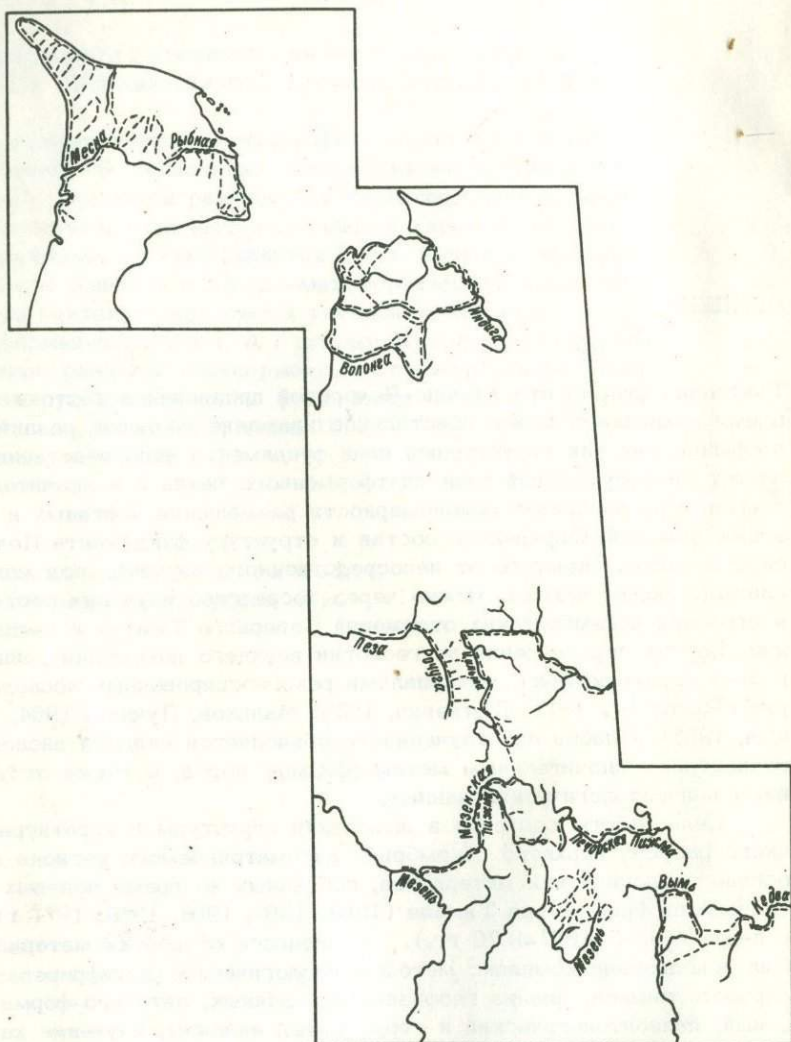


Рис. 1. Маршрутная карта Канинского геологического отряда.

Штриховая линия - маршруты.

В результате проведенных работ на литолого-формационной основе было произведено расчленение верхнего докембрия п-ова Канин на серии и свиты, составлена значительно более детальная геологическая карта полуострова и дана схема распространения метаморфических фаций в осадочно-метаморфическом комплексе верхнего докембрия Тимана и Канина. Доказан довендский возраст верхнедокембрийских отложений Северного Тимана и п-ова Канин.

В полевых работах большую помощь оказали лаборанты Института геологии Коми филиала АН СССР Н.И. Беляев, М.Я. Лихачев, Г.Ф. Семенов и А.К. Ракин. Литолого-петрографическая и минералогическая обработка собранных коллекций, а также фотосъемка обнажений и шлифов, произведена автором. Химико-аналитические работы осуществлены в лабораториях Института геологии Коми филиала АН СССР: физических методов исследования, химической и масс-спектрометрии. При этом спектральные анализы выполнены Т.И. Ивановой, Г.Е. Юшковой, К.А. Чупровой, химические - Л.П. Павловым, Э.Я. Тюрниной, Н.А. Мальковой, И.А. Репиной, термические - В.В. Беляевым и Г.Я. Тысячной, рентгеноструктурные - В.В. Хлыбовым, И.В. Швецовым, определения абсолютного возраста - А.Д. Естафьевой и Н.В. Сухановым, определения открытой пористости и удельного веса - Л.А. Юшкиной. В определении фауны участвовали М.Е. Раабен (строматолиты), Н.Г. Пыхова (акритархи), З.П. Михайлова (фораминиферы), А.И. Першина и Н.В. Калашников (брахиоподы), Н.А. Боринцева, В.А. Цыганко (кораллы). Большую помощь в оформлении работы оказали В.И. Исакова и Г.С. Семенова.

В процессе работы автор неоднократно пользовался советами, рекомендациями или коллекциями Р.А. Гафарова, Б.М. Келлера, М.Е. Раабен, М.М. Веселовской, В.А. Калужного, Т.И. Кушнаревой, В.М. Пачуковского, А.М. Плякина, В.Н. Пучкова.

Всем им автор выражает свою глубокую признательность, особенно В.С. Журавлеву, за внимание и ценные советы в процессе выполнения работы.

## ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первое описание орографии и гидрографии Северного Тимана принадлежит А.Г. Шренку (1855), который в 1837 г. по заданию Российской Академии наук пересек Северный Тиман от устья р. Индиги до устья р. Пеши. Начало геологическому исследованию на Северном Тимане было положено работами А. Кейзерлинга (1843 г.) и А.Ф. Штукенберга (1874 г.), а на п-ове Канин — К.И. Гревингга (1848 г.). На первой геологической карте Тимана, составленной Ф.Н. Чернышевым (1915), Канино-Тиманская зона дислокаций рассматривалась как продолжение дислоцированных пород полуостровов Варангер, Рыбачий и о. Кильдин. Согласно Ф.Н. Чернышову (1902), дислокации Тимана и Канина подчинены двум направлениям зон разломов, совпадающим с северо-западным и северо-восточным дизъюнктивными ограничениями Балтийского щита. Финский ученый Вильям Рамсей (рис. 2), проводивший свои исследования на п-ове Канин в 1903 г. (Ramsay, 1911), впервые попытался расчленить метаморфические породы хр. Канин Камень. По его мнению, осадочно-метаморфические породы хр. Канин Камень более древние, чем доломиты мысов Лудоватых, и одним из возможных аналогов этих пород в Финляндии могла быть серия Райпас. Докембрийскую структуру хр. Паё В. Рамсей считал крутой моноклиной, погружающейся в северо-восточном направлении.

После Великой Октябрьской революции новый этап геологического изучения Канина и Северного Тимана, начавшийся исследованиями М.М. Ермолаева (1926 г.), М.Б. Едемского (1930 г.), В.П. Бархатовой (1935-1936 гг.), А.А. Чернова (1937 г.), К.К. Воллозовича, А.Н. Александровой, В.И. Шмыгалёва (1938-1939 гг.) и др., был приостановлен Великой Отечественной войной. И лишь после ее окончания на описываемой территории стали производиться планомерные тематические исследования и геологическая съемка. В 1946 г. на п-ове Канин работала экспедиция ВНИГРИ под руко-

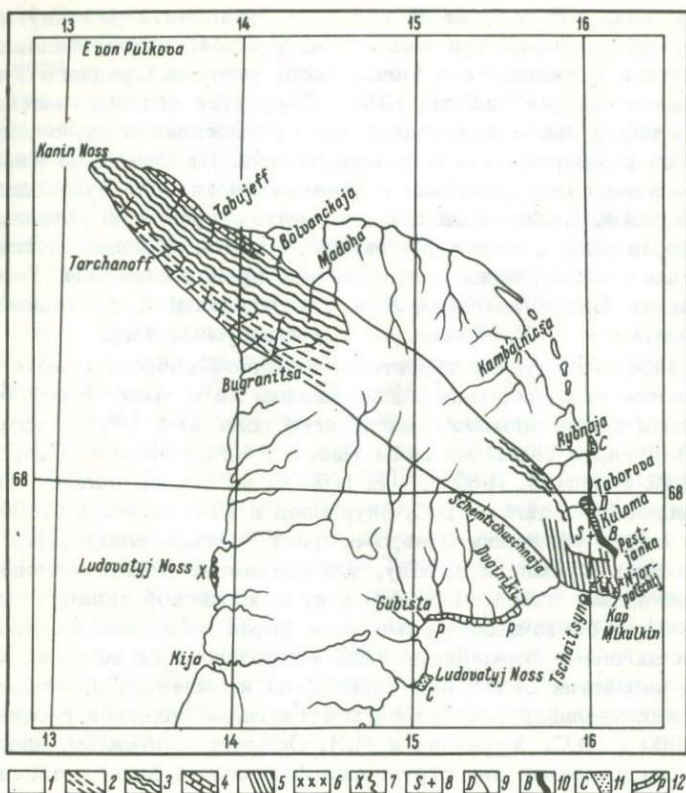


Рис. 2. Геологическая карта п-ова Канин, по Рамсею (Ramsay, 1911).

- 1 - кристаллические сланцы (нерасчлененные);  
 2 - зона глинистых сланцев с кварцитами; 3 - филлитовая зона; 4 - доломиты; 5 - кварцитовая зона; 6 - пегматиты; 7 - доломиты мысов Лудоватых; 8 - готландий; 9 - верхний девон; 10 - диабазы; 11 - карбон; 12 - пермь.

водством Е.М. Люткевича, которым была составлена геологическая его карта (Люткевич, 1953). Структуру осадочно-метаморфических пород Канина Камня, отнесенных предположительно к кембрию, Е.М. Люткевич рассматривал как антиклинорий.

С начала 50-х годов на Северном Тимане и п-ове Канин ведется геологическая съемка. В 1954-1955 гг. на п-ове Канин работали партии А.Ф. Вашенко, М.Б. Голубовского, З.Б. Костоломовой,

З.А. Смирновой. В составе складчатого фундамента упомянутые исследователи различали три толщи (см. табл. 4) и сопоставляли их с четлаской и джежимской (аньюгской) свитами Среднего Тимана (в понимании Э.А. Кальберг, 1948). Структура осадочно-метаморфических пород ими трактовалась как сложноскладчатая, с погружением толщ в северо-восточном направлении. На Северном Тимане геолого-съёмочными работами в течение многих лет руководил Л.С. Коссовой. Складчатый осадочно-метаморфический комплекс был отнесен им к рифею и расчленен на свиты. Позднее поисково-съёмочные и тематические исследования проводились В.И. Горским-Кручининим, В.И. Шляховым, В.М. Пачуковским, А.М. Плякинним, О.А. Солнцевым, В.Г. Черным, А.Б. Наливкиным и др.

В 1954-1956 гг. на территории Тимано-Печорского края развертываются геофизические исследования. На их материалах были составлены карты аномалий магнитного поля  $\Delta T_a$  (Р.А. Гафаров, 1956 г.) и карта аномалий силы тяжести (М.А. Осада, Б.И. Дьяконов и И.И. Бирюков, 1960 г.). В 1959 г. на основе анализа геолого-геофизических данных В.С. Журавлев и Р.А. Гафаров (1959) составили схему тектоники северо-востока Русской платформы. Эти исследователи пришли к выводу, что фундамент Печорской синеклизы представляет собой обширную зону байкальской складчатости, образующую осадочными формациями рифея на западе и вулканогенно-осадочными формациями того же возраста на востоке. Формирование рифейских отложений Тимана, по их мнению, происходило в миогеосинклинальной зоне рифейской Тимано-Уральской геосинклинали. В 1960 г. В.С. Журавлев и М.И. Осадчук в пределах миогеосинклинали выделили две структурно-фациальные зоны - западную и восточную, различающиеся по условиям осадконакопления, складчатости и проявлению магматизма. К западной структурно-фациальной зоне были отнесены выходы осадочно-метаморфических пород на Четласском Камне, Оч-парме и Джежим-парме, а к восточной - рифейские отложения Канина Камня, Северного Тимана, Цильменского Камня, а также породы складчатого фундамента, вскрытые скважинами в Печорской впадине. В 1961 г. эти же исследователи (Журавлев, Осадчук, 1962) высказали суждение о том, что зональность рифейских отложений не структурно-фациальная, а тектоническая, и в пределах восточной зоны распространены наиболее молодые докембрийские отложения. Большинство исследователей (Кальберг, 1948; Солнцев, 1959; Наливкин, 1962; Волочаев, Кукушкин, Львов, 1967; Гецен, Юшкова, 1974; Плякин, 1972), однако, считает, что в пределах западной и восточной зон на Среднем Тимане развиты разновозрастные отложения.

В.Г. Черный (1965) структуру северо-западной части Канина Камня рассматривает как синклиналь, а слагающие ее отложения отнесены им к самой верхней части рифея. Формирование рифейских

отложений Северного Тимана и Канина Камня происходило, по его мнению, в эвгеосинклинальных условиях.

С 1958 г. на Северном Тимане и п-ове Канин проводятся тематические исследования Институтом геологии Коми филиала АН СССР (Ивенсен, 1960, 1964; Плотников, Молин, 1959; Кочетков, 1967; Мальков, Пучков, 1964; Мальков, 1972; Гецен, 1968, 19726; Разницын, 1970). На основании данных абсолютного возраста интрузивных пород (600–640 млн лет), прорывающих метаморфические сланцы, Ю.П. Ивенсен (1960) впервые обосновал рифейский возраст сланцев и байкальский возраст складчатости фундамента, а также прорывающих его интрузий. В.Г. Геценом (1971а) дана стратиграфическая схема докембрийских отложений п-ова Канин и рассмотрены вопросы их тектоники, регионального метаморфизма и условий осадконакопления (Гецен, 19726; 19716; 1968).

В последние годы работами крупных коллективов геофизиков и геологов Ухтинского территориального геологического управления, Западного геофизического треста, ВНИГРИ и других организаций были выяснены многие неизвестные ранее детали геологического строения Тимана и значительно уточнены представления о составе и глубинном строении фундамента Тимано-Печорской нефтегазонадной провинции. Несмотря на это основные положения геологического строения фундамента Тимано-Печорской провинции – его возраст, структура, тектоническое районирование – остаются дискуссионными. Автор надеется, что проведенное им исследование докембрийских отложений Северного Тимана и п-ова Канин поможет в решении этих вопросов.

## СТРАТИГРАФИЯ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНА И П-ОВА КАНИН

В настоящей работе рифей рассматривается в объеме, предложенном Н.С. Шатским (1946, 1964). Советскими геологами термин „рифей“ используется главным образом при описании верхней части докембрийских отложений СССР (Стратиграфия СССР, т. 2, 1963). Стратиграфическое расчленение рифея неоднозначно (Келлер, Семихатов, 1968; Раабен, 1971; Постникова, 1972). Большинство исследователей верхний докембрий рассматривается в объеме нижнего, среднего, верхнего рифея и терминального рифея, или венда. Каждое из этих подразделений по объему приравнивается к группе палеозоя (Меннер, Штрейс, 1971) или рассматривается в качестве протосистемы-фитемы (Келлер, 1966, 1973; Келлер, Семихатов, 1968).

Нижняя граница рифея до последнего времени, согласно данным абсолютного возраста, датировалась (Келлер, Семихатов, 1967; Гаррис, Постников, 1970) 1600–1650 млн лет и обычно рассматривалась как граница верхнего и среднего протерозоя. Однако полученные Л.И. Салопом (1970) данные абсолютного возраста по Бердяушскому плутону, прорывающему отложения нижнего рифея, равные  $1560 \pm \pm 30$  млн лет, заставляют опустить эту границу. Л.И. Салоп считает, что бурзянская серия стратотипа нижнего рифея Южного Урала синхронна карелию криворожской серии Украинского щита, сериям Гурон и Анимики Канады, т.е. древнее 1900 млн лет. М.И. Гарань (1969 и др.) нижнюю границу Уральского верхнего докембрия (рифея) ориентировочно проводит на уровне 1900 млн лет и относит нижний рифей в составе бурзянской и машакской серий к среднему протерозою (позднему карелию).

Геохронологические и геологические данные дают основание ряду геологов (Олли, Романов; Гарань, 1969; Салоп, 1970; Хаин, 1971) сопоставлять нижний рифей со средним протерозоем, границы которого в современной радиологической датировке равны 1900 и

1600 млн лет. Автор считает эту точку зрения вполне вероятной. В границах выше расположенных подразделений рифея принято расчленение по М.А. Гаррис и Д.В. Постникову (1970).

На Тимане и Канине рифейский возраст пород фундамента был теоретически обоснован Н.С. Шатским (1946) и доказан определением абсолютного возраста осадочно-метаморфических пород и прорывающих их интрузий (Ивенсен, 1960; Полканов, Герлинг, 1961).

## 1. Рифейские отложения Северного Тимана

Рифейские отложения в пределах Северного Тимана прослеживаются по побережью Чешской губы, на мысах Бармин и Бол. Румяничный, обнажены по долинам рек Черной, Васькиной, Великой и их притокам, а также в тундре на сопках Оленьих, Бол. и Мал. Камешек и др. По рекам Черной, Великой и Камбальнице метаморфические сланцы с размывом и угловым несогласием перекрыты породами силура, а на реке Мал. Черной силурийскими и девонскими отложениями. Сланцы прорваны интрузиями основных, кислых и щелочных пород.

Породы метаморфической толщи Северного Тимана в течение ряда лет изучал Л.С. Коссовой. В их составе он выделил три свиты: румяничную, малочернорецкую и ямбозерскую. К румяничной свите Л.С. Коссовой отнес метаморфизованные до кристаллических сланцев породы мыса Бол. Румяничный, к малочернорецкой – породы, обнаженные по рекам Черной, Мал. Черной, Великой и руч. Болванскому, а к ямбозерской – сланцы, прослеживающиеся вдоль побережья мыса Бармин и по рекам Камбальнице и Васькиной. Проведенные автором полевые исследования показали, что породы нижней толщи малочернорецкой свиты являются аналогами пород, обнаженных в районе мысов Мал. и Бол. Румяничный, отложения румяничной свиты распространены на Северном Тимане значительно шире – не только на мысе Бол. Румяничный, как считал Л.С. Коссовой. К румяничной свите относятся также осадочно-метаморфические породы в нижнем течении р. Черной. Таким образом, верхнедевонские отложения Северного Тимана рассматриваются в объеме трех свит: румяничной, малочернорецкой и ямбозерской, вместе составляющих барминскую серию.

**Румяничная свита.** Отложения румяничной свиты обнажены в районе мыса Бол. Румяничный и на ограниченных участках в среднем течении рек Черной и Мал. Черной. Породы свиты подверглись наиболее сильному региональному метаморфизму (биотит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев, реже эпидот-амфиболитовая фация). Вблизи сиенитового массива Бол. Румяничный сланцы румяничной свиты превращены в мигматиты. Нижняя граница свиты не вскрыта эрозией, а за ее верхнюю границу принято основание пачки метаморфизованных алевро-псаммитов линзовидного сложения. Верхняя граница свиты хорошо обнажена на р. Черной. Видимая мощность свиты по р. Черной — около 300 м. В наиболее полном разрезе, южнее мыса Бол. Румяничный, она достигает 700 м. Нижняя часть разреза, обнаженная вокруг массивов сиенитов мыса Румяничный, представлена интенсивно дислоцированными, участками сиенитизированными и амфиболитизированными, ороговикованными породами осадочного происхождения. Они пересечены многочисленными жилами сиенитов субмеридионального и субширотного простирания, а также многочисленными телами метаморфизованных габброидов, обычно рассланцованных.

Румяничная свита сложена чередующимися пачками метаморфизованных глинистых и предположительно вулканогенных зеленых сланцев и пачек, состоящих из слюдисто-кварцевых сланцев (метаморфизованных алевролитов и алевро-глинистых сланцев) и кварцитов. Кварциты серые, иногда с желтоватым или розоватым оттенком, крепкие, нередко рассланцованные. Они состоят из кварца (80%), кислого плагиоклаза (10–16%), слюдистого цемента и небольшого количества калиевого полевого шпата. Структура их шиповидная и гранолепидобластовая. Судя по размеру частиц (от 0,1 до 0,3 мм), первичные песчаники были мелкозернистыми алевролитистыми разностями. Первоначальный глинистый цемент (до 40%) превращен в пластинки и чешуйки биотита, хлорита и мусковита.

Сланцы свиты подразделяются на кварцево-хлорито-полевошпато-биотитовые, альбито-кварцево-хлорито-кальцито-биотитовые, эпидото-альбито-хлорито-биотитовые, гранатово-кварцево-мусковито-биотитовые и другие разности. Окраска их темно-серая до черной, а также буровато- и желтовато-зеленая. Темно-серые филлитовые сланцы представляют собой полностью перекристаллизованные первичноглинистые, глинисто-алевроитовые или алевроитовые сланцы. Глинистый материал превращен в хлорит, мусковит и биотит. Структура слюдисто-кварцевых прослоев гранолепидобластовая, кварцево-слюдистых — микролепидогранобластовая и лепидогранобластовая, нередко пятнистая. Слоистость сланцев тонкая и средняя, горизон-

тальная, иногда наблюдается линзовидная косая слоистость (типы слоистости — по А.В. Сидоренко и О.И. Луновой, 1961).

Зеленые сланцы имеют порфириобластовую структуру с гранонематобластовой основной массой, иногда с реликтами порфировой структуры. Они состоят из пластинок зеленоватого хлорита, биотита, изометричных и неправильных зернышек кварца, альбит-олигоклаза, минералов группы эпидота, нередко присутствует повышенное количество кальцита, лейкоксена, гидроокислов железа. Вкрапленники представлены агрегатами мусковита, кальцита, кварца, эпидота или рудного материала, реже хлоритизированным и сосжуритизированным плагиоклазом. В отличие от вышеописанных терригенных сланцев зеленые сланцы не обладают четко выраженной слоистостью или заметной мелкой ритмичностью. Отсутствие седиментационной слоистости, петрографический состав и структура пород позволяют их условно считать метаморфизованными туфогенными образованиями, в меньшей степени рассланцованными эффузивами.

В разрезе свиты по р. Черной породы обладают заметной ритмичностью, позволяющей выделить крупные ритмы и ритмопачки. Макроритмы (80–110 м) состоят из нижней, преимущественно песчано-алевритовой части, и верхней, тонкозернистой, представленной метаморфизованными глинистыми и зелеными сланцами. Каждая часть крупного ритма образована несколькими ритмопачками, представляющими собой чередование двух или трех пачек слоев с различной величиной частиц, слагавших первичный осадок. Нижняя часть крупного ритма (30–50 м) состоит из четких ритмопачек мощностью 0,5–3 м, сложенных переслаивающимися кварцитами и филлитовидными глинисто-алевритовыми сланцами. Ритмопачки образованы несколькими мелкими ритмами (2–20 см) двух- или трехчленного состава: 1-й элемент ритма представлен песчаником, 2-й — алевритом, 3-й — глинистой породой. Верхняя часть крупного ритма (40–60 м) сложена чередующимися пачками темно-серых филлитовидных (первично глинистых и алеврито-глинистых) тонко горизонтально-слоистых сланцев и желтовато- или зеленовато-бурых сланцев с неясной или прерывистой горизонтальной слоистостью.

В породах румяничной свиты содержание тяжелой фракции значительно выше, чем в отложениях других толщ. Наибольший выход тяжелой фракции наблюдается в метаморфизованных глинистых сланцах (табл. 1), наименьший — в более грубообломочных породах. Тяжелая фракция состоит почти целиком из минеральных новообразований, возникших в процессе метаморфизма — пирита, лейкоксена, ильменита, турмалина, граната и др. (табл. 2). Обломочные минералы представлены немногими зернами циркона, рутила, турмалина, ильменита и приурочены к кварцитам и метаморфизованным алевритовым сланцам. Повышенное содержание аксессуариев в породах румяничной свиты по сравнению с другими отложениями связано с

Таблица 1

Содержание и состав тяжелой фракции в осадочно-метаморфических породах Северного Тимана

Свита	Кварциты		Метаморфизованные алев- ролитовые сланцы		Метаморфизованные глини- стые сланцы	
	выход, %	состав	выход, %	состав	выход, %	состав
Ямбозерская свита	0.32	Циркон, ильменит, турмалин, рутил, ставролит, анатаз, андалузит, хромит, лейкоксен, пирит, турмалин, рутил, магнетит	0.33	Циркон, ильменит, пирит, лейкоксен, турмалин, сфен, анатаз, гематит	0.2	Циркон, лейкоксен, анатаз, брукит, рутил, апатит, гематит, пирит, гранат, турмалин, хлорит
Малочерно- решкая свита	0.06	Циркон, хромит, турмалин, ильменит, анатаз, рутил, лейкоксен, сфен, гранат, пирит, турмалин, ильменит, цоизит, апатит, магнетит, гематит	0.09	Циркон, рутил, ильменит, лейкоксен, низированный анатаз, лейкоксен, ильменит, сфен, рутил, анатаз, турмалин, гранат, апатит, дистен, цоизит, пирит, магнетит, са-	0.02	Циркон, рутил, лейкоксен, анатаз, брукит, рутил, сфен, апатит, ильменит, турмалин, дистен, гранат, пирит, магнетит, гематит, группа эпидота, биотит, хлорит, самородное олово

Румяничная свита	0.3	Циркон, лейкоксенизированный ильменит, рутил, лейкоксен, анатаз, турмалин, рутил, флюорит, биотит, хлорит, альмандин	0.7	мордное олово, гематит	1.9	Циркон, ильменит, лейкоксен, сфен, апатит, ильменит, сфен, анатаз, рутил, апатит, гранат, диопсид, турмалин, магнетит, пирротин, биотит, группа эпидота, зеленая роговая обманка, гематит
------------------	-----	--	-----	------------------------	-----	---

П р и м е ч а н и е . Подчеркнуты новообразованные минералы.

более интенсивным их метаморфизмом. Об этом свидетельствует минеральный состав тяжелой фракции. Кроме типичных для докембрийских отложений Тимана аутигенных минералов (турмалина, анатаза, пирита, рутила и др.), в ней в большом количестве присутствуют также минералы, возникшие в процессе метаморфизма отложений румяничной свиты. Такими минералами являются апатит, ильменит, рутил, гранат, дистен, амфибол и др. Содержание новообразованного ильменита (частично лейкоксенизированного) в отдельных пробах достигает 1,5% вес. Повышенное содержание ильменита и лейкоксена наблюдается также в зеленых сланцах, что подтверждается данными их химических анализов. По сравнению с терригенными сланцами (табл. 3) они содержат почти вдвое больше титана и марганца. В сланцах Тимана образование ильменита происходило главным образом в результате метаморфического преобразования соединений титана, входивших в первичный осадок (Сердюченко, 1959; Калужный, 1965; Кочетков, 1967). Относительно повышенное содержание ильменита в глинистых и алевроитовых сланцах румяничной свиты обусловлено их более сильным метаморфизмом,

Таблица 2

Содержание (в % от состава тяжелой фракции) новообразованных и обломочных аксессуарных минералов в осадочно-метаморфических породах Северного Тимана

Минералы	Ямбозерская свита			Малочернорешская свита			Румяничная свита	
	I (3)	II (3)	III (1)	I (2)	II (16)	III (11)	II (2)	III (2)
Циркон . . . . .	30	4	3	30	2	1	1	1
Ильменит . . . . .	5	2	+	7	2	4	3	25
Лейкоксен . . . . .	32	2	3	7	37	20	10	15
Анатаз . . . . .	2	+	1	+	11	2	+	+
Сфен . . . . .	+	+	+	+	+	+	+	+
Рутил . . . . .	+	+	+	+	+	+	+	+
Турмалин . . . . .	1	++	2	+	2	+	4	1
Пирит . . . . .	29	92	90	52	43	71	78	52
Гранат . . . . .	+	+	1	1	+	+	2	3
Роговая обманка . . . . .	-	-	-	1	+	+	+	+
Хромит . . . . .	+	-	-	1	+	+	-	-
Магнетит . . . . .	+	+	-	+	2	1	1	+
Дистен . . . . .	-	-	-	-	+	+	+	+
Ставролит . . . . .	+	+	-	-	+	+	-	-
Эпидот . . . . .	+	+	-	1	+	+	1	2
Обломочные аксессуары . . . . .	70	5-6	3-4	40	5	3	2	1
Аутигенные и метаморфогенные аксессуары . . . . .	30	94-95	96-97	60	95	97	98	99

Примечание. I - кварциты и кварцито-песчаники; II - метаморфизованные алевролитовые сланцы; III - метаморфизованные глинистые и углисто-глинистые сланцы; цифры в скобках - количество проб; + - минералы, присутствующие в количестве менее 1% тяжелой фракции.

Таблица 3

Химический состав рифейских сланцев Северного Тимана

Окислы	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	57.20	58.96	57.16	61.42	62.82
TiO <sub>2</sub>	1.96	0.99	1.08	0.83	0.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.71	17.46	20.30	18.33	18.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.47	2.32	6.51	2.72	1.50
FeO	6.98	6.48	0.72	3.56	4.58
MnO	0.17	0.10	0.11	0.07	0.04
MgO	6.60	3.52	3.02	2.48	1.89
CaO	0.46	0.38	0.76	0.28	0.26
Na <sub>2</sub> O	0.2	0.15	1.34	0.17	2.38
K <sub>2</sub> O	3.83	4.81	5.02	5.88	3.81
П.п.п. . . . .	5.41	4.43	4.18	3.76	3.44
Сумма . . . . .	99.99	97.60	100.20	99.50	100.15

Примечание. 1 - вулканогенный сланец, румяничная свита, обр. 637; 2 - метаморфизованный глинистый сланец, румяничная свита, обр. 619; 3 - вулканогенно-осадочный сланец, малочернорещкая свита, обр. 534; 4 - метаморфизованный глинистый сланец, малочернорещкая свита, обр. 543; 5 - глинистый сланец, ямбозерская свита, обр. 679.

способствовавшим более полной мобилизации титана в порфиروبластах ильменита и лейкоксена.

Малые размеры, устойчивый состав кластогенных минералов и хорошая окатанность зерен в породах румяничной свиты свидетельствуют о дальности их переноса. Однообразный, преимущественно тонкообломочный по первичному составу пород характер осадков позволяет предполагать, что обломочный материал имел далекий источник сноса. Присутствие в кварцитах измененного глинистого цемента, ритмичность чередования осадков различного состава, наличие пачек зеленых сланцев - все это свидетельствует об активном тектоническом режиме бассейна осадконакопления, сопровождавшимся вулканической деятельностью.

Малочернорещкая свита. Отложения малочернорещкой свиты обнажены по рекам Черной, Мал. Черной, Великой и руч. Болванскому. Они залегают согласно на отложениях румянич-



ной свиты. Контакт свит наблюдается на правом берегу р. Черной, в 500 м ниже устья р. Мал. Черной. Здесь на зеленовато-серых кварцево-мусковит-хлоритовых сланцах румяничной свиты согласно залегает пачка линзовидно сложенных метаморфизованных алевро-псаммитов, по основанию которой нами проводится граница малочернорешской свиты. Наиболее полный разрез этой свиты (до 2000 м) наблюдается по р. Черной.

Малочернорешская свита сложена сланцами осадочного происхождения с подчиненными пачками кварцито-песчаников. Кварцито-песчаники представляют собой серую преимущественно мелкозернистую породу полевошпатово-кварцевого состава. Полевой шпат представлен полисинтетически сдвойникованным и обычно серицитизированным кислым плагиоклазом и присутствует всегда в подчиненном количестве по отношению к кварцу. Калиевый полевой шпат наблюдается редко в виде сильно измененных зерен. Встречены также измененные обломки метаморфических сланцев и слюд, частично хлоритизированных. На отдельных слабепелитизированных зернах полевого шпата заметна бесцветная кайма новообразованного полевого шпата. Контуры первичных обломочных зерен имеют округленноугловатую и округлую форму. Размер зерен - 0,04-0,25 мм. Структуры мозаичные, гранолепидобластовые, шиповидные. Широким распространением пользуются микростилолитовые и зубчатоплачатые контакты зерен (рекристаллизационно-грануляционный бластез, по А.В. Копелиовичу и И.М. Симановичу, 1966). Цемент поровый, полностью перекристаллизованный, кварцево-хлорито-слюдистого или карбонатно-слюдистого состава. В цементе часто присутствуют новообразования эпидота и лейкоксена. Сланцы малочернорешской свиты представляют собой метаморфизованные глинисто-алевритовые и алевроито-глинистые осадки. В результате метаморфизма они приобрели шелковистый блеск и существенно изменили минеральный состав: в зависимости от первоначального состава породы стали преимущественно хлорито-серицит-кварцевыми, кварцево-биотито-мусковитовыми, серицит-полевошпатово-кварцевыми и кварцево-хлорито-карбонатными. Текстура их тонкополосчатая, сланцеватая; структура - войлокоподобная, микролепидобластовая, лепидогранобластовая. Алевроитовый кластический материал перекристаллизован. Первоначальные очертания отдельных зерен намечаются по точечным черным включениям. Базальная цементирующая масса состоит из переплетающихся чешуек хлорита, биотита, мусковита, мелких рассеянных зернышек эпидота и лейкоксена. В отдельных разностях значительную роль играет карбонат и минералы группы эпидота. В сильно метаморфизованных карбонатных разностях развиваются бесцветные кристаллы граната.

Свита состоит из нескольких крупных трансгрессивных ритмов (от 300 до 900 м), осложненных более мелкой двух- и трехчлен-

ной многопорядковой ритмичностью. Крупные ритмы прослежены по рекам Черной, Мал. Черной и руч. Болванскому. Каждый крупный ритм начинается метаморфизованными песчаниками и алевроитовыми образованиями и заканчивается глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Наиболее полный макроритм малочерноречковой свиты представлен в разрезе по р. Черной. Его нижняя часть в основании сложена серыми и темно-серыми слаборассланцованными плотными тонкозернистыми кварцито-песчаниками с подчиненными прослоями алевроитовых сланцев. Выше прослеживается тонкое ритмичное пере-слаивание более светлых, песчаных, и более темных, алевроитовых и глинистых, слойков (от 2 мм до 2-3 см). Мощность этих микро-ритмов от 2 до 6 см. В их основании нередко наблюдаются следы размыва. Слоистость пологоволнистая и волнисто-линзовидная, редко косая. В тонкопереслаивающихся песчано-алевритовых осадках наблюдаются песчаные линзы (длинной до 6 м, толщиной 1.2-1.5 м), падающие под углом  $50^{\circ}$  относительно слоистости в юго-восточном направлении. В основании перекрывающих линзы песчаных слоев наблюдаются следы размыва и линзовидная косая слоистость. Серии косых слойков выдержанно падают в юго-восточном направлении ( $126-146^{\circ}$ ) с пологими углами падения 12-30%. Косые слойки изогнуты к основанию слоя, что свидетельствует о нормальном залегании пород. В пачках пород песчано-алевритового состава наряду с косой слоистостью наблюдаются также перекрестная слоистость, мелкие складочки оползания и структуры взмучивания осадка. Складочки оползания имеют амплитуду от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров и опрокинуты на юго-восток. Они приурочены к алевроитовым сланцам с волнисто-линзовидной, линзовидной и косой слоистостью. В отдельных прослоях наблюдаются несколько узких складочек оползания, переходящих в косую слоистость со следами взмучивания осадков. В других случаях они осложняют косую слоистость, образуя несколько мелких складочек в основании серии косых слойков. Выше по разрезу ритмично чередующиеся песчаные и алевроитовые слои образуют ритмопачки мощностью от 2 до 8 м. Нижняя часть ритмопачки сложена в основном песчано-алевритовым материалом, средняя имеет алевроитовый состав; в верхней преобладает алевроито-глинистый материал. Средняя часть крупного ритма состоит из ритмопачек несколько иного облика. Нижняя часть ритмопачек сложена в основном алевроитовым материалом с примесью тонкопесчаного и глинистого, средняя имеет алевро-глинистый состав и более темную окраску, верхняя представлена темно-серыми до черных глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Слоистость тонкая, волнисто-горизонтальная. Чередование более темных (глинистых) и более светлых (алевритовых) слойков мощностью в несколько миллиметров обуславливает очень тонкую флишеподобную ритмичность внутри ритмопачек. Мощность рит-

мопачек возрастает вверх по разрезу свиты от 6 до 12 м, причем изменяется и характер ритмопачек: последние становятся все менее рельефными (резкими) и окраска слагающих их пород — более темной вследствие обилия органического материала. Верхняя часть крупного ритма, наблюдающегося по р. Черной, сложена метаморфизованными сланцами глинистого, углисто-глинистого и карбонатно-глинистого состава. Слоистость пород тонкая, горизонтальная и пологоволнистая. Чередование ритмопачек выражено неясно ввиду однородности пород. Однако их тонкая ритмичность, проявляющаяся в чередовании темных и более светлых слоев, повсеместно видна. Подобные крупные ритмы наблюдаются и в разрезах свиты по р. Великой и руч. Болванскому, где отмечается моноклинальное залегание пород с крутым падением к северо-востоку. Разрез отложений здесь также начинается пачками кварцито-песчаников, переслаивающихся с метаморфизованными алевритовыми и глинистыми сланцами. Вверх по разрезу свиты количество песчаного материала несколько увеличивается, что объясняется, вероятно, уменьшением глубины бассейна.

В породах малочерноречковой свиты выход тяжелой фракции значительно ниже, чем в отложениях румяничной свиты, причем увеличения количества акцессорных минералов в метаморфизованных глинистых осадках по сравнению с более крупнообломочными здесь не наблюдается (табл. 1). Акцессорные минералы в породах свиты также представлены преимущественно новообразованными минералами (табл. 2); в тяжелой фракции метаморфизованных песчаников иногда преобладают обломочные минералы: циркон, анатаз, рутил, ильменит, турмалин. Минеральные новообразования представлены главным образом титансодержащими минералами (лейкоксенон, анатазом, сфеном, рутилом, брукитом, ильменитом), а также пиритом, турмалином, магнетитом. Редко и в незначительном количестве присутствуют дистен, гранат, апатит, самородное олово и некоторые другие минералы. Вторичные изменения пород свиты — превращение глинистого материала в мусковит, хлорит и биотит; перекристаллизация мелких и развитие регенерационной каймы вокруг более крупных зерен кварца и полевого шпата; превращение первичного титансодержащего вещества глинистых и углисто-глинистых сланцев в титансодержащие минералы не говорит о каком-либо привносе компонентов извне. Все эти изменения могут быть объяснены перераспределением компонентов внутри самой породы без значительной их миграции из одной петрографической разности в другую.

Устойчивый к процессам выветривания состав акцессорных минералов, малый выход тяжелой фракции, мелкозернистость и преимущественно полевошпатово-кварцевый состав кварцито-песчаников позволяют предполагать значительную отдаленность источника большей части обломочного материала и интенсивность химического вы-

ветривания в области сноса осадков. Однородный, преимущественно тонкий терригенный материал, отсутствие признаков мелководности даже в основании крупных ритмов свидетельствуют о том, что осадконакопление происходило на значительном удалении от области сноса. Основная масса тонкообломочного терригенного материала образовалась не за счет размыва прилегающих поднятий, а принеслась из более далеких областей, вероятно, со стороны эпикарельского остова Восточно-Европейской платформы. Наличие измененных обломочков слюд и горных пород позволяет предполагать частичный снос обломочного материала с геосинклинальных поднятий, вероятно, расположенных восточнее рассматриваемого района. Присутствие измененного глинистого цемента в песчаных и алевроитовых осадках, наличие подводно-оползневых горизонтов говорит о расчлененном дне бассейна. По-видимому, поднятия были подводными и нерезко выраженными, так как какие-либо грубообломочные породы в отложениях свиты отсутствуют. Однородный тонкозернистый состав терригенных пород, слагающих свиту, тонкая (миллиметры-1-2 см) волнисто-линзовидная и пологоволнистая слоистость, флишеподобная ритмичность пород свидетельствуют о слабой активности тектонического режима бассейна седиментации. По набору слагающих пород, присутствию измененного глинистого цемента, слабо выраженной флишеподобной ритмичности и условиям осадконакопления отложения румяничной и малочернорецкой свит близки к породам аспидной формации Зилаирского антиклинория Урала, описанным Б.М. Келлером (1949).

**Ямбозерская свита.** Отложения ямбозерской свиты обнажены по побережью Баренцева моря на участке мыс Капитанский-мыс Бармин, а также на протяжении 2 км по побережью Чешской губы юго-западнее мыса Бармин. С северо-востока площадь распространения пород ямбозерской свиты ограничена морем. На юго-западе контакт упомянутых свит, вероятно, тектонический. По побережью Чешской губы в зоне контакта малочернорецкой и ямбозерской свит, наблюдается грабен, выполненный девонскими базальтами. По условиям залегания, степени метаморфизма и литологическому составу отложения ямбозерской свиты в целом близки к породам малочернорецкой свиты, однако то обстоятельство, что на северо-восточном крыле крупной антиклинальной структуры они залегают непосредственно севернее выходов пород малочернорецкой свиты, позволяет считать их более молодыми. Это предположение подтверждается также соотношениями вероятных аналогов этих свит на п-ове Канин.

Породы ямбозерской свиты смяты в складки северо-западного простирания, на отдельных участках опрокинутые на юго-запад. В направлении разреза с юга на север вдоль побережья мыса Бармин наблюдается смена толщи кварцито-песчаников серыми алевроитовыми, за-

тем темно-серыми и черными глинистыми сланцами. Севернее вновь появляются алевритовые сланцы. Разрез завершается пачкой кварцито-песчаников, обнаженных на мысе Бармин. В целом отложения свиты можно рассматривать как крупный трансгрессивный макротемп, состоящий из трансгрессивного и регрессивного полуритмов (Гецен, 1968). Породы свиты заметно отличаются от отложений малочерноречской свиты незначительным развитием вулканогенных разностей и несколько иным составом прорывающих их габброидов (Мальков, 1972). Они метаморфизованы значительно слабее пород малочерноречской свиты — лишь до мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (Винклер, 1969). Видимая мощность свиты 900-980 м.

Кварцито-песчаники ямбозерской свиты серые и светло-серые, мелкозернистые. В ее основании они представлены массивными (до 20-25 м) пачками. Структура породы blastsammitovaya, мозаичная, гранобластовая, а также микростилолитовая, инкорпорационная (Копелиович, 1966). Отмечаются зубчато-лапчатые контакты зерен (рекристаллизационно-грануляционный бластез, по А.В. Копелиовичу и И.М. Симановичу, 1966). Порода состоит из кварца (60-80%) и калиевого полевого шпата (5-10%). Кислый плагиоклаз присутствует в незначительном количестве и обычно в виде измененных зерен. Калиевый полевой шпат интенсивно серицитизирован. Размер частиц 0,2-0,3 мм. Цемент пленочный или поровый и состоит из мусковита, доломита и кварца, реже присутствуют хлорит и гидрокислы железа. Первичные песчаники по составу были олигомиктовыми и полевошпатово-кварцевыми разностями с сильным преобладанием кварца над полевым шпатом. В основании песчаных слоев нередко наблюдаются концентрации кластогенного циркона, анатаза, ильменита. Слюдисто-кварцевые, полевошпатово-кварцево-слюдистые, карбонатно-кварцево-слюдистые сланцы обладают микрогранолепидобластовой и бластоалевритовой структурами. Обломочный материал представлен в значительной степени перекристаллизованными зернами кварца и полисинтетически sdvoynikovannogo кислого плагиоклаза. Первичные контуры обломочных частиц намечаются по точечным черным включениям. Размер частиц 0,02-0,08 мм. Первичные породы представляли собой алевритовые и глинисто-алевритовые сланцы. Глинистый материал превращен в войлокоподобную массу, состоящую из волокон и чешуек бесцветной слюды, хлорита (иногда присутствует биотит, железистый карбонат) и мелких перекристаллизованных зерен кварца. Метаморфизованные черно-серые, реже темно-серые глинистые и углисто-глинистые сланцы тонко- и листоваторассланцованы и обладают тонкой линейной горизонтальной слоистостью. Глинистый материал перекристаллизован, а углистый превращен в графитоподобное вещество. По составу среди сланцев различаются кварцево-хлорито-серицитовые, кварцево-серицито-хлоритовые и лейкоксено-квар-

цево-хлоритовые разности. Структура сланцев войлокоподобная. Порода обычно состоит из спутанных иголочек и волокон серицита, хлорита и мелких бласт кварца. В слюдяной массе рассеяно большое количество агрегатных бесформенных зерен лейкоксена, частицы магнетита, графита, иголки зеленовато-бурого турмалина.

В отложениях ямбозерской свиты ритмичность пород выражена более четко, чем в малочерноречской свите, и ритмично чередующиеся слои более крупные. Разрез свиты вдоль юго-западного побережья мыса Бармин представляет собой крупный макроритм, состоящий из трех частей: преимущественно песчаной, алевроитовой и глинистой. Более мелкая ритмичность наиболее четко выражена в породах первичного песчано-алевритового состава. Нижняя часть свиты представлена кварцито-песчаниками с прослоями алевроитовых и глинистых сланцев. В кварцито-песчаниках наблюдается горизонтальная, редко косая однонаправленная слоистость, выраженная концентрацией темного глинистого материала на плоскостях напластования. В основании свиты кварцито-песчаники представлены массивными пачками мощностью до 20-25 м. На плоскостях напластования песчаных слоев имеются следы волновой ряби. Выше по разрезу, где появляются прослои сланцев алевроитового и глинистого состава, породы свиты становятся заметно ритмичными. В отличие от образований малочерноречской свиты слоистость пород ямбозерской свиты четкая, выдержанная по простиранию, горизонтальная и волнисто-горизонтальная (линзовидно-волнистая слоистость отсутствует). Возрастает также и мощность отдельных прослоев.

Кроме мелкой ритмичности, выраженной в чередовании пород различного гранулометрического состава, в нижней и средней частях крупного ритма имеет место также более крупная ритмичность, обусловленная чередованием пачек пород различного гранулометрического состава. Ритмопачки нижней части крупного ритма (от 3 до 7 м) в основном состоят из трех частей: песчаной, песчано-алевритовой и глинисто-алевритовой. Но это деление не всегда отчетливо: выпадение одной из частей превращает отдельные ритмопачки в песчано-алевритовые или глинисто-алевритовые. В основании ритмопачек обычно наблюдается размыв. Средняя часть крупного ритма состоит из ритмопачек глинисто-алевритового состава. Слоистость пород в них четкая, горизонтальная и пологоволнистая, но менее заметная в темных, первоначально-глинистых частях из-за однородности слоев. Сами ритмопачки здесь менее отчетливые, чем в нижней части крупного ритма. Они (от 6 до 10 м) начинаются обычно породами алевроитового состава с редкими и тонкими прослоями темных алевроито-глинистых сланцев, в средней части представлены чередованием более светлых (глинисто-алевритовых) и более темных (глинистых) слоев, а в верхней — однородными темно-серыми и черно-серыми метаморфизованными глинистыми

сланцами. Мощность чередующихся алевроитовых и глинистых прослоев от 1 до 10 см. Верхняя часть крупного ритма сложена флитутизированными глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Ритмичность двухслойная, нечеткая (ритмопачки отсутствуют), представленная чередованием более или менее темных слоев на общем темно-сером фоне породы.

Псаммитовые породы свиты, для которых характерны линзовидная косая слоистость, следы волновой ряби и повышенное содержание кластогенных аксессуариев, отлагались, вероятно, в прибрежно-морской мелководной обстановке. Породы средней части разреза свиты не содержат признаков мелководья и, по-видимому, формировались на значительном удалении от области сноса. Выход тяжелой фракции в породах ямбозерской свиты в несколько раз выше, чем в отложениях малочернорешской свиты (табл. 1). Он обусловлен повышенным содержанием обломочных аксессуариев. Тяжелая фракция кварцито-песчаников состоит преимущественно из обломочных минералов — циркона, анатаза и ильменита, составляющих 65–70% (табл. 2). Размеры зерен 0,1–0,3 мм. В незначительном количестве присутствуют также обломочные зерна рутила, турмалина, апатита, граната. В метаморфизованных алевролитах и глинистых сланцах широким распространением пользуются новообразованные минералы — пирит, лейкоксен, рутил, турмалин, образовавшиеся в процессе начального метаморфизма породы. Карбонатные минералы представлены доломитом, сидеритом, анкеритом; обычно присутствие железистого карбоната. Из минеральных новообразований для пород свиты характерен бесцветный игольчатый турмалин.

Как видно из предшествовавшего описания, породы ямбозерской свиты представлены олигомиктовыми, преимущественно кварцевыми, кварцито-песчаниками, кварцево-слюдистыми алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Устойчивый к процессам выветривания комплекс кластогенных аксессуариев, мелкозернистость и олигомиктовый состав кварцито-песчаников свидетельствуют об интенсивном химическом выветривании и пенепленизации в области сноса осадков. Горизонтальная, выдержанная по простиранию слоистость, отсутствие оползневых горизонтов и грубообломочных пород говорит о равномерном, относительно спокойном погружении дна моря. По вещественному составу слагающих пород и характеру ритмичности отложения ямбозерской свиты близки к флишовой кварцито-сланцевой формации.

Проведенные исследования позволяют наметить общий характер развития бассейна седиментации. В период накопления осадков румяничной и малочернорешской свит он обладал активным тектоническим режимом и, по-видимому, значительной глубиной. В дальнейшем происходило постепенное снижение активности тектонического режима — уменьшение интенсивности прогибания и обмеление бас-

сейна седиментации. Питающей провинцией служила область распространения преимущественно кислых изверженных пород, в меньшей степени метаморфических сланцев. Признаки мелководности в песчаных породах ямбозерской свиты позволяют предполагать, что основным источником обломочного материала являлись породы фундамента северо-восточной окраины эпикарельского остова Восточно-Европейской платформы. Качественное однообразие и незначительные количественные изменения как в составе пород, так и в содержании малых элементов в отложениях румяничной, малочерноречкой и ямбозерской свит служат доказательством общности источников питания в период формирования этих отложений.

Осадочно-метаморфические породы Северного Тимана с размытым и резким угловым несогласием перекрываются силурийскими отложениями платформенного чехла. Они прорваны интрузиями габброидов с радиологическим возрастом 620-640 млн лет (Мальков, Пучков, 1964), который свидетельствует о том, что возраст осадочно-метаморфических пород Северного Тимана не моложе верхнего рифея. В барминской серии Северного Тимана отсутствуют карбонатные породы, содержащие строматолиты и онколиты. По предварительному заключению Б.В. Тимофеева, определявшего акритарх по сборам Л.С. Коссового из пород румяничной, малочерноречкой и ямбозерской свит, возрастной диапазон этих отложений - от иотния до венда включительно. Литологические данные, состав пород, характер слоистости и ритмичности отложений барминской серии дали основание автору сопоставлять их с породами тархановской серии Канина Камня и предварительно отнести к нижнему рифею.

## 2. Рифейские отложения п-ова Канин

На п-ове Канин верхнедокембрийские отложения распространены на хр. Канин Камень и мысах Западных и Восточных Лудоватых. Водорослевые доломиты, обнаженные на мысах Лудоватых, содержат верхнерифейские строматолиты и онколиты (Раабен, 1964, 1971; Забродин, 1968), что позволяет сопоставлять эти доломиты с миньярской свитой Башкирского Урала.

Осадочно-метаморфические породы хр. Канин Камень палеонтологически не охарактеризованы. Их расчленение производилось главным образом на основании литологических данных. Первоначально они делились на две (Гецен, 1971а), а затем - на три крупные серии (Гецен, 1971в): микулкинскую, тархановскую и табуевскую, различающиеся по литологическому составу слагающих их пород, степени ме-

Таблица 4

Сопоставление стратиграфических схем рифейских отложений п-ова

Возраст	Е.М.Люткевич, 1953	Возраст	М.Б.Голубовский, В.А.Смирнова и др., 1953-1955 гг.	Возраст	Б.А.Мальков и В.Н.Пучков, 1964 (Канин Камень)
Средний кембрий?	Водорослевые доломиты (1500 м)	Кембрий?	Водорослевые доломиты		-
Нижний кембрий?	Верхняя свита (1500-2000 м): известняки, доломиты, кварцито-песчаники, филлиты	Протерозой	Толща песчаников с прослоями филлитов (3000 м)	Канино-гиманская свита (протерозой)	Филлитовая толща (2500-3000 м)
	Нижняя свита (4000-5000 м): метаморфические сланцы, филлиты с прослоями песчаников и известняков		Толща филлитов с прослоями песчаников (1500-2000 м)		Песчано-сланцевая толща (6000-7000 м)
			Толща слюдястых и гранат-биотитовых сланцев (более 3000 м)		Флишoidalная толща (1500-2000 м)

Канин

Возраст	Свита	В.Г.Черный, 1965	Возраст	Серия	Свита	В.Г.Гецен, 1971а		
		-	Терминальный рифей		Шойнинская	Глинистые сланцы		
		-	Средний-верхний рифей	Табуевская	Мысов Лудоватых	Доломиты со строматолитами (700 м)		
Верхний рифей-венд	Верхняя	Филлиты и кварцито-песчаники (800 м)			Средний-верхний рифей	Табуевская	Гнильская	Глинистые сланцы, известняки, доломиты (800 м)
		Филлиты с прослоями известняков (1500 м)					Янейская	Кварцито-песчаники (200-400 м)
		Переслаивание слоистых кварцитов и сланцев (1500 м)	Средний протерозой-нижний рифей?	Тархановская	Руч. Болванского	Филлиты, кварцито-песчаники с флишoidalной ритмичностью (до 3000 м)		
Верхний рифей-венд	Нижняя	Метаморфические сланцы и слюдястые кварциты (3500 м)			Средний протерозой-нижний рифей?	Тархановская	Верхняя	Метаморфические слюдястые алевропсаммиты (1500-2000 м)
							Нижняя	Средняя
		Доломиты мысов Лудоватых		Микулинская	Нижняя	Сланцы, слюдястые кварциты (400 м)		
						Кристаллические сланцы, гнейсы и скарноиды (до 1500 м)		

таморфизма и характеру проявления в этих отложениях пликтивных дислокаций. Тархановская и табуевская серии по литологическим признакам расчленены на три толщи (свиты) каждая. Выделенные стратиграфические подразделения прослежены по всей территории Канина Камня (рис. 3, 4, см. вкл.). Сопоставление стратиграфических схем различных авторов приведено в табл. 4.

### Микулкинская серия

Отложения микулкинской серии обнажены по побережью Чешской губы от бухты Красной до мыса Ватусале, а также по рекам Чаичьей, Сидуряге, Мал. и Бол. Песчанке. Породы микулкинской серии слагают ядро крупной антиклинальной структуры (Микулкинская куполовидная антиклиналь), вытянутой в северо-западном направлении. Нижняя граница серии не обнажена, а за верхнюю нами принят маркирующий горизонт скарноидов, детально прослеженный В.И. Шмыгалевым и В.М. Пачуковским по окраинам Микулкинской антиклинали в процессе геолого-съёмочных работ. Строение серии близко к крупному циклу (макроритму), нижняя часть которого сложена псаммитовыми или алевропсаммитовыми породами, средняя — чередующимися пачками первично глинистых, алевритовых и песчаных отложений. Вверх по разрезу породы постепенно обогащаются карбонатным материалом, и завершается серия горизонтом карбонатных пород, превращённых в тонкополосчатые скарноиды.

Видимая мощность микулкинской серии составляет около 1500 м. Породы ее метаморфизованы (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации метаморфизма) и превращены в гнейсы, гнейсовидные алевропсаммитовые сланцы, кристаллические сланцы и скарноиды. Нижняя часть серии, обнажённая в районе мыса Микулкин и к югу от него на протяжении 2 км, состоит из гнейсов и гнейсовидных крупнокристаллических сланцев, первично представляющих собой тонкозернистые псаммитовые и алевритовые породы от крупно до массивно-слоистых, а в более тонкозернистых разностях — до тонкослоистых. Слоистость горизонтальная, а также волнисто-горизонтальная. В массивных псаммитовых разностях пород редко прослеживается косая слоистость и отмечаются складки оползания. Выше по разрезу наблюдается чередование пластов и пачек пластов псаммитов, алевролитов и глинистых сланцев. В тонкозернистых первично алевроглинистых породах присутствуют вытянутые по простиранию линзы (до 2 м мощности) алевропсаммитов. Вверх по разрезу серии мощность и количество как пачек, так и отдельных слоев псаммитов уменьшаются. Ритмическое чередование пластов песчаников, алевролитов и глинистых сланцев становится более четким, слоис-

тость — тонкой и средней, горизонтальной. Чередование пачек песчаников, алевролитов и глинистых сланцев свидетельствует о присутствии трансгрессивной ритмичности. Однако мощность таких ритмопачек и соотношение внутри них песчаной, алевроитовой и глинистой частей не выдерживается по разрезу. Первая колеблется от 1,5 до 30–40 м. Мелкая флишoidalная ритмичность обычно выражена очень слабо. В верхней части разреза серии породы заметно обогащены карбонатным материалом, а в алевропсаммитовых разностях встречаются неправильной формы конкреционные образования первично псаммитового состава. Широкое развитие получают линзовидная и волнисто-линзовидная слоистости. Наблюдаются складки подводного оползания и линзы, обогащенные карбонатным материалом; присутствуют пачки тонкорассланцованных зеленовато-серых сланцев кварцево-плагиоклаз-актинолитового состава, вероятно, являющихся первичными эффузивно-осадочными породами. Разрез микулкинской серии завершается пачкой зеленовато-серых тонко- и горизонтальнослоистых скарноидов, смятых в узкие складки со срезанными замками, благодаря чему их видимая мощность, отмечавшаяся ранее, явно преувеличена. По данным В.И. Шмыгалева, она достигает 100 м, но, по нашим замерам, не превышает 25 м.

Метаморфизованные псаммиты и псаммоалевролиты микулкинской серии превращены в крупнозернистые гранобластовые кварцево-полевошпатово-гранато-слюдястые породы без ясной сланцеватости. Из аксессуаров постоянно присутствуют метаморфогенные циркон, ильменит, апатит. Глинистые и алевроитовые осадки превращены в кристаллические сланцы альмандин-биотит-кварцевого, биотит-мусковит-кварцевого и дистен-кварцевого состава. Основные компоненты сланцев — кварц, биотит, плагиоклаз, мусковит, гранат (альмандин); в подчиненном количестве — карбонат, дистен, ставролит, зеленая роговая обманка, хлорит, диопсид. Из аксессуарных минералов обычно присутствуют ильменит, магнетит, циркон, апатит, турмалин, рутил, сфен, лейкоксен и анатаз (по ильмениту). Текстура сланцев сланцеватая, структура лепидобластовая, реже гранобластовая и порфирогранобластовая.

В средней части серии присутствуют своеобразные пачки гнейсовидных сланцев с пятнистой текстурой, описанные В.И. Шмыгальевым как метаморфизованные „конгломераты“. Все выходы этих „конгломератов“, присущих только микулкинской серии, были посещены нами. При их изучении выяснилось, что подобные образования имеют более широкое распространение, чем предполагал Шмыгальев. Они свойственны не только метаморфизованным первично песчаным породам, но значительно чаще приурочены к породам алевролитоглинистого состава. Макроскопически на темном фоне породы они выделяются как светлые пятна (от 1 до 10 см в диаметре) линзовидной формы, вытянутые параллельно сланцеватости, распределены

Таблица 5

Химический состав (в вес.%) рифейских пород Канина Камня

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
$SiO_2$	34,84	46,16	64,84	64,80	67,62	64,72	59,35
$TiO_2$	0,45	0,44	0,63	1,40	0,50	1,15	0,58
$Al_2O_3$	7,15	10,15	14,52	14,60	15,60	16,41	12,37
$Fe_2O_3$	-	0,17	0,69	0,95	0,78	1,20	4,08
$FeO$	3,07	2,59	5,57	5,55	1,35	5,09	
$MnO$	Сл.	0,54	0,29	0,30	0,04	0,10	0,82
$MgO$	6,61	0,43	1,74	1,75	0,74	1,82	3,56
$CaO$	29,34	24,29	6,71	4,25	2,27	1,67	4,98
$Na_2O$	0,98	0,42	1,08	2,76	7,34	2,36	2,19
$K_2O$	1,47	0,13	0,77	1,00	0,76	2,96	2,85
$P_2O_5$	0,22	0,12	0,18	0,04	-	0,12	-
S	-	-	-	-	-	-	0,05
Потери при прокаливании . . . .	15,57	15,33	2,47	1,67	2,73	1,89	8,93
Сумма . . . .	99,70	100,69	99,48	98,57	99,83	99,45	99,76

Примечание. 1 „скарноид“ - метаморфизованный мергель породы с амфиболом, нижняя толща тархановской серии; 3 - серии, побережье Белого моря; 4 - амфиболитизированный слюдисто-кварцевый кварцевая порода, средняя толща тархановской серии, побережье Белого моря; средняя толща тархановской серии; 7 - слюдисто-кварцевый сланец, верхняя толща тархановской серии; 9 - кварцито-песчаник с карбонатным, с карбонатным цементом, верхняя толща тархановской серии; 11 - рит-кремнистый сланец табуевской серии, побережье Баренцева моря; 13 - моря; 14 - кварцито-песчаник табуевской серии; 15 - слюдистый

8	9	10	11	12	13	14	15	16
65.48	45.32	45.20	43.56	53.52	59.32	66.40	57.10	42.76
0.84	0.30	0.64	0.50	0.50	0.84	0.40	0.84	0.65
15.47	7.30	10.96	8.52	7.34	17.30	8.54	16.66	16.15
6.64	0.49	2.88	0.60	0.37	8.24	3.88	8.24	0.98
	1.24		1.61	1.72				9.43
0.08	0.46	0.58	0.56	0.48	0.07	0.29	0.14	0.09
2.09	0.76	0.42	0.75	0.39	1.69	1.34	1.97	8.36
1.40	21.46	19.48	21.58	16.78	1.06	6.10	1.68	5.48
2.70	2.90	2.70	2.36	2.36	2.00	3.00	1.95	3.06
3.20	0.56	1.47	1.48	1.15	3.40	0.80	3.70	0.51
-	-	-	0.02	-	-	-	-	0.13
0.02	-	0.12	-	-	0.07	0.10	0.08	-
1.65	18.93	15.43	18.83	15.77	5.70	7.99	7.25	11.98
98.57	99.72	99.88	100.37	100.38	99.69	100.94	99.61	99.58

микулкинской серии; 2 - метасоматический прослой карбонатно-кремнистой карбонатно-кремнистая порода с амфиболом, нижняя толща тархановской сланец, руч. Тарханов; 5 - амфиболитизированная слюдисто-плагиоклаз-6 - слюдисто-кварцевый сланец с альмандином, побережье Белого моря, толща тархановской серии; 8 - карбонатно-слюдисто-кварцевый сланец, верх-цементом, свита руч. Болванского; 10 - алеврит метаморфизованный, чер-известковый сланец табуевской серии, побережье Баренцева моря; 12 - хло-хлорит-серицит-кварцевый сланец табуевской серии, побережье Баренцева кварцито-песчаник табуевской серии; 16 - метаморфизованный габброид.

Таблица 6

Элементы-примеси в рифейских отложениях Канина Камня

Элемент	Табуевская серия					верхняя	
	псаммиты	алевритовые сланцы	глинистые сланцы	хлоритовые сланцы	мергели и известковые сланцы	псаммиты	алевритовые сланцы
Be	0,0004	0,00024	0,004	0,0004	0,0002	0,0002	0,0003
Mn	0,07	0,11	0,077	0,095	0,47	0,05	0,065
V	0,005	0,005	0,01	0,009	0,0036	0,005	0,009
Ca	0,0053	0,0026	0,004	0,006	0,0019	0,01	0,006
Ti	0,32	0,4	0,76	0,65	0,37	0,42	0,52
Ni	0,0013	0,0014	0,0024	0,0025	0,001	0,002	0,003
Cr	0,0042	0,002	0,005	0,0056	0,002	0,0018	0,003
Zr	0,035	0,033	0,029	0,025	0,018	0,02	0,03
Ba	0,031	0,03	0,04	0,034	0,015	0,034	0,04
У	0,005	0,0046	0,0054	0,005	0,006	0,004	0,005
Sc	-	-	0,0008	0,0009	0,0007	0,0004	0,0006
Pb	-	-	0,002	0,0043	0,004	0,002	0,0026
Ga	-	-	0,002	0,0022	0,0011	0,001	0,002
Zn	-	-	0,0055	0,006	-	Сл.	0,005
Co	-	-	-	0,0015	0,0006	0,0007	0,001
Sn	-	-	-	0,0004	Сл.	-	-
Sr	-	-	-	-	0,05	-	-
Количество анализов	12	16	30	40	23	13	24

Тархановская серия								Кларк элемента в осадочных породах (Полов, 1963)
свита		средняя и нижняя свиты						
псаммо-алевритовые сланцы с карбонатным цементом	глинистые сланцы	псаммиты	слоисто-кварцевые (алевритовые) сланцы	кварцево-глинистые (глинистые) сланцы	скарноиды, карбонатные линзы и прослои	корка конкреций		
0,0003	0,0004	0,0004	0,0005	0,0004	0,00036	0,0002	0,00033	
0,47	0,09	0,044	0,05	0,096	0,34	0,64	0,074	
0,006	0,012	0,009	0,008	0,019	0,006	0,005	0,011	
0,005	0,007	0,006	0,01	0,023	0,028	0,0021	0,0037	
0,68	0,8	0,34	0,4	0,6	0,52	0,52	0,39	
0,002	0,004	0,0017	0,002	0,003	0,002	0,003	0,0056	
0,004	0,006	0,0024	0,002	0,003	0,0023	0,0058	0,0078	
0,03	0,03	0,03	0,027	0,028	0,024	0,042	0,016	
0,03	0,007	0,04	0,035	0,057	0,031	0,026	0,0047	
0,028	0,005	0,006	0,005	0,005	0,0053	0,009	0,0028	
0,0005	0,001	-	0,0006	-	-	0,00005	0,0011	
0,005	0,003	0,002	0,002	0,004	-	0,007	0,012	
0,0014	-	0,001	0,001	0,002	-	0,001	0,0017	
-	0,006	-	0,009	0,012	-	-	0,0079	
0,01	0,0014	-	0,0008	0,001	-	0,0008	0,0015	
-	-	-	-	-	-	-	0,00049	
-	-	-	-	-	-	-	0,027	
21	17	13	25	27	24	4		

без видимой закономерности и состоит из крупнозернистого кварца, мусковита, амфибола и граната-альмандина. Состав пятен близок к составу породы, причем четкой границы между ними и породой пласта не наблюдается. Образования эти, безусловно, имеют метаморфогенный характер и, очевидно, связаны с неравномерным распределением в породе первичных минеральных компонентов, подчеркнутым их перераспределением в процессе метаморфизма. Форма образований, вероятно, обусловлена перекристаллизацией материала: во время метаморфизма произошло формирование ориентированных минеральных скоплений, состоящих из крупных зерен биотита, кварца, альмандина и амфибола, с образованием линейной текстуры.

Другой тип метаморфогенных образований (диаметром 1,5–2 м, округлой, линзовидной, реже неправильной формы, вытянутых параллельно слоистости или трещиноватости – кливажа) присутствует в псаммитовых разностях пород, превращенных в результате метаморфизма в слюдистые кварциты и гнейсовидные сланцы. Обычно они хорошо выделяются изменением тона окраски (более светлой или более темной) по сравнению с окружающей породой. Изучение их вещественного состава, проведенное автором, обнаружило концентрацию в них карбонатных минералов, титана, марганца и железа (табл. 5, 6), а во вмещающих их слюдистых кварцитах и гнейсах установлено присутствие слюдисто-карбонатного цемента. Особенности химического состава этих образований и форма их позволили Ю.П. Ивенсену (1964) и Б.А. Малькову (1965) заключить, что они имеют дело с метаморфизованными карбонатными конкрециями, возникшими в результате диагенеза первичной породы. Согласно нашим наблюдениям, эти образования близки к конкреционным, но наиболее вероятно, что их возникновение – результат перераспределения минеральных компонентов в процессе метаморфизма. Конкреционные образования в породах микулкинской серии не имеют широкого распространения – чаще всего встречаются среди слюдистых кварцитов тархановской серии и сравнительно редко в кварцито-песчаниках табуевской серии.

Слюдисто-скаполитовые мраморизованные известняки (скарноиды) представляют собой метаморфизованные карбонатные породы, состоящие из диопсида, доломита, кальцита и форстерита, а также присутствующих в незначительных количествах хлоритоида, скаполита, амфибола, биотита и кварца. Содержание основных компонентов в породе меняется. В табл. 5 приведен химический состав слюдисто-скаполитового мраморизованного известняка, обнаженного южнее бухты Красной. Осадочное происхождение этого горизонта подчеркивает четко выраженная горизонтальная слоистость с мощностью отдельных слоев от 2 до 15 см (обычно 2–5 см). Пачка слюдисто-скаполитовых мраморизованных известняков завершает последовательный трансгрессивный ряд осадков: псаммиты–переслаивающиеся первично

глинистые, алевритовые и псаммитовые породы—известковистые и вулканогенно—осадочные алевролиты, алевропсаммиты и глинистые сланцы—тонкослойные карбонатные породы (глинистые известняки и мергели). Характер слоистости, состав первичных пород, отсутствие конгломератов и других грубообломочных пород, по—видимому, небольшое развитие вулканогенных образований — все это позволяет считать, что формирование отложений микулкинской серии происходило в спокойных тектонических условиях, на значительном удалении от области сноса осадков.

### Тархановская серия

Породы тархановской серии прослеживаются в водораздельной и юго—западной частях хр. Пае. В юго—восточной части хребта они обнажены по рекам, текущим в северо—восточном направлении, — Таврояге, Песчанке, Мурсейяге и др. На породах микулкинской серии отложения тархановской серии залегают, вероятно, согласно, смяты в складки и нарушены взбросо—надвигами северо—западного простирания. Наиболее полный ее разрез представлен в обнажениях по рекам Тарханову и Песцовой. Серия состоит из трех толщ: нижней — кварцито—сланцевой, средней — существенно сланцевой и верхней — флишовой, кварцито—сланцевой.

Нижняя кварцито—сланцевая толща (свита) обнажена вдоль юго—западного склона хребта (рис. 3). Она представлена гнейсовидными кристаллическими сланцами первично глинистого и алеврито—глинистого состава с пачками (до 50 м) слюдяных мелкозернистых кварцитов. В основании ее залегают пачка (около 100 м) слюдяных мелкозернистых кварцитов, обнаженных по южному побережью губы Красной, в устье руч. Тарханова, в нижнем течении рек Песцовая, Белокаменная и др. На южном крыле Микулкинской антиклинали эта пачка кварцитов не наблюдается, так как она срезана разломом (рис. 3). Кварцито—песчаники, вероятно, имели карбонатный цемент, преобразованный в результате метаморфизма в вытянутые параллельно сланцеватости конкреционно—метасоматические тела, обогащенные карбонатом (кальцит, доломит) и амфиболом.

Ниже приводится разрез нижней толщи по руч. Тарханову (снизу вверх).

1. Серые тонкозернистые слюдяные кварциты с прослоями кварцево—слюдяных сланцев . . . . . 80 м

2. Сланцы альмандин-слюдисто-кварцевые с амфиболитизацией вдоль трещин кливажа . . . . . 100 м
3. Сланцы альмандин-слюдисто-кварцевые с прослоями (до 15 см) амфиболитизированных пород. Первичный состав пород глинисто-алевритовый и алеврито-глинистый. Присутствуют согласные тонкие (до 20 см) тела черного амфиболита . . . . . 200-220 м

Общая мощность нижней толщи тархановской серии составляет около 400 м.

Слюдистые кварциты серые и темно-серые, мелко- и тонкозернистые, слюдистые, толсто- и массивно волнистослоистые, местами косослоистые. Мощность слоев достигает 1,5 м. Кварциты состоят из кварца (40-70%), кислого плагиоклаза (до 40%) и биотит-мусковитового цемента. Обломочный материал полностью перекристаллизован. Структура породы гранобластовая и гранолепидобластовая. Цемент слюдистый и слюдисто-карбонатный. Присутствующий в нем карбонатный материал в процессе метаморфизма образовал метасоматические тела неправильной, реже округлой и эллипсоидной формы. Кварцево-слюдяные и слюдяные сланцы, переслаивающиеся с слюдистыми кварцитами, состоят из биотита, мусковита, актинолита и кварца. Обычно присутствуют также гранат-альмандин, роговая обманка, минералы группы эпидота, ильменит, магнетит, но содержание этих минералов в породе неравномерное. Слоистость пород горизонтальная и волнисто-горизонтальная. Отдельные слои обогащены карбонатным материалом, содержание которого в породе, по данным химических анализов, достигает 35%. В процессе метаморфизма присутствующий в сланцах карбонат обособился в линзовидные, вытянутые вдоль сланцеватости тела мощностью до полуметра (обычно 5-20 см), обогащенные амфиболом и гранатом. В отдельных, небольших по мощности (до 20 м), пачках сланцев тела амфиболитизированных карбонатно-кварцевых пород придают породам мелкую флишоидную ритмичность, описанную В.Г. Черным (1965) как карбонатный флиш. Однако при внимательном изучении этих пачек видно, что направление тел часто совпадает не со слоистостью, а с направлением кливажа, и тела секут смятые в складки сланцы, ведя себя как жильные магматические образования. Химический состав амфиболитизированных карбонатно-кварцевых пород (табл. 5, 6) обнаруживает значительные колебания компонентов, что также свидетельствует не в пользу осадочного происхождения первых. Пласты амфиболитизированных карбонатно-кварцевых пород часто обладают зональным строением. Внешние зоны тел имеют светло-серую окраску, на фоне которой выделяются темно-зеленые кристаллы роговой обманки, и обогащены кварцем и поле-

вым шпатом. Внутренняя часть тел имеет темно-серую окраску, обогащена рудно-графитовым веществом, биотитом и черной роговой обманкой, которая сливается с фоном породы.

Средняя сланцевая толща (свита) хорошо обнажена в среднем течении рек Мал. Бугряница, Песцовая, Тарханова и др., а в юго-восточной части Камня слагает его центральную часть. Породы сланцевой толщи на нижележащих отложениях кварцито-сланцевой толщи залегают согласно, представлены темно-серыми и зеленовато-темно-серыми сланцами первично глинистого и алеврито-глинистого состава. Сланцы кварцево-биотитовые, плагиоклаз-кварцево-биотитовые, цоизит-хлорит-биотитовые, альмандин-кварцево-биотитовые, слюдисто-кварцевые, Слоистость пород тонкая, горизонтальная, волнисто-горизонтальная, реже линзовидноволнистая. Мощность слоев — от 1–2 мм до 3–5 см, обычно 0,5–1,0 см. В толще сланцев присутствуют отдельные маломощные пачки (до 16 м) и прослои (до 1 м) кварцито-песчаников. В сланцах первично глинисто-алевритового и псаммо-алевритового состава часто присутствуют невыдержанные по простирацию, нередко разлинзованные прослои (до 20–30 см, обычно 5–10 см) темно-серых доломитизированных известняков. Карбонатные прослои обогащены железом и марганцем (табл. 6), концентрирующимся в результате процессов выветривания в краевых частях тел, где их содержание достигает соответственно 10–12 и 1–2% (табл. 6). Краевые части (корка до 2–3 см толщиной) карбонатных прослоев имеют черную окраску, пористые; в зоне эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма в них в значительном количестве развита черная роговая обманка.

В слюдистых кварцито-песчаниках присутствуют конкреционно-метасоматические образования линзовидной и неправильной формы, обогащенные карбонатом. Макроскопически они отличаются от вмещающей породы более темной окраской и часто имеют черную краевую оторочку (корку). В сланцевой толще присутствуют также слои (5–20 см) светло-серых пород, состоящих из кварца (до 60%), кальцита или доломита (до 30%), полевого шпата, роговой обманки и граната. Судя по количеству карбонатного материала, эти породы, очевидно, являются метаморфизованными известковистыми алевролитами и мергелями.

В средней сланцевой толще тархановской серии наблюдается как микроритмичность, выраженная в чередовании первично глинистых и алевритовых слоев, так и ритмичное чередование ритмопачек, аналогичное ранее описанной ритмичности в отложениях малочерноречек свиты Северного Тимана. Характер слоистости, вещественный состав, темная монотонная окраска пород позволяют уверенно отнести отложения нижней, кварцито-сланцевой, и средней, сланцевой, толщ тархановской серии к аспидной формации. Формирование отложений сланцевой толщи тархановской серии происходило

в очень спокойной тектонической обстановке. Мощность пород средней толщи достигает 2500 м.

Верхняя кварцито-сланцевая толща (свита). Отложения верхней кварцито-сланцевой толщи связаны постепенным переходом с породами сланцевой толщи. Они обнажены в верховьях рек, стекающих с Канина Камня, и, вероятно, слагают его водораздельную, плохо обнаженную часть. Породы толщ имеют сложные складки с общим, по-видимому, весьма пологим погружением в северо-восточном направлении. Хороший разрез толщи наблюдается по побережью Белого моря от устья руч. Проходного до мыса Канин Нос. Свита состоит из чередующихся пачек метаморфизованных глинистых сланцев, алевритов и кварцито-песчаников. В нижней части ее преобладают тонкозернистые осадки, превращенные в биотит-кварцевые, биотит-хлорит-кварцевые, кварцево-биотит-мусковитовые, редко гранато-биотито-кварцевые и амфибол-биотит-кварцевые сланцы. Структура сланцев лепидобластовая, текстура сланцеватая. Слоистость пород волнисто-горизонтальная, горизонтальная и линзовидно-волнистая. Вверх по разрезу толщи увеличивается количество пачек слюдястых кварцитов, что особенно хорошо заметно в разрезах северо-западной части хр. Пае. По рекам Бол. и Мал. Табуеву толща заканчивается пачкой зеленовато-серых алевритовых кварцитов и алевритов с грубой линзовидно-волнистой и косой слоистостью. Мощность пачек метаморфизованных псаммитов в нижней части толщи обычно не превышает 20-60 м, а в верхней ее части достигает 100-200 м. Кварциты серые и светло-серые, полевошпат-кварцевые, мелкозернистые, слюдястые. Цемент мусковит-хлоритовый и биотит-мусковитовый. Содержание его достигает 30%. Слоистость волнистогоризонтальная и косая, наблюдается также тонкая перекрестная слоистость и мелкие складочки оползания. Кластический материал в значительной степени перекристаллизован. Структура гранобластовая и бластопсаммитовая. В основании песчаных слоев наблюдаются ископаемые шлихи, состоящие из циркона, ильменита, магнетита и лейкоксена. Широко распространены буровато-серые карбонатно-песчаные конкреционные образования. Присутствуют также прослои (5-10 см) кварцито-песчаников с базальным карбонатным цементом. Они выделяются своей буровато-темносерой окраской, образовавшейся в результате окисления железистых карбонатов, входящих в цемент кварцито-песчаников.

Ритмичность чередования пород заметна во всей верхней толще. Особенно четко она выражена в ее средней части. Наблюдается ритмичность нескольких порядков: а) мелкая - микроритмичность, выраженная в чередовании слоев алевритового и глинистого состава мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров; микроритмы начинаются с алевропсаммитового материала, обладающего косой, перекрестной и неправильной слоистостью; вверх по

разрезу он сменяется более тонкозернистыми алевритовыми и темными глинистыми осадками с горизонтальной и волнистогоризонтальной слоистостью; в верхней части микроритмов иногда присутствуют линзовидные прослои темно-серых доломитизированных известняков; б) средняя – выраженная в чередовании ритмопачек (0,5–20 м), нижняя часть которых состоит из псаммоалевритового материала, вверх по разрезу обогащающаяся более тонкозернистым алевритовым и глинистым веществом; в основании ритмопачек обычно наблюдается размыв; в) крупная макроритмичность – мощностью в несколько сот метров, начинающаяся с пачек слюдистых кварцитов и заканчивающаяся метаморфизованными глинистыми осадками. Характер ритмичности осадков верхней толши малочернорешковой свиты близок к ритмичности отложений ямбозерской свиты Северного Тимана.

Отличия пород верхней толши тархановской серии от нижележащих достаточно хорошо заметны и выражаются в смешанном псаммо-алеврито-глинистом первичном составе отложений, четкой слоистости пород, обычно хорошо выраженной ритмичности отложений, более светлой окраске кварцито-песчаников и более темной (за счет примеси рудно-органического материала) окраске сланцев. Ритмичность отложений повсеместно достаточно четкая. Вещественный и литологический состав пород позволяет отнести отложения верхней толши тархановской серии к флишовой кварцито-сланцевой формации. Мощность верхней кварцито-сланцевой толши тархановской серии составляет 1500–2000 м.

Условия формирования отложений тархановской серии близки к условиям формирования отложений микулкинской серии, однако отличаются от них более четкой дифференцированностью колебательных движений во время отложения пород верхней толши тархановской серии и, вероятно, меньшими глубинами осадконакопления.

### Табуевская серия

Отложения табуевской серии обнажены вдоль северо-восточного склона Канина Камня, имеют очень крутое, до вертикального и даже опрокинутого, падение в северо-восточном направлении. Они расчленены рядом разломов северо-западного простирания, по которым обычно срезается та или иная часть серии. Непрерывный разрез табуевской серии не наблюдается ни на одной из пройденных нами речек, однако наиболее полный разрез отдельных свит прослеживается по ручьям Бол. и Мал. Табуеву, Бол. и Мал. Пидерчалкам, истокам р. Яней. В большинстве разрезов породы табуевской серии имеют тектонический контакт с отложениями верхней толши тарха-

новской серии, но иногда зона контакта либо плохо обнажена, либо закрыта осыпью глыб кварцито-песчаника. Отложения табуевской серии, так же как и породы верхней толщи тархановской серии, в приконтактных зонах имеют крутое северо-восточное падение. Видимое залегание их согласное, однако наблюдается несоответствие между структурными планами отложений тархановской и табуевской серий (рис. 3), которое трудно объяснить, если не признать углового несогласия между отложениями этих серий. Проведенные в последние годы полевые исследования позволили автору расчленить отложения табуевской серии на три свиты (снизу вверх): свиту руч. Болванского, янейскую свиту и карбонатно-сланцевую свиту северо-восточного побережья Канина Камня.

**Свита ручья Болванского.** Отложения свиты хорошо обнажены в верховьях ручьев Бол. и Мал. Табуев, по руч. Болванскому, Каменные Сопки, Шерстяному и р. Рыбной, непосредственно ниже устья р. Безрыбной. В основании свиты залегает толща (300–350 м) мелко- и среднезернистых кварцито-песчаников с подчиненными маломощными пачками глинисто-алевритовых пород. Кварцито-песчаники свиты руч. Болванского буровато-серые, серые, нередко с мелкой охристой вкрапленностью, аркозового и полевошпат-кварцевого состава. Структура их blastosammittовая и гранобластовая. Цемент поровый, слюдястый, карбонатно-слюдястый и железисто-слюдястый. Полевые шпаты выражены кислым плагиоклазом, количество которого достигает 40%, но всегда меньше количества кварца. Акцессорные минералы представлены мелкими, хорошо окатанными зернами ильменита, циркона, рутила. Присутствует новообразованный турмалин, ильменит, анатаз. Бурая окраска кварцито-песчаников обусловлена мелкой вкрапленностью гидроокислов железа, образовавшихся, вероятно, при разложении железистых карбонатов. Выше по разрезу кварцито-песчаники сменяются толщей (до 600 м) преимущественно алевритового состава с четко выраженной флишевой микроритмичностью. Ритмы (от 14 до 40 см) начинаются с микрозернистого псаммитового материала, постепенно сменяющегося темно-серым и зеленовато-серым первично глинистым веществом. Наблюдается последовательное постепенное уменьшение зернистости материала („graded“-слоистость) и размыв в основании ритмов. Помимо мелкой ритмичности, иногда наблюдаются и ритмопачки (до 15–25 м). Мощностъ ритмов и роль в их составе псаммитового материала уменьшается вверх по разрезу. В песчаной части ритма слоистость косая и перекрестная, в более тонкозернистой – горизонтальная и волнистогоризонтальная. Выше следует мощная (около 2000 м) толща зеленовато-серых, голубовато-серых и темно-серых кварцево-серицитовых и кварцево-серицит-хлоритовых сланцев с тонкой горизонтальной слоистостью. Толща в целом тонкозернистая, однородная, но иногда в ней присутствуют слои алеври-

та и карбонатно-глинистой породы, и в таких участках наблюдается слабовыраженная микроритмичность. Микроритмы начинаются со слоя алевролита и заканчиваются серицит-хлоритовыми сланцами или прослоями (до 5 см) серых и зеленовато-светло-серых известняков.

**Янейская свита.** Отложения янейской свиты залегают согласно, вероятно, с размывом, на отложениях свиты руч. Болванского. Они обнажены по северо-восточному побережью Канина Носа и по рекам Янею, Рыбной, Нехатояхе, Менсейяхе. Свита представлена светло-серыми, желтовато-серыми, зеленовато-серыми и розовыми средне- и толстослоистыми кварцитами и кварцито-песчаниками, в верхней части содержащими пачки и прослои метаморфизованных алевролитовых и глинисто-хлоритовых сланцев. Вероятным аналогом кварцитов янейской свиты на Северном Тимане могут быть кварциты, описанные Г.А. Черновым (1968) по руч. Болванскому.

Кварцито-песчаники янейской свиты легко отличаются от кварцито-песчаников свиты руч. Болванского или слюдистых кварцито-песчаников тархановской серии более светлой окраской, пиритизацией, существенно кварцевым составом с сохранением бластописамитовой структуры, широким развитием пленочного кварцевого цемента типа регенерации, массивным обликом слоев, мощность которых достигает 3 м. Слоистость пород волнисто-горизонтальная и горизонтальная; косая слоистость имеет небольшое распространение. Среди кварцито-песчаников янейской свиты присутствуют слои (до 30 см) с базальным карбонатным цементом, иногда переходящие в песчанистые известняки и доломиты. Акцессорные минералы представлены мелкими окатанными зернами циркона, ильменита, рутила, турмалина. Среди кварцито-песчаников присутствуют подчиненные маломощные (до 2-3 м) прослои и пачки сланцев алевролитового и глинистого состава. Вверх по разрезу свиты роль тонкозернистого материала увеличивается.

В северо-западной части Канина Камня кварциты янейской свиты обнажены непосредственно северо-западнее мыса Лисий Нос. С юго-запада этот выход кварцитов оборван разломом северо-западного простирания (рис 3), по которому кварциты соприкасаются со сланцами свиты руч. Болванского.

Ввиду интенсивной складчатости пород свиты и присутствия разломов северо-западного простирания мощность толщи ориентировочно принимается равной 200-400 м. Породы янейской свиты согласно перекрыты гнильской свитой мощностью до 900 м, содержащей в верхней части пачку окварцованных доломитов с проблематикой.

**Гнильская свита** обнажена по побережью Баренцева моря от устья р. Пидерцелхи до устья руч. Косого и описана ранее автором (Гецен, 1970а) под названием карбонатно-сланцевой свиты

северо-восточного побережья Канина Камня. Отмечена впервые В. Рамсеем как толща доломитов (рис. 2). Согласно нашим наблюдениям, гнильская свита имеет нижеследующий разрез.

1. Сланцы темно-зеленые, зеленовато-серые, реже темно-серые хлоритовые, серицит-хлоритовые, кремнисто-серицитовые и карбонатно-хлоритовые, с линзами и неправильными прослоями известняка и доломита. Слоистость тонкая, выдержанная по простиранию, горизонтальная, реже волнисто-горизонтальная. В сланцах наблюдаются кристаллы пирита, отдельные прослои обладают красно-бурой окраской за счет присутствия гидроокислов железа . . . . . около 200 м
2. Сланцы темно-зеленые, светло-зеленые и темно-серые, чередующиеся с пачками черно-серых и серых известняков. Темно-зеленые сланцы массивные, неслоистые, обладают оскольчатым изломом и брекчиевидной текстурой. Присутствие в них частиц раскристаллизованной основной породы и обилие хлорита дает основание считать их вулканогенно-осадочными образованиями. Карбонатные пачки состоят из тонко-горизонтально-слоистых кварцево-хлоритовых сланцев с прослоями (от 0,05 до 0,5 м) известняков. В известняках присутствуют водорослевые образования, по окраске почти не отличимые от вмещающей их породы и поэтому едва заметные на ее фоне . . . . . 120 м
3. Сланцы зеленовато-серые и темно-серые, кварцево-серицитовые и хлорит-серицит-кварцевые, переслаивающиеся с серыми алевритистыми кварцито-песчаниками. Слоистость пород тонкая и средняя горизонтальная . . . . . 40 м
4. Пестроцветные (зеленоватые, желтоватые, голубоватые) сланцы с четкой тонкой выдержанной по простиранию слоистостью, содержащие большое количество мелких охристых включений по железистому карбонату и кристаллов пирита. Среди них присутствуют пачки темно-серых сланцев, горизонтально-ритмично-слоистых, состоящих из слабометаморфизованного глинисто-алевритового и алевро-псаммитового материала. Состав сланцев меняется от карбонатно-хлорит-серицитового до чистых карбонатных разностей. Проблематики в сланцах не обнаружено. Присутствие гидроокислов железа придает отдельным прослоям красную окраску. Вверх по разрезу сланцы несколько обогащаются тонкообломочным материалом . . . . . 350-400 м

5. Серые и желтовато-серые сильно окварцованные доломитистые песчаники и доломиты, участками превращенные во вторичные кварциты. Нижняя часть пачки состоит из массивных кварц-доломитовых пород с проблематикой, напоминающей строматолиты неправильной желвакообразной формы. Верхняя часть пачки представлена теми же породами, но с обломочной текстурой и без проблематики . . . . . около 40 м
6. Пачка черных тонко-горизонтальнослоистых углисто-глинистых и карбонатно-хлорит-серичитовых сланцев . . . . . 20 м
7. Темно-серые тонкопереслаивающиеся метаморфизованные псаммо-глинисто-алевритовые сланцы, пиритизированные, с пачками серых карбонатно-глинистых сланцев и мергелей . . . . . более 50 м

Общая мощность гнильской свиты на северо-восточном побережье п-ова Канин превышает 800 м.

По литологическим и геохимическим признакам верхняя часть этой свиты сопоставима с рочугской свитой, подстилающей на среднем Тимане быстринскую свиту с миньярскими строматолитами. Возраст гнильской свиты соответствует инзерской, низам миньярской и, возможно, катавской свитам рифея Южного Урала. Возраст нижележащих свит табуевской серии предположительно средне-верхнерифейский. По-видимому, эти свиты отвечают нижней части каратауской серии стратотипа рифея.

Итак, докембрийские отложения хр. Канин Камень представлены мощной (около 10 км) толщей преимущественно тонкозернистых терригенных и карбонатно-терригенных осадков, формировавшихся в морских условиях на значительном удалении от материка при довольно спокойном тектоническом режиме и слабо расчлененном рельефе бассейна седиментации. С течением времени активность тектонического режима еще более снижалась, иными словами, уменьшалась интенсивность колебательных движений и происходило постепенное обмеление бассейна седиментации. Источниками терригенного материала были изверженные и метаморфические (вулканогенно-осадочные) породы дорифейского возраста. Подчиненное значение имело хемогенное и вулканогенно-осадочное осадконакопление.

Рифейский возраст осадочно-метаморфических пород Канина Камня был установлен Ю.П. Ивенсенем (1960) и почти одновременно А.А. Полкановым и Э.К. Герлингом (1961) на основании определений абсолютного возраста мусковита из прерывающих сланцы пегматитов (665-640 млн лет). Позднее этот вывод был подтвержден (Мальков, Пучков, 1964) возрастом метаморфизма габброидов (620-640 млн лет). В.Г. Черный (1965) и В.М. Пачуковский (1970) пред-

полагали, что сланцевые толщи Канина Камня залегают выше доломитов мысов Лудоватых, но и их они относили к рифею.

Проведенное М.Е. Раабен (1964) и В.Е. Забродиным (1968) изучение строматолитов и микрофитолитов из доломитов мысов Лудоватых позволило сопоставить эти отложения с верхними горизонтами верхнерифейской миньярской свиты Южного Урала и верхнерифейскими отложениями Шпицбергена. Взаимоположение карбонатно-сланцевой (рочутской) и быстринской свит на Среднем Тимане дает основание предполагать, что гнильская свита Канина Камня залегает непосредственно ниже или частично замещает свиту доломитов мысов Лудоватых (рис. 5, см. вкл.). Верхнерифейский возраст гнильской свиты табуевской серии подтверждают и немногочисленные в настоящее время палеонтологические остатки, а именно обнаруженные здесь верхнерифейские формы акритарх — *Leiovalia habitualis* Puch., *Trematosphaeridium* sp.

Абсолютный возраст магматических образований (640 млн лет, по Малькову, Пучкову, 1964), секущих верхнюю часть разреза метаморфической толщи, близок к абсолютному возрасту верхней части миньярской свиты, определенному по глаукониту (680 млн лет, по Гаррис, Постникову, 1970), что, безусловно, свидетельствует о довендском возрасте верхней части осадочно-метаморфической толщи п-ова Канин. Возраст верхней границы верхнего рифея М.А. Гаррис и Д.В. Постниковым (1970) определяется в 630–650 млн лет, а М.И. Гаранем (1969) — в 650–680 млн лет. Таким образом, можно уверенно считать, что вендские отложения на хр. Пае отсутствуют: разрез осадочно-метаморфических пород в этом регионе завершается верхнерифейскими отложениями.

Нижняя возрастная граница осадочно-метаморфических толщ Канина Камня и Северного Тимана точно не определена. Древний возраст амфиболитизированного псаммита ( $755 \pm 42$  млн лет) отражает лишь возраст метаморфизма пород (см. табл. 7). Исходя из того, что Тиманский отрезок рифейской геосинклинали лежит на нижнепротерозойском фундаменте (Зандер и др., 1967), автор предполагает, что нижняя часть разреза осадочно-метаморфических пород п-ва Канин и Северного Тимана имеет раннерифейский — среднепротерозойский возраст. Косвенным свидетельством в пользу этого служит огромная мощность осадочно-метаморфических пород этого региона, их сильный региональный метаморфизм при отсутствии крупных интрузий и, наконец, абсолютный возраст калиевого полевого шпата из гранитоидного массива Бол. Камешек на Северном Тимане — 1300 млн лет (Мальков, Пучков, 1964).

### 3. О положении в разрезе рифея карбонатной толщи Тимана и п-ова Канин

Единственным надежным стратиграфическим репером для осадочно-метаморфических пород Тимана и Канина является толща карбонатных пород, содержащих верхнерифейские строматолиты и онколиты (рис. 5, см. вкл.). Она установлена в различных выступах верхне-докембрийских отложений Тимана и Канина и выделялась под названием ропчинской (Воллосович, 1944), или пукадовоожской (Солнцев, 1959), свиты на Оч-парме, быстринской (Кальберг, 1948; Журавлев, Осадчук, 1960), или быструхинской (Солнцев, 1959), — на Четласском и Цильменском Камнях, свиты доломитов — на мысах Лудоватых (Люткевич, 1953). Отложения этой толщи обнажены также на Джемим-парме (Владимирская, 1955, и др.) и Полуодовом кряже (Журавлев и др., 1966).

Ввиду уникальности этого естественного репера и важности точного установления его стратиграфического и структурного положения характеристика рифейских карбонатных пород Тимана и Канина выделена нами в самостоятельный раздел. Описание карбонатных пород начнем со свиты доломитов мысов Лудоватых.

#### Литолого-стратиграфическая характеристика карбонатных отложений

Мысы Западные Лудоватые. Карбонатная толща в районе мысов Западные Лудоватые была обнаружена В. Рамсеем (Ramsay, 1911), описана им как толща доломитов с *Gymnoso-ten* и отнесена к готландию.

Разрез свиты доломитов мысов Лудоватых, приведенный ниже, начинается мощной толщей немых (лишь в сравнительно небольшой пачке содержащих микрофитолиты) доломитов, слагающих изолированный северный выход.

1. Серые и темно-серые доломиты с брекчиевидной или полосчатой текстурой. Полосчатость обусловлена чередованием доломитов различной окраски (светло-серой, розовой, желтоватой или темно-серой), которая зависит от присутствия терригенной примеси (темно-серая), хемогенных окислов железа (розовая и голубоватая) и различного окремнения и окварцевания (светло-серая, реже темно-серая). Брекчиевидные разности доломитов состоят из обломков доломита размером от нескольких

миллиметров до 1,5–2 м, обычно 5–10 см. В мелкообломочных разностях пород нередко наблюдаются мелкие округлые карбонатные стяжения. Строматолиты отсутствуют. Породы разбиты крутопадающими трещинами с северо-западным и близким к широтному простиранием . . . . . около 100 м

2. Доломиты темно-серые, серые, розовые, желтовато-серые с полосчатой и обломочной текстурами . . . . . 50 м
3. Желтовато-серые доломиты с массивной и полосчатой текстурой и мелкими микрофолитами *Vesicularites* sp. . . 15 м
4. Светло-серые доломиты с мелкими *Vesicularites* aff. *elongatus* Zabr. и *V. minutus* Zabr., приуроченными главным образом к нижней части пачки. Текстура доломитов массивная и участками полосчатая. В верхней части пачки доломиты в обнажении брекчированы, разбиты трещинами . . . . .  
. . . . . обнажено около 70 м
5. После перерыва в обнажении выше по разрезу залегают темно-серые плотные окремненные доломиты, участками интенсивно трещиноватые. Отмечены трещины двух систем: 1) с азимутом простирания 46°СВ, угол падения 65°СЗ, 2) азимутом простирания 310°СЗ, угол падения 46°ЮЗ.

Порода, представляющая собой столбчатый биогерм, на 80–90% состоит из столбчатых строматолитов, определенных М.Е. Раабен как *Minjaria uralika* Krylov; видимая длина отдельных столбиков достигает 30 см . . . . . 5–6 м

6. Седиментационная доломитовая конгломерат-брекчия, состоящая из неокатанных и угловатых обломков (0,5–2 см) доломита, незначительного количества обломков кварца и кремня. Участками порода перекристаллизована, причем в жеодах присутствуют крупные розовые и белые кристаллы кальцита и доломита. По составу и размеру обломков, внешнему облику и положению в разрезе седиментационная брекчия доломитов мысов Западные Лудоватые соответствует пачке седиментационной брекчии в быстринской свите Цильменского Камня . . . . . до 3 м
7. Серые строматолитовые доломиты с *Minjaria uralica* Krylov. Столбики строматолитов более темные по сравнению с окружающей породой, по-видимому, за счет примеси глинистого материала . . . . . 10–15 м
8. Серые и светло-серые массивные доломиты с отдельными строматолитами неправильной формы. Строматолиты несколько более светлые (с желтоватым оттенком) по сравнению с окружающей породой . . . . . около 10 м

9. Массивные строматолитовые доломиты с *Tungussia* sp. Столбики доломитов по окраске не отличаются от вмещающей породы. В доломитах присутствуют тонкие (до 5 см) прослои кварцевых песчаников с базальным карбонатным цементом. Их кластический материал представлен окатанными и полукатанными зернами кварца диаметром от 0,2 до 0,9 мм, чаще 0,4–0,6 мм. Зерна кварца несколько корродированы доломитом. Кластический кварц обладает волнистым погасанием, что свидетельствует о размыве метаморфических пород. Доломитовый базальный цемент песчаников перекристаллизован, причем в нем присутствуют микрофолиты. Тяжелая фракция состоит из единичных кластических зерен сфена с бугорчатой скульптурной отдельностью, бурого турмалина ряда дравитшерл, не отличающегося от широко распространенного в рифейских отложениях турмалина этого типа, короткопризматических зерен циркона, желто-бурого рутила, эпидота, ставролита, бесцветного кластического граната, щелочной роговой обманки, черного биотита. Большую часть тяжелой фракции составляет пирит, частично лимонитизированный. Минералы тяжелой фракции в целом характерны для рифейских отложений Северного и Среднего Тимана. Состав кластического материала песчаных прослоев свидетельствует о размыве богатых кварцем метаморфизованных интенсивно пенилизированных пород . . . . . около 10 м.
10. Массивные строматолитовые доломиты, серые до темно-серых, участками пятнистые. Строматолиты преимущественно темные, с четкими очертаниями на фоне породы. Диаметр столбиков строматолитов в нижней части пачки 2–5 см, в верхней – до 7–8 см . . . . . 40–45 м.
11. Серые до темно-серых, участками пятнистые доломиты с обильными мелкими столбчатыми строматолитами *Gymnosolen ramsaji* Steinmann. Строматолиты светлее, чем вмещающая порода . . . . . 20–30 м.
12. Желтовато-серые доломиты со строматолитами неправильной формы. Окраска породы пятнистая, неравномерная, участками наблюдается четкая полосчатость. В нижней части пачки строматолиты желто-бурые, участками ожелезненные, тонкой столбчатой формы (*Inseria djejimi* Raaben) . . . 40 м.
13. Темно-серые доломиты со строматолитами *Parmites concrescens* Raaben. Диаметр столбиков строматолитов от 2 до 10 см . . . . . 12 м.
14. Желтовато-серые и желтые доломиты со строматолитами различной формы плохой сохранности . . . . . 45 м.

15. Пятнистоокрашенные, преимущественно темно-серые доломиты, содержащие обильные мелкие строматолиты с четкими очертаниями . . . . . 25 м.
16. Желто-бурые строматолитовые доломиты с редкими прослоями (до 40 см) темно-серых доломитов . . . . . 28 м.
17. Темно-серые доломиты с обильными мелкими строматолитами . . . . . 12 м.
18. Желтовато-бурые доломиты, окремненные, содержащие крупные строматолиты . . . . . 70 м.
19. Темно-серые с зеленоватым оттенком массивно-слоистые доломиты, состоящие из мелких строматолитов . . . . . 30 м.

Видимая часть разреза карбонатной толщи мысов Западные Лудоватые – около 600 м. Определения строматолитов в свите доломитов мысов Западные Лудоватые, проведенные М.Е. Раабен, показали, что толща является стратиграфическим аналогом средней и верхней подсвит низьвенской свиты Полюдова кряжа.

Карбонатная толща с верхнерифейскими (миньярскими) строматолитами, вероятно, перекрывала также и всю территорию хр. Канин Камень, но была позднее размыта, так как в четвертичном валуннике, непосредственно перекрывающем метаморфические сланцы, и в аллювии речек, как и на водоразделе, так и на склонах хребта, нами неоднократно наблюдались валуны доломитов со строматолитами, аналогичных строматолитовым доломитам мысов Лудоватых.

Северо-восточнее крайнего выхода доломитов на мысах Западные Лудоватые, в 2,5 км к югу и юго-востоку от пос. Шойна, скважинами и в отдельных коренных выходах вскрывается тот же разрез карбонатной свиты, наращивающийся в северо-восточном направлении.

1. Светло-серые доломиты с полосчатой и брекчиевидной структурой. Участками они интенсивно трещиноваты и содержат многочисленные прожилки и мелкие жёдки кальцита и кварца. Из органических остатков в небольшом количестве присутствуют округлые микрофитолиты, близкие к онколитам. В одном из обнажений наблюдалось пологое (около 20°) погружение пород в северных румбах . . . . . около 200 м.
2. Серые и темно-серые доломиты с крупными редкими строматолитами, участками с брекчиевидной структурой, с жёдами и прожилками кальцита и кварца . . . . . около 100 м.

3. Чередующиеся серые и темно-серые доломиты. В серых доломитах обычно присутствуют крупные строматолиты диаметром до 20 см, переходящие в слоистые образования. Для темно-серых доломитов характерны мелкие столбчатые строматолиты . . . . . около 70 м.
4. В самых северных выходах доломиты светло-серые, слабоокремненные, с редкими строматолитами. Залегание пород близкое к горизонтальному. Доломиты пронизаны мелкими прожилками белого кварца . . . . . более 50 м.

Непосредственно севернее последних выходов доломитов скважинами под мало мощным чехлом четвертичных отложений (15,6 м) вскрыты нижнепермские отложения, которые с размывом и резким угловым несогласием залегают на докембрийских образованиях. Залегание нижнепермских отложений близкое к горизонтальному. Под ними стоят на головах зеленые и красные, реже серые тонко-горизонтально-слоистые глинистые сланцы. Сланцы слабо карбонатизированы, участками брекчированы и содержат прожилки и жеодки кальцита и кварца. Они состоят из тонкодисперсного глинистого материала, представленного гидрослюдой и монтмориллонитом с примесью доломита, иногда составляющего отдельные тонкие слойки. Угол падения сланцев  $85^{\circ}$  в северных румбах. Вскрытая их мощность около 0,5 м.

В последнее время сланцы вскрыты под чехлом четвертичных отложений еще одной скважиной, 2 км к северо-востоку от первой. Брекчированность и вертикальное залегание толщи красных и зеленых слабо рассланцованных аргиллитов позволяет считать, что в досилурийское время вдоль северной границы полосы распространения доломитов мысов Лудоватых сланцы, вероятно, перекрывающие свиту доломитов, были опущены по сбросу и поставлены на голову. Видимая мощность толщи сланцев, отнесенной нами к терминальному рифею (Гецен, Наумов, 1973), около 1700 м.

Полудов кряж. Верхнерифейская карбонатная толща Полудова кряжа наиболее подробно освещена в работах Н.Г. Чочиа (1955), Е.В. Владимирской (1955), Б.М. Келлера (1952), М.Е. Раабен (1964), М.Е. Раабен и В.С. Журавлева (1962). Для Тимано-Уральского рифея она может служить опорным стратиграфическим репером. Поэтому дальнейшее описание верхнерифейской карбонатной толщи Тимана ведется в направлении с юга (от Полудова кряжа) на север. На Полудовом кряже эта толща залегает на рассольнинской (зильмердакской) свите и состоит из деминской и низьвенской свит.

Деминская свита (150-180 м) представлена красно-бурыми, зеленовато- и желтовато-серыми глинистыми известняками и пест-

роцветными плитчатыми мергелями со строматолитами *Inseria tjemusi* Kryl., *Iurusania nisvensis* Raaben., характерными для катавской свиты Башкирского антиклинория.

Низьвенская свита связана с деминской постепенными переходами и подразделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита (350–400 м) образована серыми тонкозернистыми плотными доломитами, довольно часто слоистыми и даже плитчатыми, местами массивными, крепкими, иногда окремнелыми. Средняя ее подсвита (около 350–400 м) сложена доломитами, похожими на подстилающие, но, кроме того, в большом количестве содержит массивные строматолитовые, с *Tungussia* sp., доломиты, пачки и линзы которых чередуются с разностями, лишенными строматолитов. Верхняя подсвита (около 1000 м) начинается характерным горизонтом брекчиевидных доломитов. Выше залегает пачка (около 150 м) массивных светло-серых, красноватых, желтовато-серых доломитов, содержащих комплекс строматолитов: *Gymnosolen ramsaji* Steinm., *Tungussia Semikhatov*, *Inseria djejimi* Raaben, *Conophyton miloradoviči* Raaben, *Parmites conrescens* Raaben и другие „стеночные“ формы верхнего рифея (Раабен, 1964).

Комплекс строматолитов позволяет уверенно сопоставлять среднюю и верхнюю подсвиты низьвенской свиты, которые, по данным М.Е. Раабен и В.С. Журавлева (1962), залегают с размывом на нижележащих отложениях, с миньярской свитой Башкирского антиклинория. Терригенные отложения инзерской свиты в разрезе Полюдова кряжа отсутствуют. По мнению М.Е. Раабен (1964), это обусловлено как замещением низов этой свиты карбонатными отложениями, так и размывом ее верхних горизонтов. Согласно Б.М. Келлеру (1968), нижняя подсвита низьвенской свиты является вероятным аналогом инзерской свиты Башкирского антиклинория, представленным в карбонатных фациях.

Джежим-парма. Карбонатные отложения верхнего рифея на Джежим-парме наиболее полно обнажены по рекам Ышкымес и Ваполу. Они распространены вдоль северо-восточной окраины Джежимпарминского выступа и обладают тектоническим контактом с породами джежимской серии. Контакт непосредственно не обнажен. В зоне его карбонатные породы быстринской свиты интенсивно брекчированы и пронизаны прожилками кальцита и кварца. В полосе, примыкающей к зоне контакта с юго-запада, наблюдаются развалы глыб и мелкие коренные выходы песчаников джежимской серии. В руслах самых верховьев р. Ышкымес и р. Вапола, ниже (по течению) последних выходов верхнерифейских карбонатных пород, также присутствуют обломки аналогичных песчаников. Проведенными в последние годы геофизическими работами и полевыми исследованиями автора установлено наличие разлома на контакте блоков рифейского основания с резко различной плотностью. При этом

плотность пород рифейского основания повышается в северо-восточном направлении, что, возможно, свидетельствует о существовании здесь юго-западного склона крупной антиклинальной структуры. Имеющиеся в настоящее время геологические и геофизические данные обнаруживают большое сходство в характере контакта быстринской свиты с терригенным рифейским комплексом как на Джемимпарме, так и на Четласском Камне. И в том и в другом случаях это контакт двух блоков рифейского основания с различной плотностью: к юго-западному блоку, сложенному терригенными отложениями четласской и джемимской серий, с северо-востока примыкает блок, сложенный более плотными породами — известняками и доломитами быстринской свиты и перекрывающими и подстилающими их тонкозернистыми филлитовидными и аспидными сланцами.

Выходы верхнерифейских карбонатных пород — быстринской свиты — на Джемимпарме разобщены, и сводный разрез этой толщи составлен из разрезов карбонатных отложений, обнаженных на реках Ышкымес и Ваполе. На основании общегеологических данных и последовательности напластования пород в ближайшем, более полном разрезе по р. Ропче на Очпарме верхнерифейские карбонатные породы, обнаженные по р. Ышкымес, помещены в основании приведенного ниже сводного разреза (снизу вверх).

1. Серые и темно-серые, в различной степени окремненные строматолитовые доломиты, участками брекчиевидные, с розовой окраской . . . . . 300 м.
2. Темно-серые, почти черные, доломиты, „узорчатые“ из-за обилия прожилков кальцита. При расколе источают запах нефтяного битума . . . . . 5 м.
3. Доломиты серые, окремненные, водорослевые, участками с брекчиевидной текстурой . . . . . 200 м.
4. Доломиты серые, глинистые и песчанистые с пачками пестроцветных оскольчатых аргиллитов. Присутствуют редкие крупные строматолиты . . . . . около 150 м.

Здесь следует перерыв в обнажениях, и вышележащие отложения описаны по разрезу на р. Вапол.

5. Светло-серые и розовые доломиты, плотные, с обильными микрофитолитами . . . . . около 150 м.
6. Светло-серые и розовые плотные массивные строматолитовые доломиты видимой мощностью . . . . . около 200 м.

Общая мощность разреза быстринской свиты Джежим-пармы составляет около 1000 м.

Доломиты быстринской свиты Джежим-пармы содержат комплекс строматолитов и микрофитолитов, характерный для верхней подсвиты низьвенской свиты Полюдова кряжа (Раабен, Забродин, 1972).

Оч-парма. Карбонатные отложения верхнего рифея - ропчинской свиты - на Оч-парме изучены автором в обнажениях по рекам Потью, Расвож и Ропче. Ниже представлен их сводный разрез.

1. Доломиты серые, скрытокристаллические, участками окремненные, без заметной слоистости . . . . . 50 м.
2. Доломиты светло-серые, массивные, толстослоистые . . . 80 м.
3. Доломиты и доломитизированные известняки темно-серые и серые, волнистогоризонтально- и горизонтальнослоистые, с прожилками белого кальцита. Содержат включения, а также невыдержанные по мощности и неправильные по форме прослои и включения черного кремня. В отдельных участках наблюдается замещение карбонатов черными кремнями. В доломитах присутствуют тонкие органические пленки . . . . . 140 м.
4. Доломитизированные известняки серые и темно-серые, мелкокристаллические, горизонтально- и волнистогоризонтально-тонкослоистые. Участками известняки черные, окремненные и содержат жеодки, выполненные кварцем и кальцитом. В отдельных прослоях встречаются водорослевые пленки и строматолиты. К этой пачке разреза на р. Ропче и руч. Войвож приурочен горизонт брекчированных доломитов, близких к наблюдающимся в основании третьей подсвиты низьвенской свиты Полюдова кряжа. . . . . 60 м.
5. Переслаивание темно- и черно-серых сланцев глинистого и псаммо-алевритового первичного состава. Слоистость волнистая и линзовидно-волнистая, со следами размыва на плоскостях напластования. Характер слоистости и присутствие следов размыва (галечника сланцев) свидетельствуют о мелководности среды осадконакопления . . . . . 15 м.
6. Доломиты темно-серые, окремненные, массивно-слоистые, с колониями строматолитов . . . . . 20 м.
7. Серые и светло-серые известняки с прослоями карбонатно-глинистых сланцев, с тонкими параллельными напластованию пленками водорослевого происхождения. Известняки обладают тон-

кой горизонтальной слоистостью и содержат включения черного кремня. Присутствуют строматолиты *Minjaria uralica* Krylov, характерные для бьянской подевиты миньярской свиты Южного Урала . . . . . 20 м.

8. Серые и темно-серые строматолитовые доломиты, толсто- и массивнослоистые, с подчиненными прослоями доломитизированных известняков . . . . . 60 м.

Верхняя часть разреза обнажена по р. Ропче.

9. Доломиты серые и светло-серые, слабокремненные и окварцованные, сильно трещиноватые. Присутствуют микрофитолиты, в отдельных прослоях составляющие основную массу породы . . . . . около 100 м.

10. Серые, светло-серые и розоватые доломиты массивные, плотные, с тонкими столбчатыми строматолитами. Породы слабо изогнуты по простиранию и падению. На плоскостях напластования наблюдаются стилолитовые швы . . . около 80 м.

11. Темно-серые и зеленовато-темно-серые известковистые сланцы с прослоями темно-серых известняков. Слоистость горизонтальная, волнисто-горизонтальная и неправильная. Присутствуют линзы темно-серого известняка. Отдельные прослои обогащены алевритовым материалом . . . . . 10 м.

12. Темно-серые, реже зеленовато-серые известняки с прослоями карбонатно-глинистых и серицит-хлоритовых сланцев. Известняки тонкоплитчатые, обычно глинистые, отдельные пачки темно-серых и черных известняков обогащены мелкими строматолитами и водорослевой проблематикой . . . . . 20 м.

13. Чередование черных тонкоплитчатых известняков и черных углисто-глинистых сланцев . . . . . 10 м.

14. Известняковый конгломерат, крупногалечный до валунника. Мощность слоя достигает 4 м, по простиранию конгломерат переходит в конгломератовидные известняки с прослоями темно-серых глинистых и карбонатно-глинистых сланцев, с мелкими, амплитудой до 40 см, складками оползания . . . . . 4 м.

15. Черные и темно-серые тонкоплитчатые известняки и карбонатно-глинистые, обогащенные углистым материалом, сланцы со слоями (до 0,5 м) конгломерата, состоящего из обломков известняков, сцементированных глинистым материалом 50 м.

16. Черные углисто-глинистые сланцы с прослоями черных известняков. Видимая мощность . . . . . 200 м.

Общая мощность ропчинской свиты составляет не менее 1000 м.

Контакт ропчинской свиты с терригенным кислоручейским комплексом тектонический. Разлом проходит вдоль западной окраины горы Потчурк и четко прослеживается, по геоморфологическим данным, в верховьях рек Потью, Расью, Расвож, Отчем и Оч. В зоне разлома реки изменяют свое направление, резко меняется профиль их берегов и даже характер растительности. На присутствие зоны разлома указывает также ряд геологических признаков: интенсивная филлитизация сланцев с появлением порфиробласт биотита, брекчированность пород, появление зон дробления, возникновение мелкой интенсивной складчатости в песчано-глинистых породах. Строматолитовые доломиты ропчинской свиты, по данным М.Е. Раабен (1964), содержат строматолиты (*Inseria djejimi* Raaben, *Conophyton miloradoviči* Raaben, *Parmites concrescens* Raab., *Tungussia* sp.), распространенные в бьянской подсвете миньярской свиты Южного Урала и третьей подсвете низьвенской свиты Полюдова Кряжа.

Четласский Камень представляет собой поднятый блок фундамента, сложенный породами рифея и палеозоя. С северо-востока он ограничен разломом глубокого заложения, который, как показали исследования последних лет (Плякин, 1972), является надвигом. В основании разреза карбонатной толщи залегают терригенно-карбонатные отложения, палеонтологически не охарактеризованные, вскрытые скважинами Бобровая-5 и Бобровая-10 (рис. 9, см. вкл.). Разрез этих отложений, вскрытый в скв. Боровая-10, приведен ниже (сверху вниз).

1. Известняки и доломитизированные известняки серые и темно-серые, тонкокристаллические с горизонтальной слоистостью. Присутствуют прослой филлитизированных глинистых и алевроито-глинистых сланцев со слабовыраженной ритмичностью. Известняки содержат примесь железистого карбоната. В них наблюдаются мелкие (амплитудой 2-3 см) складки оползания. Вскрытая мощность . . . . . 17.2 м.
2. Известняки светло-серые и зеленовато-светло-серые до белых, тонкоплитчатые, обычно горизонтальнослоистые, реже с неправильной и косою слоистостью. Они перекристаллизованы, нередко хлоритизированы и брекчированы. Широко развиты складки оползания. Известняки постоянно содержат терригенную примесь, изменяющееся количество и состав которой в

отдельных участках разреза придают породе ритмичный характер. В них присутствуют пачки (мощностью до полуметра) светло-серых существенно кварцевых кварцито-песчаников и темно-серых обычно с зеленоватым оттенком глинистых сланцев . . . . . 47 м.

3. Известняки и мергели тонко- и горизонтальнослоистые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми серицит-хлоритовыми сланцами и темно-серыми до черных пиритизированными углисто-глинистыми сланцами и кварцито-песчаниками . . . . . 2.3 м.
4. Известняки и мергели зеленовато-серые, хлоритизированные, мелко- и тонкокristаллические, тонко- и горизонтальнослоистые, с подчиненными прослоями серицит-хлоритовых и карбонатно-серицит-хлоритовых сланцев . . . . . 45 м.
5. Переслаивание известняков и доломитизированных сланцев глинистого и алевроито-глинистого состава с тонкой горизонтальной слоистостью. Известняки темно-серые, и зеленовато-темно-серые, хлоритизированные, составляют меньшую часть пачки. Видимая мощность . . . . . 6.2 м.
6. Кварциты мелкозернистые, темно-серые, переслаивающиеся с ороговикованными сланцами. В кварцитах присутствуют зоны дробления, фиксирующиеся цементированным шламом, состоящим из обломков кварцитов и сланцев . . . . . 2.8 м.
7. Кварциты сливные, светло-серые, мелкозернистые, однородные, с тонкими прожилками галенита и кварца . . . . . 6.0 м.
8. Кварциты светло-серые, средне- и разнозернистые, прослоями обогащены частицами гравийной размерности, нередко трещиноватые, с прожилками кварца. Слоистость неправильная и волнистогоризонтальная. Присутствуют отдельные неправильные слои сланцев, а также их окатанные и полуокатанные обломки. Кварциты кварцевые и полевошпат-кварцевые, в различной степени известковистые, сливные, с зубчатым сочленением зерен. Полевой шпат представлен свежим плагиоклазом. Аксессуары представлены кластогенными (цирконом, турмалином, рутилом, розовым гранатом) и аутигенными (пиритом, анатазом, минералами группы эпидота). Гравийный материал состоит из окатанных зерен темно-серого, а также опаловидного белого и голубого кварца . . . . . 18.0 м.

На протяжении 29 м керна нет; присутствуют куски шлама, состоящие из перетертых обломков сланцев и кварцитов. К этому интервалу, вероятно, приурочена зона надвига, по которому породы верхнерифейской карбонатной толщи надвинуты на сланцы четлаской серии.

9. Кварцито-песчаники темно-серые, мелко- и тонкозернистые, переслаивающиеся с глинистыми и алевритовыми сланцами. Широким развитием пользуются кварцевые и кварцево-пиритовые прожилки . . . . . 20,0 м.
10. Сланцы темно-серые и зеленовато-темно-серые, однородные, с тонкой горизонтальной и волнисто-горизонтальной слоистостью. Состав сланцев кварцево-серицитовый и хлорит-серицитовый, по характеру вторичного изменения они близки к сланцам четласской и светлинской серий. Вскрытая мощность пачки . . . . . около 70 м.

Скважинами не вскрыты строматолитовые известняки и доломиты, характерные для быстринской свиты. По литологическому составу и положению в разрезе толща карбонатно-терригенных пород, вскрытая скважинами Бобровая-5 и Бобровая-10, соответствует нижней части карбонатно-сланцевой (рочугской) свиты, выделенной автором (Гецен, 1970 а) на Цильменском Камне.

Быстринская свита. Поле распространения быстринской свиты примыкает к Четласскому Камню с северо-востока. Породы свиты плохо обнажены. Поэтому сводный разрез свиты можно было составить, лишь исходя из предположения о ее моноклинальном залегании и отсутствии повторения в разрезе. В основу сводного разреза быстринской свиты положены описания обнажений ее по рекам Прав, Бобровая, Павьюге, Бобровой, Пауну, руч. Бобровскому. Описание разреза дается снизу вверх.

1. Доломиты строматолитовые, серые и темно-серые, мелкокристаллические, с небольшой примесью глинистого и песчаного материала. Ориентировочная мощность . . . . . 200 м.
2. Известняки серые, желтовато-серые, светло-серые, мраморизованные, горизонтальнослоистые. Известняки обычно содержат тонкие водорослевые пленки и редкие одиночные строматолиты. Эта пачка известняков обнажена также в русле р. Мезенская Пижма, в 800 м ниже устья руч. Нижн. Якимов. Здесь в них присутствуют акритархи (*Gloedimopsis lamellosa* Schopf., *Archaeasacculina miniarica* Puch., *Navifusa communis* Puch., *Glenolotridion achignatis* Schopf., *Trematosphaeridium* sp.). . . 20-30 м.
3. Известняки темно-серые и серые, реже желтовато-серые, перекристаллизованные, с тонкими водорослевыми пленками, тонкоплитчатые. Реже присутствуют темно-серые известняки с мелкими неправильными строматолитами . . . около 70 м.

4. Доломиты светло-серые, мелкокристаллические, массивные и тонкослоистые. Массивные пачки представлены строматолитовыми доломитами. Этой пачкой заканчивается разрез быстринской (павьюгской) свиты, обнаженной на р. Павьюге . . . . . около 80 м.
5. Известняки темно-серые и серые, мраморизованные, с неправильными водорослевыми остатками и примесью тонкозернистого терригенного материала. Слоистость неправильная, а также волнисто-горизонтальная и линзовидно-волнистая, наблюдаются мелкие (амплитудой до 20 см) складки . . . . . около 60 м.
6. Известняки темно-серые, перекристаллизованные, участками со значительной примесью терригенного материала. Наблюдается неправильное чередование пачек массивных строматолитовых известняков и плитчатых слоистых известняков. В отдельных обнажениях известняки перекристаллизованы до среднекристаллических разностей. Слоистость волнисто-горизонтальная, линзовидно-волнистая, горизонтальная, а также неправильная . . . . . около 300-500 м.
7. Доломиты серые и темно-серые, перекристаллизованные, трещиноватые, с прожилками и жеодами кальцита. Наблюдаются массивные плотные строматолитовые доломиты и тонко- и неправильнослоистые доломиты, обогащенные терригенной примесью . . . . . около 250 м.

Общая мощность быстринской свиты 1000-1200 м.

Как видно из описания, быстринская свита Среднего Тимана сложена в значительной степени слоистыми известняками и доломитами. Массивные строматолитовые разности, образующие биогермы, имеют меньшее распространение в разрезе. Присутствующий в виде примеси терригенный материал представлен тонкообломочными разностями. Эти и другие данные свидетельствуют о том, что зона распространения верхнерифейских карбонатных пород не являлась прибрежной полосой береговых рифов, а скорее приурочена к зоне сочленения двух блоков, испытывавших погружение разной интенсивности.

Породы быстринской свиты значительно перекристаллизованы: известняки - до мраморов, присутствующий терригенный материал превращен в кварцево-слюдистые агрегаты. Тонкослоистые разности заметно сплюснуты, в отдельных выходах породы интенсивно трещиноваты и брекчированы. Милониты и тектонические брекчии в коренных обнажениях не встречены (контакт нигде не обнажен), однако в русле ручьев непосредственно в зоне контакта присутствуют обломки карбонатных тектонических брекчий. Имеющиеся геологиче-

ские данные дают основание считать тектоническое нарушение на контакте четласской и быстринской свит надвигом со значительной (10–12 км) горизонтальной амплитудой, а не сбросом, как это обычно предполагалось ранее.

Контакт быстринской (павьюгской) свиты с толщей карбонатно-сланцевого состава, распространенной непосредственно северо-восточнее поля развития карбонатных пород быстринской свиты, также, вероятно, тектонический. Этот контакт в виде резкой прямой линии прослеживается на аэрофотоснимках, а в гидросети отражен в резком повороте течения рек на северо-запад.

Разрез паунской свиты (по А.Б. Наливкину, 1962), карбонатно-сланцевой толщи, которую автор рассматривает в составе кислоручейского комплекса, описан по обнажению на р. Бобровой (снизу вверх).

1. Сланцы темно-серые и зеленовато-темно-серые, с горизонтальной и волнисто-горизонтальной слоистостью. Состав сланцев кварцево-серицитовый и серицит-хлорит-кварцевый, в отдельных разностях наблюдаются порфиробласты биотита. В 200 м ниже устья р. Павьюги сланцы пересекает жильное тело девонского диабазы мощностью 1,2 м (азимут простирания 295°). Видимая мощность . . . . . 300 м.
2. Сланцы темно-серые, глинистые и алевроит-глинистые, с прослоями и пачками (до 5 м) кварцито-песчаников, метаморфизованные до стадии метагенеза. По составу сланцы серицит-кварцевые, заметно пиритизированные. Кварцито-песчаники мелкозернистые, алевроитистые, с мелкой охристой вкрапленностью. По составу и характеру вторичных изменений они близки к кварцито-песчаникам четласской серии. Породы проявлены согласно залегающим пластовым телом диабазы мощностью около 10 м, подробно радиологически опробованным (Мальков, 1969) . . . . . около 250 м.
3. Сланцы темно-серые и зеленовато-темно-серые, с линзами и прослоями (до 5 см) темно-серых, зеленоватых и голубоватых известняков, с волнистогоризонтальной и линзовидно-волнистой слоистостью. По составу они серицит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые, серицит-кальцит-кварцевые. В отдельных выходах сланцы имеют пеструю окраску, обусловленную вторичными процессами выветривания. Известняки плотные, обычно глинистые, до мергеля, с редкими неправильными слоевищами водорослей. По р. Бобровой описываемая толща перекрывается горизонтально залегающими известняками карбона . . . . . около 450 м.

Ниже по реке скважинами вскрыта мощная однородная толща черно-серых аспидных сланцев, рассматриваемая нами в составе кислоручейского комплекса (средняя толща покьюсской серии, по Гечену, 1970б). Общая мощность толщи около 1000 м.

Возраст рассматриваемой толщи, обычно описываемой в составе верхней подсвиты Быстринской свиты (Кальберг, 1948; Журавлев, Осадчук, 1962 и др.), является дискуссионным. Породы прорваны рядом тел габброидов мощностью от 0,5 до 10 м. Абсолютный возраст габброидов, определенный по валовым пробам калий-аргоновым методом (12 проб), колеблется в пределах 460-710 млн лет (Мальков, Плякин, Естафьев, 1972; Мальков, Естафьева, Малькова, 1972). Средний возраст габброидов (около 600 млн лет) соответствует верхнерифейско-вендскому магматическому циклу. Дайки габброидов с аналогичным абсолютным возрастом распространены на Южном Урале (Гаррис, Постников, 1970), Полюдовом кряже, п-ове Рыбачий (Беккер и др., 1970). Во всех этих районах дайки пересекают отложения, относимые к вендскому комплексу. В верховьях р. Гнилой в пробе из карбонатного прослоя среди сланцев паунской свиты определены верхнерифейские акритархи (*Archaeosacculi minjarica* Pynch., *Leiopsophosphaera craassa* Pynch., *Trematosphaeridium* sp.), а по р. Коренной в поле развития пород той же толщи М.Е. Раабен определены строматолиты (*Poludia polymorpha*). Таким образом, палеонтологические данные свидетельствуют о верхнерифейском возрасте пород паунской свиты А.Б. Наливкина и о байкальском возрасте прорывающих эти отложения габброидов.

Однако относительно возраста паунской свиты есть и другая точка зрения. Основанием для нее послужили цифры радиологического возраста, полученные по дайке диабаза, рвущей сланцы паунской свиты на правом берегу р. Бобровой, в 2 км ниже устья р. Павьюги. Из этого тела получен ряд цифр радиологического возраста, колеблющихся в пределах от 865 до 1440 млн лет при средней величине 1200-1220 млн лет. Возраст этой дайки диабазов Б.А. Мальков (1969) считает действительно отражающим абсолютный возраст габброидов, прорывающих породы паунской свиты, а самую свиту - заведомо древнее верхнего рифея. Анализируя вышеописанное несогласие между палеонтологическими данными и данными радиологического возраста пород, мы отдаем предпочтение первым. К северу от Четласского Камня породы паунской свиты в бассейне р. Цильмы связаны взаимопереходами с верхней частью быстринской (павьюгской) свиты, поэтому, несмотря на обычное осложнение тектоническим нарушением контакта между карбонатной и карбонатно-терригенной свитами, нет оснований считать отложения паунской свиты более древними, чем известняки и доломиты быстринской свиты. Высокие значения абсолютного возраста, полу-

ченные по телу диабазы (1200–1220 млн лет), вероятно, объясняются захватом породообразующими минералами диабазы аргона, обусловившим „удревнение“ возраста. Проницаемой зоной поступления аргона могла быть зона дробления мощностью около метра непосредственно у контакта всяческого крыла тела диабазов с вмещающими сланцами. Явления подобного удревнения радиологических дат, полученных калий–аргоновым методом, недавно описаны В.И. Ленных (1972).

Цильменский Камень. Карбонатная толща на Цильменском Камне обнажена лучше, чем в каком-либо другом районе Тимана. Здесь, по правым притокам р. Рочуги, прослеживается наиболее полный разрез, который наращивается в северо-восточном направлении. В тех случаях, когда непосредственный контакт некоторых пачек не удавалось наблюдать, взаимоотношение их устанавливалось по двум параллельным разрезам. Карбонатная толща Цильменского Камня нами (Гецен, 1970а) разделена на две свиты: нижнюю, рочугскую, карбонатно–сланцевую, и верхнюю, быстринскую, карбонатную. Ниже приведен сводный разрез карбонатной толщи Цильменского Камня.

- Рочугская свита.**
1. Пестроцветные (зеленовато–серые, реже розовато–желтовато–темно–серые) вулканогенно–осадочные сланцы, состоящие из карбонатов, хлорита, гидрослюд или серицита, в различных соотношениях чередующихся с прослоями (до 10 см) известняков и доломитизированных известняков, иногда мраморизованных. Породы обладают тонкой горизонтальной слоистостью. Изредка заметны следы размывов предшествовавших слоев, а в карбонатно–серицитовых сланцах – включения кремня . . . . . более 200 м.
  2. Сланцы темно–серые, реже зеленовато–серые, серицито–хлоритовые и карбонатно–кварцево–серицитовые, с тонкими прослоями метаморфизованных алевролитов и мелкозернистых песчаников . . . . . 100 м.
  3. Черно–серые мелкозернистые доломиты с пачками (до 2–3 м) углисто–глинистых сланцев. Породы тонко– и средне–горизонтально–слоистые . . . . . 40 м.
  4. Переслаивание кремнисто–алевритовых, углисто–серицитовых и кварцево–серицит–хлоритовых сланцев, темно– и зеленовато–серых, с тонкой горизонтальной слоистостью . . . . . 50 м.

Общая мощность свиты 290–400 м.

- Быстринская свита. 1. Серые карбонатные (доломит) – кремнистые массивные породы, с брекчиевидной текстурой, содержащие микрофитоциты . . . . . 30 м.
2. Серицит–кремнисто–карбонатные светло–серые слоистые породы с пачками окремнелых доломитов, содержащих микрофитоциты . . . . . 300 м.
3. Доломиты серые, горизонтально и волнисто–горизонтально–слоистые (слоистость слабо выражена, нередко доломиты массивные), сильно окремненные, с линзами черного кремня . . . . . 60 м.
4. Карбонатно–кремнистые и кремнисто–карбонатные породы (состав их изменяется от карбонатно–кремнисто–серицитового до доломитового), серые, реже темно–серые, неправильно линзовидно–волнисто–горизонтально–слоистые. Присутствуют линзы и неправильные прослои темно–серых кремней и редкие строматолиты . . . . . 250–300 м.
5. Доломиты кирпично–красные и желтовато–серые, окремненные, с седиментационной брекчиевидной текстурой, массивные, с редкими неправильными глинистыми слоями. В основании горизонт (до 4 м) конгломерато–брекчии со структурами оползания . . . . . 20–30 м.
6. Доломиты серые, синеватые и розовые, в различной степени трещиноватые и окремненные, массивные. Содержат неправильные водорослевые образования и бурые водорослевые пленки . . . . . 80 м.
7. Доломиты строматолитовые, серые, толсто– и массивно–слоистые, переслаивающиеся с глинисто–карбонатно–кремнистыми тонко– и среднеслоистыми (волнисто–горизонтально–слоистыми) породами . . . . . 80–100 м.
8. Доломиты светло–серые, массивные, трещиноватые, строматолитовые, представляющие собой водорослевые биогермы. Строматолиты крупные, колонии достигают 40 см в диаметре . . . . . 20 м.
9. Известняки светло–серые, среднеслоистые, с обильными мелкими строматолитами (*Gymnosolen ramsaji* Steinmann) и микрофитоцитами . . . . . 5 м.
10. Известняки доломитизированные, тонкоплитчатые, тонкокристаллические, прослоями окремненные . . . . . 30 м.

Общая мощность разреза быстринской свиты на Цильменском Камне около 1000 м.

Имеющиеся данные позволяют считать возраст быстринской свиты верхнерифейским. Из строматолитов, собранных О.С. Кочетковым и автором в нижней части быстринской свиты по р. Северной, М.Е. Раабен определены *Conophyton miloradoviči Raaben*, *Tungussia sp.*, а также *Gymnosolen*, близкий к *G. assymetrica*. Две из этих форм присутствуют в ропчинской свите Оч-пармы (Раабен, 1964). Определение микропроблематики, сделанное З.А. Журавлевой по сборам В.А. Разницына, показало присутствие онколитов *Osagia crista Z. Zhur.* и катаграфий *Vesicularites adundratus Z. Zhur.* Аналогичные органические остатки были найдены З.А. Журавлевой также в верхнерифейских отложениях Сибири и Южного Урала - в миньярской свите (на р. Бол. Инзер), в юсматахской свите западного склона Анабарского массива (на р. Котуйкан) и в свите Серого ключа Енисейского кряжа (Разницын, 1968).

К северо-востоку от поля развития карбонатных пород быстринской свиты полосой шириной до 10 км, вытянутой в ССЗ направлении, в мелких коренных выходах по рекам Чирке, Коренной и Каменке обнажены в различной степени метаморфизованные глинистые и алевроитовые сланцы с маломощными (до 30 м) отдельными пачками карбонатных пород. Толща сланцев этой полосы была отнесена Э.А. Кальберг (1948), а затем и другими геологами Ухтинского территориального геологического управления, к верхней подсвите быстринской свиты. Полоса распространения пород этой толщи приурочена к зоне разлома глубинного заложения, четко фиксирующегося как по геологическим признакам, так и по геофизическим данным. Она сопровождается гравитационной ступенью (Плякин, Плякина, 1971) и полосовыми магнитными положительными аномалиями (Гафаров, 1963; Залипухин, 1963, и др.).

#### О стратиграфическом и тектоническом положении верхнерифейской карбонатной толщи Тимана и п-ова Канин

Верхнерифейская карбонатная толща Тиманского Кряжа и п-ова Канин занимает особое тектоническое положение в структуре рифейского складчатого фундамента. Она расположена на границе внешней и внутренней структурно-фациальных зон окраинного прогиба Тиманской рифейской миогеосинклинали, которые были впервые вы-

делены В.С. Журавлевым и М.И. Осадчуком (1960). Особенности строения быстринской свиты (полосовой характер распространения, невыдержанная по простиранию мощность, рифогенный состав слагающих пород), по-видимому, обусловлены ее формированием в зоне разлома глубокого заложения, фиксируемого гравитационной ступенью, который ограничивал с востока шельфовую зону морского бассейна.

В пределах этой зоны накапливались отложения ропчинской, быстринской свит и доломиты мысов Лудоватых. Накопление карбонатных осадков этих свит происходило в прибрежной шельфовой зоне единого крупного бассейна в спокойных тектонических условиях на глубинах, не превышающих 100–200 м. Водный бассейн скорее всего был морским или океаническим, о чем свидетельствуют его огромные размеры. Соленость вод, вероятно, была умеренной и постоянной. Климат во время накопления карбонатных пород был теплым, что способствовало широкому развитию водорослей. Скорость течений была незначительной, о чем свидетельствует маломощность и тонкозернистость терригенных прослоев, однако в отдельные периоды она, по-видимому, усиливалась, что способствовало формированию горизонта конгломерато-брекчии, присутствующего в средней части верхнерифейской карбонатной толщи (рис. 5). Выше этого горизонта залегает толща биогермных водорослевых доломитов. Во всех вышеуказанных разрезах этот горизонт залегает примерно на одном стратиграфическом уровне и поэтому может считаться маркирующим. Другим литологическим маркирующим горизонтом внутри карбонатной толщи Тимана является горизонт черных „узорчатых“ доломитов, присутствующий в нижней части разреза быстринской свиты Цильменского Камня, ропчинской свиты Оч-пармы и низьвенской свиты Поллюдова кряжа.

Блок Цильменского Камня вдается в пределы восточной структурно-фациальной зоны рифейской миогеосинклинали. Карбонатные породы быстринской свиты в его пределах частично замещаются терригенным материалом. Они содержат повышенное по сравнению с доломитами других районов количество терригенной примеси и соответственно несколько иные количества малых элементов (Гецен, 1972а). Широким распространением в разрезе быстринской свиты здесь пользуются кремнисто-доломитовые породы, а также кремнистые песчанистые доломиты. В толще доломитов присутствуют отдельные маломощные пачки сланцев. Рочугская свита, по-видимому, формировалась в пределах шельфовой области. Об этом свидетельствуют водорослевые пленки в известняковых прослоях и неоднократные следы размывов. На Оч-парме и мысах Лудоватых карбонатно-сланцевая свита не обнажена, так как разрез верхнерифейской карбонатной толщи там начинается с более высоких горизонтов.

Карбонатно-сланцевая толща хр. Пае расположена в другой структурно-фациальной зоне. По своему стратиграфическому положению она, по-видимому, соответствует рочугской свите. В пользу такого сопоставления свидетельствует большое литологическое сходство этих отложений. Однако отложения карбонатной толщи хр. Пае, видимо, накапливались на несколько большей глубине и на более значительном удалении от берега материка, на что указывают тонкозернистость осадков и отсутствие каких-либо признаков мелководья.

Состав пород, слагающих карбонатно-сланцевую свиту хр. Пае, и выдержанная по простираению горизонтальная слоистость ее пород свидетельствуют о спокойных условиях осадконакопления в обширном бассейне на глубинах, по-видимому, не превышавших первых сотен метров, так как в отдельных пачках карбонатных пород присутствуют водорослевые остатки. В верхней части карбонатной толщи хр. Пае присутствуют пачки доломитов, внешне не отличимых от доломитов мысов Лудоватых, но со значительной терригенной примесью, нередко превышающей карбонатную часть породы. Кроме того, в составе карбонатно-сланцевой толщи хр. Пае присутствуют вулканогенно-осадочные сланцы и эффузивы, приуроченные главным образом к нижней части ее разреза. Значительная роль тонкозернистого терригенного материала позволяет предполагать существование к востоку от этого района либо островного моря, либо отдельных поднятий, являвшихся источниками сноса.

Строение и состав карбонатной толщи хр. Паё подтверждают правомерность выделения структурно-фациальных зон в рифейском фундаменте Тиманского кряжа и п-ова Канин.

Установление последовательности напластования и условий осадконакопления рифейской карбонатной толщи в различных районах Тимана и п-ова Канин позволяют провести сопоставление карбонатных свит (рис. 5). Карбонатная толща разделена на две свиты. За верхней — существенно карбонатной — оставлено название быстринской свиты по приоритету её выделения в центральной части Тимана и широкому распространению этого названия в литературе. Быстринская свита, состоящая преимущественно из доломитов, соответствует карбонатной подсвите быстринской свиты Э.А. Кальберг (1948), или павьюгской свите А.Б. Наливкина (1962). Нижняя, карбонатно-сланцевая, свита на предложенных ранее стратиграфических схемах выделена не была, и ее предлагается именовать рочугской свитой. Вероятными аналогами рочугской свиты являются деминская свита и нижняя подсвита низьвенской свиты Полуодова кряжа, а также инзерская и, возможно, катавская свиты Башкирского антиклинория.

Сопоставление карбонатных свит облегчается присутствием в них маркирующих горизонтов — „узорчатых“ черных доломитов, при-

сутствующих в нижней части карбонатного разреза на Цильменском Камне и Оч-парме, и горизонта седиментационной конгломерато-брекчии в средней части разреза быстринской свиты Цильменского Камня, мысов Лудоватых и ролчинской свиты Оч-пармы. Горизонт аналогичных черных „узорчатых“ доломитов описан М.Е. Раабен (1964) в основании третьей подсвиты низьвенской свиты Полюдова кряжа. В разрезе ролчинской свиты Оч-пармы этот горизонт залегает выше толщи серых массивных немых или содержащих редкие строматолиты доломитов. На Цильменском Камне он находится в нижней части быстринской свиты. Горизонт седиментационной конгломерато-брекчии делит быстринскую свиту на две подсвиты: нижнюю, сложенную массивными доломитами с микропроблематикой и редкими строматолитами, и верхнюю, состоящую главным образом из строматолитовых известняков и доломитов и формировавшуюся в более мелководных условиях.

Быстринская свита Тимана и п-ова Канин содержит комплекс верхнерифейских микрофитолитов и строматолитов, аналогичных присутствующему в верхней части низьвенской свиты Полюдова кряжа и миньярской свите Южного Урала. Быстринская свита, возможно, залегает с размывом на нижележащей карбонатно-сланцевой свите, однако прямых доказательств этому нет. Более вероятно, что доломиты, залегающие ниже горизонта черных „узорчатых“ доломитов на Оч-парме и Полюдовом кряже, к северу и северо-западу замещаются толщей карбонатно-терригенного состава. В свете такого предположения карбонатно-сланцевая свита Тимана является аналогом нижней подсвиты низьвенской свиты Полюдова кряжа, представленным в карбонатно-терригенных фациях, и возможным аналогом инзерской свиты Башкирского Урала. Верхняя часть третьей подсвиты низьвенской свиты, сложенная серыми доломитами без строматолитов (около 1000 м), на Тимане, по-видимому, замещается толщей глинистых сланцев с пачками известняков и доломитов.

Таким образом, на Тиманском кряже и п-ове Канин имеется одна мощная толща карбонатных пород, состоящая из двух свит. Нижняя, рочугская, карбонатно-сланцевая, свита является возрастным аналогом инзерской и, возможно, катавской свит, верхняя, быстринская, достаточно обоснованно сопоставляется с миньярской свитой Башкирского Урала. Структурно-фациальная зональность бассейна осадконакопления в верхнем рифее обусловила постоянное замещение и выклинивание карбонатных пород в северо-восточном направлении. Возможно также резкое изменение мощности карбонатной толщи и ее замещение терригенными породами в юго-западном направлении. Достаточно обоснованных аналогов быстринской свиты к юго-западу от полосы ее современного распространения в настоящее время не обнаружено.

#### 4. Сопоставление рифейских отложений Северного Тимана, п-ова Канин и сопредельных территорий

Сопоставление рифейских отложений различных районов Тимана дискуссионно. В породах рифейского фундамента Тимана отсутствует глауконит, а радиологические данные по валовым пробам слабометаморфизованных пород не имеют точной интерпретации. В разрезе рифея Тимана и Канина палеонтологически охарактеризована лишь карбонатная быстринская свита, содержащая верхнерифейские строматолиты и онколиты. Однако породы быстринской свиты формировались в специфической структурно-фациальной обстановке и обычно имеют тектонические контакты с прилегающими к ним терригенными рифейскими отложениями, что затрудняет определение ее местоположения в разрезе. Поэтому сопоставление верхнего докембрия Тимана, Канина и сопредельных территорий нами производилось на основании следующих данных: 1) положения в разрезе карбонатных пород; 2) стратиграфического подобия разрезов; 3) анализа регионального метаморфизма отложений; 4) прослеживания литологически своеобразных горизонтов и толщ в пределах определенной структурно-фациальной зоны; 5) анализа распределения элементов-примесей в обломочном кварце базальных пачек серий слабометаморфизованных рифейских отложений Среднего Тимана.

Рифейские отложения Северного Тимана и Канина Камня характеризуются значительным региональным метаморфизмом, имеющим зональный характер, тонкозернистым терригенным составом, полным отсутствием грубо- и крупнообломочных пород, а также аркозовых и полимиктовых разностей кварцито-песчаников. Формирование этих отложений происходило в близких структурно-фациальных условиях, в глубине геосинклиального бассейна. Сходство условий осадконакопления обусловило близость вещественного состава и структурно-текстурных особенностей пород. Стратиграфическое подобие разрезов тархановской серии Канина Камня и барминской серии Северного Тимана, сходство вещественного состава и структурно-текстурных особенностей слагающих их пород послужило основой для сопоставления этих серий (рис. 6, см. вкл.). В том и в другом районе разрезы этих серий начинаются толщами метаморфических сланцев первичного псаммо-глинисто-алевритового состава, выше идет мощная толща темно-серых сланцев (средняя сланцевая толща тархановской серии и малочернорецкая свита); серии заканчиваются свитами псаммо-алеврито-глинистого состава с характерной ритмичностью.

При построении геологической и геолого-структурной карт Канина Камня (рис. 3, 12) особое внимание уделялось характерным

толщам, служивших маркирующими горизонтами. Такими характерными стратиграфическими горизонтами внутри рифея являлись: 1) горизонт метаморфизованных горизонтально-слоистых карбонатных пород, завершающий микулкинскую серию; 2) псаммо-глинисто-алевритовая толща пород с характерной флишоидной ритмичностью, залегающая в основании свиты руч. Болванского; 3) янейская свита, представленная светло-серыми, реже розовыми кварцитами и кварцито-песчаниками; 4) гнильская свита карбонатно-сланцевого состава. Разрез осадочно-метаморфических толщ Канина Камня и Северного Тимана завершается верхнерифейской гнильской свитой табувеской серии.

Нижняя возрастная граница осадочно-метаморфических серий Канина Камня не имеет точной датировки. О вероятном ее возрасте можно ориентировочно судить по возрасту дорифейского фундамента, который вскрыт скважинами в Западном Притиманье. Возраст дорифейского фундамента северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы считается нижнепротерозойским (Зандер и др., 1967) на основании геофизических данных и абсолютного возраста прорывающих их гранитов, равного 1750 млн лет (Виноградов, Тугаринов, 1961).

Рифейско-вендские отложения в Западном Притиманье залегают на породах фундамента с размывом и угловым несогласием, являясь основанием осадочного чехла северо-восточной окраины эпикарельского остова Восточно-Европейской платформы. Взаимоотношение осадочно-метаморфических толщ с породами нижнепротерозойского фундамента во внутренних частях Тиманского отрезка Тимано-Уральской рифейской геосинклинали неизвестно. Литолого-стратиграфическое изучение осадочно-метаморфических пород Тимана и Канина позволяет нам считать, что к северо-востоку, в глубину рифейской геосинклинали происходит наращивание нижних членов разреза метаморфических серий, как это имеет место на Шпицбергене (Клитин, 1960; Соколов и др., 1968), в Байкальской складчатой системе (Клитин и др., 1970) и на окраинах ряда других геосинклинальных систем. Таким образом, возраст нижней части разреза осадочно-метаморфических серий Тимано-Уральской рифейской геосинклинали может быть и среднепротерозойским. Карельский фундамент в пределах орографически выраженного Тиманского кряжа и п-ова Канин залегает на глубинах 8-12 км (Проводников, 1970), что близко к мощности осадочно-метаморфических серий в этих районах. На близость дорифейского фундамента в юго-восточной части Канина Камня указывал Ю.П. Ивенсен (1964) на основании характера пликвативных дислокаций в осадочно-метаморфических породах. Автором (Гецен, 1971в) на основании вышеизложенных соображений возраст нижней части осадочно-метаморфических серий Канина Камня условно датирован нижним рифеем.

Полоса рифейских отложений, обнаженных на Тимане и п-ове Канин, далее на северо-запад прослеживается вдоль северо-восточной окраины Кольского полуострова и на севере Норвегии. В Северной Норвегии, в пределах площади, носящей название Главного спарагмитового поля, по данным У. Хольтедаля (1958), на карельском комплексе несогласно залегает толща вулканогенных и вулканогенно-осадочных метаморфизованных пород, известных под названиями формаций Райпас, или Петсамонтуритт. Породы формации Райпас смяты послекарельским орогенезом и с размывом и угловым несогласием перекрываются терригенными отложениями спарагмитовой серии. В районе Финмаркена спарагмитовая серия завершается строматолитовыми доломитами Порсангер-фьорда (Foyn, 1937). Доломиты Порсангер-фьорда содержат те же верхнерифейские строматолиты *Gymnosolen ramsaji Steinmann*, и др. (Раабен, 1964, 1971), что и доломиты мысов Лудоватых, и впервые сопоставлялись с последними В. Рамсеем (Ramsay, 1911). Таким образом, доломиты мысов Лудоватых, а также и отложения табуевской серии Канина Камня, формировавшиеся, однако, в иных структурно-фациальных условиях, могут быть сопоставлены с нижним спарагмитом Норвегии. Возможными аналогами тархановской и микулкинской серий Канина Камня являются группы Рагго и Лаксефьорд Северной Норвегии (А. а. St. Siedlecka, 1972).

На архипелаге Шпицберген также присутствует мощный комплекс докембрийских осадочно-метаморфических пород, завершающийся карбонатными отложениями, содержащими рифейские строматолиты и онколиты (Раабен, Забродин, 1972, и др.). Этот комплекс известен под названием надсерии Гекла-Хук (Harland, 1961). Нижняя часть надсерии, обычно описываемая как Нижняя Гекла-Хук, представлена сильно смятыми гнейсами, метаморфическими сланцами, кварцитами и мраморами. Ее мощность, по данным различных авторов (Harland, 1961; Абакумов, 1965; Красильщиков, 1973), составляет от 5 до 12 км. Залегające выше Средняя и Верхняя Гекла-Хук: представлены палеонтологически охарактеризованными отложениями рифея и нижнего палеозоя. Средняя Гекла-Хук сложена слабометаморфизованными терригенными и карбонатными породами и состоит из четырех серий: Ветеранен, Оксфордбрин, Груздеврин и Академикербрин (Harland, Wilson, 1956). Большая часть Средней Гекла-Хук и низы Верхней относятся к верхнему и терминальному рифею (Забродин, 1967; Келлер, Семихатов, 1968; Раабен, 1971; Красильщиков, 1973). Микрофитолиты среднерифейского облика обнаружены лишь в пачке доломитов, залегающих в основании серии Ветеранен (Забродин, 1967). Как по литолого-формационной, так и по биостратиграфической характеристике Средняя Гекла-Хук сопоста-

вима с верхней частью разреза докембрийских отложений Канина Камня (табуевской серией и доломитами мысов Лудоватых), а нижняя Гекла-Хук — с тархановской и микулкинской сериями (рис. 6). В породах Нижней Гекла-Хук палеонтологических остатков не обнаружено, и возраст ее Б.М. Келлером и М.А. Семихатовым условно датируется нижним и средним рифеем (Келлер, Семихатов, 1968). А.А. Красильщиков (1973) считает, что Нижняя Гекла-Хук объединяет два различных по возрасту комплекса пород. Верхний из них он относит к нижнему рифею, а нижний — к нижнему-среднему (?) протерозою.

Рифейские отложения Среднего и Южного Тимана представлены слабометаморфизованными (до стадий аспидных и филлитовых сланцев, по классификации Б.Я. Хоревой и др., 1970) карбонатными и терригенными отложениями, формировавшимися на небольшом удалении от области сноса осадков. Среди этих отложений широко развиты аркозовые песчаники, присутствуют полимиктовые песчаники, конгломераты и гравелиты. Серии рифейских отложений Среднего Тимана разделены четкими стратиграфическими перерывами. Вышеперечисленные признаки сильно отличают рифейские отложения Среднего Тимана от значительно сильнее метаморфизованных однородных тонкозернистых докембрийских толщ Канина Камня и Северного Тимана.

Н.С. Шатским было высказано предположение, что на Канине Камне обнажены более древние докембрийские отложения, чем на Среднем Тимане (Шатский, 1964). А.Б. Наливкин (1962), П.Е. Оффман (1961), О.А. Солнцев (1959), О.С. Кочетков (1967) осадочно-метаморфические породы Северного Тимана относили к основанию разреза рифейских отложений Тимана. На основании длительного изучения верхнего докембрия Тимана автор (Гецен, 1972б) пришел к выводу, что на Северном Тимане и п-ове Канин распространены более древние отложения, чем на Четласском Камне. На Среднем Тимане уверенно определены лишь аналоги гнильской свиты Канина Камня и свиты доломитов мысов Лудоватых. Ими являются рочугская и быстринская свиты. Как уже указывалось ранее, автор считает, что породы быстринской свиты соприкасаются с отложениями четласской свиты по крупному надвику и не моложе, а древнее отложений четласской серии.

Согласно нашим исследованиям, комплекс терригенных рифейских отложений Среднего Тимана как в пределах западной, так и в пределах восточной структурно-фациальных зон состоит из трех серий, разделенных перерывами в осадконакоплении (Гецен, 1970б, 1972б). На Четласском Камне он состоит из светлинской, четласской и джежимской (аньюгской) серий, выделенных в ранге свит В.С. Журавлевым и М.И. Осадчуком (1960). Светлинская серия (более 600 м) локально обнажена в восточной части Канина Камня

и вскрыта скважиной в районе пос. Бобровая. Она сложена чередующимися пачками серых и зеленовато-серых кварцито-песчаников и метаморфизованных до филлитов алевроитовых и глинистых сланцев. Четласская серия (2000-2600 м) начинается пачкой (2-3 м) гравелитов и конгломератов, которая перекрывается серыми и светло-серыми кварцито-песчаниками и алевроитовыми сланцами с рассеянным гравием серого и голубого кварца. Выше залегает толща (700 м) чередующихся темно-серых глинистых и алевроитовых сланцев с подчиненными пачками кварцито-песчаников. Верхняя часть серии (1200-1800 м) сложена ритмично чередующимися темно- и зеленовато-серыми сланцами глинистого и алевроитового состава и кварцито-песчаниками. Джемимская серия (250-500 м) залегает на различных горизонтах четласской серии с размывом. Ее нижняя часть образована светло-серыми, желтовато- и зеленовато-бурыми полевошпат-кварцевыми, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с пачкой (до 20 м) гравелитов и конгломератов в основании. Выше лежат переслаивающиеся полимиктовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы.

В пределах Вымской гряды обнажены породы кислоручейского комплекса, ранее выделявшегося в ранге свиты (Журавлев, Осадчук, 1962). В юго-восточной части гряды кислоручейский комплекс, по-видимому, залегает на карбонатных породах ропчинской (быстринской) свиты. Этот комплекс разделен нами (Гецен, 1970б) на три серии (снизу вверх) - покьюскую, лунвожскую и кыквожскую. Покьюская серия (3300 м) обнажена по юго-западному склону гряды. Нижняя часть ее состоит из зеленовато-темно-серых и черных филлитов с пачками аркозовых кварцито-песчаников. Верхняя часть серии (1100 м) представлена переслаивающимися филлитами и кварцито-песчаниками, с увеличением количества последних вверх по разрезу. На нее с размывом ложатся отложения лунвожской серии (2600-3000 м), слагающей водораздельную часть гряды. Серия начинается пачкой (3 м) гравелитов и конгломератов, сменяющейся толщей (около 700 м) темно-серых глинистых сланцев. Верхняя часть серии (2000-2200 м) представлена переслаиванием полевошпат-кварцевых, аркозовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с ритмичностью нескольких порядков. Кыквожская серия (700-800 м) обнажена на северо-восточном склоне гряды. Она начинается пачкой светло-серых (до 60 м) кварцевых и полевошпат-кварцевых окварцованных песчаников с гравием кварца и обломками глинизированных сланцев. Нижняя часть этой серии (500 м) состоит из чередующихся пачек буровато-серых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, а верхняя (200 м) представлена зеленовато- и темно-серыми глинистыми сланцами с прослоями известняков.

Подобие разрезов рифейских отложений Четласского Камня и Вымской гряды, близкий вещественный состав и анализ распределе-

ния элементов-примесей в базальных горизонтах серий позволили сопоставить лунвожскую серию Вымской гряды с четласской, а ее кыквожскую серию — с джежимской сериями Четласского Камня (Гецен, Юшкова, 1974). Аналогами рифейских отложений Среднего Тимана на северо-восточной окраине Балтийского щита являются близкие к ним по литологическим признакам рифейские отложения на п-овах Средний, Рыбачий и о. Кильдин.

К юго-востоку от Тимана верхнерифейско-вендские отложения распространены на Полюдовом кряже и Ксенофоновском поднятии. Разрез этих отложений здесь имеет меньшую мощность, чем на Четласском Камне. Это объясняется мелководной обстановкой накопления пород верхнего рифея и венда Полюдова кряжа в условиях относительно стабильной окраины дорифейской Восточно-Европейской платформы. Сопоставление рифейских отложений Четласского Камня и Полюдова кряжа нами производилось ранее (Гецен, 1971 г.). На Полюдовом кряже, вероятно, отсутствует нижняя часть разреза рифея Среднего Тимана, т.е. покъюская и светлинская серии, Ашинской серии (по Келлеру, 1966), или ильважской и кочешорской свитам (по Боровко, Кель и Смирнову, 1964) на Среднем Тимане, вероятно, соответствует кыквожская серия очпарминского (кислоручейского) комплекса и джежимская серия (рис. 6). Наиболее близки к рифею Среднего Тимана по строению разреза и составу слагающих пород верхнерифейские и вендские отложения западного склона Среднего Урала, детально изученные С.В. Младших, Б.Д. Аблизиным, Ф.А. Курбачкой и другими геологами Пермской комплексной экспедиции. Здесь выше верхнерифейской карбонатной свиты, охарактеризованной строматолитами, залегает мощная толща терригенных пород, состоящая из трех серий (снизу вверх): басегской, серебрянской и сылвицкой (Младших, Аблизин, 1967). По мнению Б.М. Келлера (1966), здесь представлен наиболее полный объем венда Урала. Мощность разреза вендского комплекса Среднего Урала около 7000 м (Младших, Аблизин, 1967) и близка к мощности кислоручейского (очпарминского) комплекса Среднего Тимана. Разрез верхнерифейско-вендских отложений западного склона Среднего Урала обладает большим сходством с рифеем Среднего Тимана. В основании того и другого разреза залегает толща карбонатных пород верхнерифейского возраста, выше — комплекс терригенных пород, состоящий из трех серий, разделенных стратиграфическими перерывами. Отличие разреза рифея Среднего Тимана от рифея западного склона Среднего Урала заключается в более слабом развитии грубообломочных и вулканогенно-осадочных пород.

В прилегающей с юго-запада к Тиману окраине Русской плиты нижняя часть платформенного чехла представлена рифейскими, вендскими (валдайскими) и кембрийскими отложениями (Иголкина, 1961 г.; Коссовой и др., 1970 г.). Вендские отложения здесь зале-

гают либо согласно на нижележащих породах, либо со слабым разрывом, но без углового несогласия. По комплексу акритарх они относятся к валдайской серии (Иголкина, 1965, и др.). Мощность вендских и кембрийских отложений по направлению к Тиману увеличивается, и мелководных фаций в них не появляется, что дало основание Н.С. Иголкиной (Иголкина, 1961 г., 1965) прийти к выводу о вероятном присутствии вендских отложений на Тимане. Вендские отложения мощностью 1500 м распространены от Архангельска до Колво-Вишерского края. Они залегают на темно-серых и черных аргиллитах и глинистых сланцах, реже на крупнообломочных породах, относимых к рифею. Однако следует подчеркнуть, что терминальный рифей в Западном Притиманье выделялся в объеме валдайской серии, или свиты, т.е. в значительно более узком объеме, чем он принимается в настоящее время (Келлер, 1968; Постникова, 1972). Не исключено, что значительная часть отложений, залегающих ниже пород валдайской серии, относится к низам терминального рифея, т.е. является аналогами пачелмской серии центральных районов Русской платформы и басегской и серебрянской серий западного склона Среднего Урала.

Таким образом, область Среднего и Южного Тимана, так же как и территории, примыкающие к ней с юго-запада, северо-запада и юго-востока в терминальном рифее (венде), испытывала длительное прогибание, во время которого здесь образовался мощный комплекс терригенных отложений. В терригенных слабометаморфизованных рифейских отложениях Среднего Тимана в настоящее время обнаружены лишь акритархи. В последнее время Н.Г. Пыхова, занимаясь изучением акритарх по сборам автора из верхнедокембрийских отложений Среднего Тимана, в породах Четласской серии обнаружила следующие виды: *Archaeopsoposphaera sinisca* Чеп., *Arch. incrassatula* Чеп., *Spumiosa spongiosa* Чеп., *Sp. selebrosa* Чеп., *Trachysphaeridium acis* Tim., *Tr. debilum* Andr., *Nafisula rugosa* Pych., *Orygmatosphaeridium rubiginosa* Andr., *Tschvidinella communis* Pych., *Trematosphaeridium simplex* Puch., *Tr. holtedaly* Tim., *Granomarginata prima* Naum., *Glenobotrydium aenigmaticum* Schopf. По заключению Н.Г. Пыховой, из тринадцати определенных видов первые восемь характерны для отложений терминального рифея, остальные имеют более широкий диапазон распространения.

В кислоручейском комплексе Вымской гряды в карбонатных прослоях лунвожской и кыквожской серий обнаружены следующие виды акритарх: *Spumiosa selebrosa* Чеп., *Archaeopsoposphaera sinisca* Чеп., *Trachysphaeridium debilum* Andr., *Tschvidinella communis* Pych., *Leiovalia habitualis* Pych., распространенные в отложениях терминального и верхнего рифея.

Таким образом, комплексы акритарх, полученные из пород четласской, джежимской и кыквожской серий, свидетельствуют о принадлежности этих отложений к терминальному рифею. В породах паунской свиты обнаружены верхнерифейские акритархи. В свете новых палеонтологических данных и структурного положения верхнерифейской быстринской свиты возраст четласского и кислоручейского терригенных докембрийских комплексов нами предположительно датируется терминальным рифеем (рис. 6, см. вкл.). Не исключено, однако, что нижняя часть этих комплексов – светлинская и покъюская серии, имеют более древний, верхнерифейский, возраст и частично являются аналогами быстринской свиты, представленными терригенно-карбонатными фациями.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МАГМАТИЗМА И РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА РИФЕЯ ТИМАНА И П-ОВА КАНИН

### 1. Интрузивные комплексы

Магматизм Тимана и п-ова Канин изучался В.А. Калужным (1956, 1965), Д.П. Сердюченко (1959), Ю.П. Ивенсеном (1964), В.Г. Черным (Черный и др., 1965), Б.А. Мальковым (1972) и многими другими исследователями.

Ю.П. Ивенсен (1964) среди магматических пород Канина и Тимана впервые выделил несколько разновозрастных формаций. Наиболее древней (775–515 млн лет) из них является формация древних габброидов, многочисленны мелкие интрузивные тела которых дислоцированы вместе со вмещающими сланцами, будинированы и местами амфиболитизированы. Следующей по времени является формация гранитов Среднего и Северного Тимана и гранитных пегматитов (665–495 млн лет) на п-ове Канин, относящаяся уже к послескладчатым образованиям: Третья формация, являющаяся заключительной формацией рифейских магматических пород, представлена на Канине и Северном Тимане сиенитовым комплексом (600–500 млн лет) и связанными с ним жильными лейкократовыми породами. К более позднему, кембрийскому, времени им отнесена щелочная формация, представленная двумя сериями жильных проявлений: серией лампрофиров и серией метасоматитов, с которой на Среднем и Северном Тимане связана акцессорная редкометалльная минерализация. Магматические формации Тимана и Канина завершает формация девонских базальтов, изливавшихся по разломам.

Благодаря исследованиям Б.А. Малькова, изучавшего серию лампрофиров и основные породы Тимана, выделенный Ю.П. Ивенсеном формационный ряд магматических образований был значительно детализирован и расширен. Проведенное им изучение габброидов по-

Т а б л и ц а 7

Результаты определения абсолютного возраста магматических образований Тимана и Канина

№№	Место отбора образца	Анализируемый материал	K, %	Ar, см <sup>3</sup> /г x10 <sup>-3</sup>	Возраст, млн лет
		К а н и н    К а м е н ь			
1	Ручей Косой	Метадиабаз	2.805	181.3	770 ± 27
2	Побережье Белого моря	Роговая обманка из амфиболитизированного псаммита	0.41	23.1	685 ± 34
3	Ручей Каменный	Амфиболитизированный псаммит	0.87	54.6	755 ± 42
4	Река Надтей	Метадиабаз	1.125	45.25	515 ± 26
5	Мыс Микулкин	Мусковит из пегматита	8.89	366.8	530 ± 18
6	" "	Микроклин из пегматита	12.00	461.5	495 ± 17
7	Устье р. Пидерцелхи	Габброид	1.78	69.7	500 ± 25

Таблица 7 (продолжение)

№№	Место отбора образца	Анализируемый материал	K, %	Ar, см <sup>3</sup> /г х x10 <sup>-3</sup>	Возраст, млн лет
Северный Тиман					
8	Массив Мал. Камешек	Габброид	1.29	59.0	560 <sub>±</sub> 28
9	Мыс Бол. Румяничный	Фенитизированный амфиболит	2.78	113.75	525 <sub>±</sub> 18
Средний Тиман					
10	Река Бобровая	Диабаз	0.96	124.6	1320 <sub>±</sub> 60
11	Скв. А-18 р. Бобровая	Метадиабаз	1.285	68.8	660 <sub>±</sub> 33
12	Река Бобровая	Лампрофир	3.00	139.4	585 <sub>±</sub> 20
13	Скв. Возей-51 (обр. А.В. Соломатина)	Альбитофир	3.10	110.5	464 <sub>±</sub> 16

зволило выделить среди них три разновозрастные формации: древнюю трапповую формацию, известную в настоящее время лишь на Среднем Тимане, с абсолютным возрастом диабазов 1100–1200 млн лет; формацию метагабброидов Северного Тимана с возрастом метаморфизма 640–620 млн лет, являющуюся возможным аналогом щелочных базальтоидов западного склона Урала поздневендского возраста (Румянцева, 1960); оливин-базальтовую формацию эссекситовых долеритов кембрийского возраста (535 млн лет), которая синхронна нижнепалеозойскому трапповому магматизму Восточно-Европейской платформы и западного склона Урала.

Первая из них выделена лишь на основании радиологических данных по одному диабазовому силлу, залегающему в сланцах паунской свиты по р. Бобровой, в пределах которого радиологические данные колеблются от 865 до 1320 млн лет (9 определений), в то время как возраст вмещающего глинистого сланца – 550 млн лет. По последним данным, радиологический возраст диабазов, прерывающих паунскую свиту Четласского Камня, колеблется в пределах 575–710 млн лет, а его же четласскую серию – от 525 до 660 млн лет (Мальков, Плякин, Естафьева, 1972). По мнению Б.А. Малькова, диабазы верховьев р. Бобровой в пределах распространения пород четласской серии рифея (к юго-западу от регионального Восточнечетласского разлома) по своим петрографическим и петрохимическим особенностям аналогичны диабазам, интродуцирующим паунскую свиту рифея (в зоне, примыкающей к Восточнечетласскому разлому с северо-востока). В обеих зонах они представляют собой гипабиссальные проявления основного магматизма платформенного типа. Б.А. Мальков считает, что истинный возраст диабазов – 1220 млн лет, т.е. его имеет лишь силл диабаза с данными радиологического возраста 865–1320 млн лет, в остальных же случаях фиксируется лишь возраст последнего метаморфизма. На наш взгляд, это заключение несколько преждевременно: неоднородные данные радиологического возраста (от 865 до 1320 млн лет) по одному силлу диабаза могут оказаться радиологической аномалией, а истинный возраст диабазов – в пределах 525–660 млн лет. Близкие по возрасту ( $600 \pm 20$  млн лет) и составу диабазы прорывают породы волоковой серии на п-ове Средний (Беккер и др., 1970) и чурочной серии на Полудовом крыже (Гринсон, Смирнов, 1973).

На п-ове Канин комплекс основных пород детально не изучен. Наиболее широким распространением этот комплекс пользуется в юго-восточной части Канина Камня. Кроме того, жильные тела основного состава присутствуют в северо-западной части п-ова Канин, на побережье Баренцева моря, между устьями рек Гнилой и Болванской. По нашим наблюдениям, в юго-восточной части Канина Камня находятся две группы верхнекембрийских габброидов. Наи-

Таблица 8

Химический состав некоторых магматических и вулканогенных

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	60.04	59.69	58.29	48.20	54.28	27.76	34.88
TiO <sub>2</sub>	0.98	1.09	1.13	3.42	1.24	1.55	1.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.10	16.83	15.00	16.11	14.36	11.33	8.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.94	1.14	1.83	2.55	1.20	3.14	4.45
FeO	7.90	6.64	5.55	7.45	7.62	9.77	5.60
MnO	0.24	0.38	0.13	0.18	0.15	0.45	0.11
MgO	2.60	2.63	2.01	5.80	7.05	17.29	15.85
CaO	1.39	3.13	5.36	6.85	5.95	7.62	7.62
Na <sub>2</sub> O	0.22	2.85	3.05	3.20	2.65	0.04	0.03
K <sub>2</sub> O	4.05	1.47	1.39	2.31	1.21	1.65	3.59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.49	0.22	0.60	0.17	1.01	1.65
S	-	-	-	0.08	0.06	0.19	0.01
П.п.п. . .	3.73	3.20	6.03	3.45	3.94	18.45	15.63
Сумма . .	99.53	99.54	99.99	100.16	99.86	96.96	99.98

Примечание. 1, 2 - роговообманковый метасоматит, р. Верхн. Нюдер, Канин; 4 - габброид, устье р. Пидерцелхи, Канин; Средн. Тиман; 7 - карбонатит, там же; 8 - средний состав р. Дровяная, Канин; 10 - диабаз, там же; 11 - состав даек девонских сланец, р. Верхн. Нюдер, Канин; 13 - метаморфизованный пепловый ролит, там же; 15 - магнетитовый сланец, р. Ашуга, там же.

более древние габброиды представлены пластообразными и будинированными телами (до 4-6 м) амфиболитов (метадиабазов) темно-зеленой, реже черной окраски. Мелкие тела амфиболитов, а также периферические части более крупных тел, рассланцованы и обычно интенсивно биотитизированы. Пластообразные тела метадиабазов нередко смяты в складки вместе с вмещающими породами. Отдельные

образований Тимана и п-ова Канин

	8	9	10	11	12	13	14	15
	47.08	48.72	50.02	48.60	60.64	83.72	62.00	62.46
	1.25	1.18	1.15	1.40	1.27	0.78	1.07	1.25
	17.20	15.12	14.59	15.20	17.22	13.13	17.25	19.23
	3.94	2.45	3.32	12.30	0.85	2.40	2.62	4.13
	7.03	7.87	7.13		6.71	1.08	4.58	2.59
	0.21	0.18	0.18	0.18	0.12	0.02	0.03	0.08
	6.10	8.82	7.47	6.20	2.40	1.38	2.28	1.97
	10.12	11.01	10.69	9.83	0.67	0.25	0.26	0.82
	2.30	2.06	2.02	2.31	2.53	1.25	1.48	2.53
	2.17	0.56	0.56	0.70	2.94	3.08	4.14	3.88
	0.28	0.24	0.15	0.09	0.15	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	1.45	2.13	2.27	3.22	3.96	3.04	3.52	2.67
	100.00	99.96	99.55	100.00	96.46	100.18	99.37	101.18

руч. Тарханов, Канин; 3 - роговообманковый диорит, дайка, 5 - диабаз, р. Бобровая, Средн. Тиман; 6 - карбонатит, там же, метагабброидов Тимана и Канина (Ивенсен, 1964); 9 - диабаз, базальтов Среднего Тимана, 4 обр. (Ивенсен, 1964); 12 - зеленый туф, р. Коренная, Средн. Тиман; 14 - метаморфизованный туфоалев-

будины метадиабазов часто расположены в ядрах мелких складок или осложняют пологие ступени при частом чередовании моноклиналей и пологих ступеней. Тела метадиабазов (амфиболитов) распространены в отложениях микулкинской и тархановской серий юго-восточной части Канина Камня, а на Северном Тимане - в породах румяничной и малочернорецкой свит. По мнению Ю.П. Ивенсена

(1964, стр. 25), „особенности залегания метадиабазов на Северном Тимане говорят о том, что они внедрялись в толщу переслаивающихся песчано-глинистых осадков уже после возникновения в этой толще главных складок, но до завершения складчатости и до прогрессивного этапа метаморфизма“. В районе мыса Микулкин амфиболиты пересекаются жилами пегматитов, абсолютный возраст которых составляет 665–495 млн лет.

Второй комплекс габброидов представлен дайками (4–15 м) и штокообразными телами (до 100 м и более) диабазов. В периферических частях тел диабазы рассланцованы, хлоритизированы, карбонатизированы. Простирание даек диабазов нередко совпадает с простиранием сланцев, но, помимо них, широко распространены также дайки габброидов субмеридионального простирания ( $340^{\circ}$  СЗ– $25^{\circ}$  СВ). Тела габброидов резко секут сланцы, и на контакте с ними сланцы обычно интенсивно рассланцованы, иногда брекчированы и хлоритизированы. В приконтактных частях наблюдаются отдельные мелкие опрокинутые складки. Дайки этой группы габброидов распространены вдоль северо-восточного склона Канина Камня, где прорывают отложения табуевской серии, и на Северном Тимане в районе мыса Бармин. Абсолютный возраст валовой пробы габброидов на мысе Бармин, по данным Б.А. Малькова и В.Н. Пучкова (1964), составляет 640 млн лет, т.е. эти породы являются, вероятно, позднерифейскими.

К третьей группе байкальского комплекса основных пород на Канине относится формация эссекситовых долеритов, выделенная Б.А. Мальковым. Дайка эссекситовых долеритов сечет и смешает пегматитовую жилу, возраст которой 640 млн лет. Данные абсолютного возраста эссекситовых долеритов (535 млн лет) позволяют отнести эту формацию к кембрию (Мальков, 1966).

В докембрийских отложениях Канина и Тимана присутствуют также вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. На Северном Тимане и п-ове Канин они обычно превращены в зеленые сланцы с полным исчезновением первичных вулканогенных текстур. Лишь на побережье Баренцева моря в глинисто-алевритовых сланцах присутствуют измененные обломки эффузивных пород и вулканического стекла. Измененные до стадии метагенеза вулканогенные образования обнаружены автором также в рифейских отложениях Цильменского Камня на Среднем Тимане (табл. 8, графы 13–14).

Граниты Северного Тимана и Канина прорывают основные породы рифейского возраста. По данным Ю.П. Ивенсена (1964), граниты имеют магматическое происхождение, причем внедрение магмы происходило в зоне пониженного давления. На это указывают эруптивные брекчии гранитов и образование зоны развития милонитов вокруг гранитных массивов. Гранитные массивы формировались на небольшой глубине в малопластичном субстрате под воздействи-

ем неоднократно повторяющихся тектонических напряжений. Сланцы, окаймляющие гранитные массивы, обладают структурами, приспособленными к ограничениям этих массивов. Это свидетельствует об активном влиянии гранитов на окружающие сланцы при формировании структуры рифейских отложений. Граниты Канина по их мине-

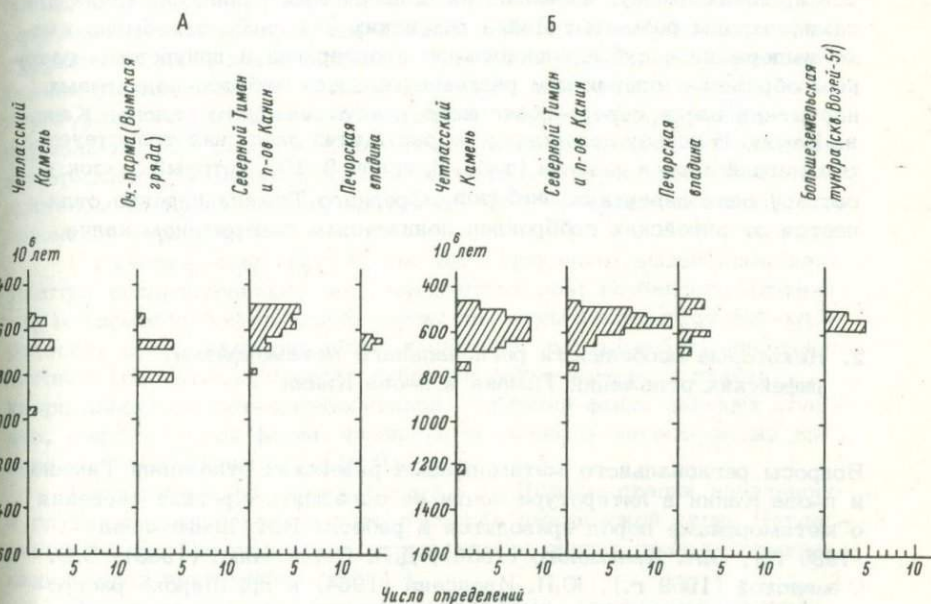


Рис. 7. Гистограмма данных абсолютного возраста (калий-аргоновый метод), по материалам А.А. Полканова и Э.К. Герлинга, Ю.П. Ивенсена, В.А. Разницына, Б.А. Малькова, В.А. Калужного и автора.

А - осадочные и осадочно-метаморфические породы; Б - магматические породы.

ральным парагенезисам относятся к фаши эпидотовых амфиболитов, что, по мнению Ю.П. Ивенсена, говорит о большей глубинности их формирования по сравнению с гранитами Северного Тимана.

Анализ радиологических данных (рис. 7) свидетельствует, что магматические образования Тимана и п-ова Канин связаны с заключительной эпохой байкальского тектоно-магматического цикла, обусловившей также и региональный метаморфизм рифейских отложений.

Базальты девонского возраста широко распространены на Северном Тимане. На Канине выходы их редки и наблюдаются лишь в юго-восточной части Канина Камня. На остальной территории Камня присутствуют немногочисленные дайки слабо измененных диабазов, секущих рифейские сланцы. Дайки нередко обладают столбчатой шестигранной отдельностью, характерной для девонских базальтов и, по-видимому, являются их подводящими каналами, тогда как сами покровы размыты. Дайки девонских (?) диабазов обычно имеют выдержанное субмеридиональное простирание и приурочены главным образом к оперяющим разломам в зонах взбросо-надвиговых нарушений вдоль северо-восточного и юго-западного склонов Канина Камня. В пользу девонского возраста этих даек свидетельствует химический состав диабаза (табл. 8, графы 9, 10), который близок к составу даек девонских диабазов Среднего Тимана и резко отличается от рифейских габброидов пониженным содержанием калия.

## 2. Некоторые особенности регионального метаморфизма рифейских отложений Тимана и п-ова Канин

Вопросы регионального метаморфизма рифейских отложений Тимана и п-ова Канин в литературе почти не освещены. Краткие сведения о метаморфизме пород приводятся в работах В.И. Шмыгалева (1939 г.), В.А. Калужного (1956), Д.П. Сердюченко (1959), В.С. Семеновой (1959 г.), Ю.П. Ивенсена (1964) и др. Широко распространено мнение, что метаморфизм отложений значительно увеличивается с запада на восток. Изучение рифейских отложений, вскрытых скважинами восточнее Тиманского кряжа (Усть-Цилемский, Ухтинский и Троишко-Печорский районы), показало, что по степени метаморфизма они преимущественно относятся лишь к начальным стадиям формирования фации зеленых сланцев (Калужный, 1956). Неправомерно и отнесение некоторыми геологами (Плякин, 1972) отложений четласской серии к породам, метаморфизованным до биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

Приводимая ниже характеристика регионального метаморфизма пород дана на основании проведенного автором массового петрографического и минералогического изучения пород в шлифах и тяжелых фракциях. Выделение начальных этапов преобразования осадочных пород глубинного эпигенеза (катагенеза) и метагенеза проводилось в соответствии с взглядами А.В. Копелиовича (1965), А.Г. Коссовской (1962), А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова (1963) и М.М. Веселовской (1964). Эти исследователи между этапами глубинного эпигенеза и регионального метаморфизма выделяют проме-

жуточный этап изменения осадочных терригенных пород – начальный метаморфизм, или метагенез, состоящий из двух стадий: раннего и позднего (глубокого, по М.М. Веселовской) метагенеза. Близко к фации метагенеза (в его полном объеме) стоит нижняя стадия метаморфизма, выделяемая Харкером (Мурхауз, 1963), или фация аспидных сланцев (Заридзе, Татришвили, 1967; Хорева и др., 1970). В нашем понимании, фация метагенеза является начальной фацией регионального метаморфизма, предшествующей мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Преобразования пород фации метагенеза происходили при низких и средних давлениях и низких температурах, что соответствует условиям глубокого погружения с нормальным или слабо повышенным термическим градиентом. Динамотермальные изменения пород, связанные с горообразованием и притоком тепла из глубин, выражены слабо и носят локальный, наложенный характер.

На карте-схеме (рис. 8, см. вкл.) показаны выделенные нами участки распространения метаморфических зон: глубинного эпигенеза, метагенеза, кварц-альбит-мусковит-хлоритовой (мусковит-хлоритовой) субфации фации зеленых сланцев, кварц-альбит-эпидот-биотитовой (биотит-хлоритовой) субфации фации зеленых сланцев, кварц-альбит-эпидот-амфиболитовой субфации фации зеленых сланцев, амфиболитовой фации. Фации регионального метаморфизма выделены по Г.Ф. Винклеру (1969).

**Г л у б и н н ы й э п и г е н е з .** Породы стадии начального и глубинного эпигенеза входят в состав джежимской серии Четласского Камня. Специфические черты этой и других стадий формирования пород приведены в табл. 9.

Песчаные породы становятся плотными, крепкими; широким распространением пользуются структуры внедрения и взаимного приспособления зерен. Обычна псаммитовая структура пород. Цемент хлоритово-гидрослюдистый, реже железистый и кварцевый (регенерационный). В базальных песчаниках джежимской свиты в цементе присутствует каолинит. Обломочный материал состоит из кварца, полевого шпата, обломков кремня, кварцито-песчаника и слюд. Обломочные слюды представлены мусковитом, гидрослюдой и биотитом. Биотит слабо изменен, лишь в расщепленных тонких концах зерен наблюдаются его хлоритизация и обесцвечивание. Объемный вес песчаников –  $2,52 \text{ г/см}^2$ , открытая пористость – 2,84%. Алевриты и глинистые сланцы темно-серые, плотные, слабосланцеватые, с сохранившейся алевритовой и пелитовой структурами пород.

Глинистый материал (фракция меньше 0,001 мм) исследовался термическим и рентгеноструктурным методами. На термограммах эндотермические эффекты имеют место при температурах 130–180°, 480–550°, слабый эффект – при 850–900°, экзотермический эффект – при 420–500° и 900–1000°. Такого рода термокривые отвечают мине-

ралам группы гидрослюды (Иванова, 1961). Рентгеноструктурный анализ обнаружил в глинистых фракциях, кроме гидрослюды, присутствие хлорита, каолинита и монтмориллонита.

Хлорит в отдельных случаях слагает почти целиком пелитовые прослой пород. Он обладает мелко- и тонкочешуйчатым строением и аномальной индигово-синей окраской. Возможно его вулканогенное происхождение, но реликтов пепла не обнаружено. Характерными минеральными образованиями этой зоны являются анатаз тонко-таблитчатого габитуса и темные агрегаты лейкоксена анатазового состава.

**Метагенез.** К отложениям, измененным до фации метагенеза, относятся породы быстринской свиты, четласской и светлинской серий на Четласском Камне, а также лунвожской и кыквожской серий Вымской гряды. В пределах распространения фации метагенеза песчаные породы, представленные полевошпат-кварцевыми и аркозовыми кварцито-песчаниками, имеют подчиненное значение.

Кварцито-песчаники крепкие, слабосланцеватые, обладают хлорит-серицитовым, гидрослюдистым, альбит-кварцевым, реже карбонатным цементом; тип цементации поровый и пленочный. В тонко-обломочных разностях зерна кварца и полевого шпата частично перекристаллизованы, в преимущественно кварцевых они имеют регенерационную кайму. Широким распространением пользуются конформные, инкорпорационные и микростилолитовые структуры. В гидрослюдисто-хлоритовом цементе наблюдаются аутигенные призмочки зеленого турмалина, новообразования лейкоксена и анатаза. Присутствующие обломочные зерна биотита обесцвечены и сложены чередующимися пакетами гидрослюды и хлорита.

Алевритовые и глинистые сланцы серые, темно-серые, обычно рассланцованные. Обломочные зерна в значительной степени перекристаллизованы. Глинистый материал превращен в тонкочешуйчатую массу, состоящую из близкой к серициту гидрослюды и хлорита. Термокривые глинистых фракций характеризуются сглаженными эндоэффектами гидрослюды и слабовыраженным эндоэффектом мусковита. Основной эндоэффект несколько сдвигается в область высоких температур. По данным рентгенометрического анализа, глинистая фракция состоит из серицита, реже гидрослюды типа иллита. В иммерсионных препаратах гидрослюда имеет вид бесцветных чешуек или розетковидных агрегатов с желтоватой поляризационной окраской и показателем преломления  $n = 1,62-1,64$ . Из новообразованных аксессуарных минералов широким распространением пользуются столбчатые кристаллики турмалина ряда дравит-шерл, удлиненные по сланцеватости порфиروبласты лейкоксена рутилового и анатаз-рутилового состава, таблитчатый анатаз, микроигльчатый рутил, сфен, пирит и минералы группы эпидота. Характеристика физических свойств (табл. 9, см. вкл.) показывает, что породы фации метагенеза становятся более плотными.

Карбонатные породы быстринской свиты обладают микрозернистыми структурами. Темно- и черно-серые среднеслоистые известняки и доломиты, обогащенные углистым веществом, также имеют микрозернистую структуру; углистый материал частично графитизирован. Участками наблюдается перекристаллизация карбоната с появлением более крупной зернистости. Вторичные изменения выразились в уплотнении, частичном окремнении и окварцевании пород. Глинистые известняки хлоритизированы.

В узких зонах тектонических нарушений, фиксирующихся крупным падением пород и развитием мелкой изоклиальной складчатости, широким развитием пользуются процессы наложенного динамотермального метаморфизма, которые на Четласском Камне сопровождаются щелочным метасоматозом. Это явление давно обращало на себя внимание (Кочетков, Поповцева, 1969) и позволяло повышать общую степень метаморфизма пород. Ширина таких зон не превышает десятков метров, а их протяженность достигает нескольких километров. В пределах зон приразломных дислокаций наблюдается катаклаз, мионитизация пород, их тонкое рассланцевание. В песчаных разностях распространены зубчато-лапчатые контакты зерен, развиваются бластические структуры перекристаллизации, грануляционно-рекристаллизационного бластеза, дифференциального скольжения-изменения, подобные структурам, детально описанным А.В. Копелиовичем и И.М. Симановичем (1966) в стрессовых зонах среди иотнийских отложений Прионежья. Изменяется и минеральный состав пород: глинистый материал преобразуется в мелкочешуйчатый мусковит и биотит, появляются редкие порфиробласты граната спессартинового ряда и биотита. Однако при этом обычно сохраняется бластопелитовая и бластопсаммитовая структура пород, а обломочный материал слабо перекристаллизован.

Все эти явления, обусловленные локально проявившимися процессами динамометаморфизма, являются наложенными и более поздними по сравнению с общими региональными вторичными изменениями пород, не превышающими стадии метагенеза. Отличие такого метаморфического воздействия от регионального метаморфизма биотит-хлоритовой субфации заключается в сохранении осадочных структур пород, в неполной перекристаллизации кластического материала и присутствии биотита в виде отдельных порфиробласт. На удалении десятков, реже сотен, метров вкост простирания пород от зон нарушения структуры стресса и ороговикования исчезают, равно как и биотит.

Мусковит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев. Породы, относящиеся к мусковит-хлоритовой субфации, распространены вдоль северо-восточного склона хр. Паё на п-ове Канин (рис. 8). На Северном Тимане к ним относятся сланцы мыса Бармин (Гецен, Иванова, 1968). К этой

же фации регионального метаморфизма частично принадлежат породы покъюской серии на Среднем и Южном Тимане в пределах северо-восточной полосы выходов рифейских отложений.

Породы представлены серицит (мусковит)-хлоритовыми, серицит-хлорит-карбонатными (кальцит, доломит), мусковит-олигоклаз-кварцевыми сланцами, кварцитовидными песчаниками. Кварцито-песчаники серые, мелкозернистые, состоят из кварца, кислого плагиоклаза и слюдистого цемента (10-15%). Частично в них сохранился обломочный материал, широким распространением пользуются гранобластовая, а также шиповидная и мозаичная структуры. Алевритовые породы превращены в кварцево-сланцевые, полевошпатово-кварцевые, карбонатно-сланцевые сланцы с микролепидобластовой, реже бластоалевритовой структурами. Из новообразованных акцессорных минералов характерными являются рутил, турмалин и лейкоксен рутил-ильменитового состава. В зонах разломов наблюдаются явления наложенного метаморфизма, аналогичного вышеописанному.

**Биотит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев.** Породы, относящиеся к биотит-хлоритовой субфации, широко распространены в водораздельной части хр. Паё. На Северном Тимане к этой субфации относятся рифейские отложения, обнаженные по рекам Черная и Мал. Черная.

Переход к этой субфации осуществляется в результате реакции между хлоритом и мусковитом, приводящей к массовому появлению биотита. Обломочный материал в породах биотит-хлоритовой субфации полностью перекристаллизован, исчезают реликты кластических структур, характерных для мусковит-хлоритовой субфации. Первичные седиментационные текстуры сохраняются. Кварциты слюдистые, сланцеватые, имеют гранолепидобластовую и гранобластовую структуры. Алевритовые и глинистые породы превращены в сланцы кварцево-биотит-мусковитового, полевошпатово-кварцево-мусковитового, хлорит-мусковит-кварцевого состава. Происходит заметное уменьшение пористости и увеличение плотности пород (табл. 9). Новообразованные акцессорные минералы составляют подавляющую часть тяжелой фракции. Они представлены главным образом титансодержащими минералами: ильменитом, рутилом, дипирамидальным анатазом, сфеном, а также пиритом, турмалином, магнетитом.

**Кварц-альбит-эпидот-альмандиновая субфация фации зеленых сланцев** прослеживается полосой (до 7 км в ширину) вдоль юго-западного склона хр. Паё. На Северном Тимане породы кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации распространены в районе мыса Бол. Румяничный и по р. Черной. Фация эпидотовых амфиболитов, близкая к описываемой субфации, впервые была выделена П. Эскола. В пользу выделения этих пород в самостоятельную фацию регионального метаморфизма высказывался также Н.Г. Судовиков (1964).

Проведенные нами исследования (Гецен, Иванова, 1968) показали, что на границе биотит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой субфации в породах наблюдается изменение первично осадочного распределения малых элементов, отражающее изменение минерального состава пород. Верхняя граница субфации проводится по появлению в сланцах мелких кристаллов альмандина. В породах этой субфации наряду с полным исчезновением осадочных структур происходит ослабление и в некоторых случаях исчезновение мелких седиментационных текстур (например, тонкой слоистости в однородных пачках первично глинистого состава). Породы представлены кварцево-альмандин-биотитовыми, кварцево-плаггиоклаз-актинолитовыми, биотит-мусковитовыми, биотит-кварцевыми сланцами, альмандин-биотит-плаггиоклаз-кварцевыми парагнейсами.

Амфиболитовая фация (ставролит-альмандиновая и дистен-альмандин-мусковитовая субфации). Породы амфиболитовой фации метаморфизма прослеживаются узкой прерывистой полосой вдоль юго-западного склона хребта, значительно расширяющейся лишь в районе мыса Микулкин (рис. 8). На Северном Тимане породы амфиболитовой фации находятся в тесной пространственной и, вероятно, парагенетической связи с мигматитами и локально распространены в осевой части Северотиманского антиклинория (от Оленьих сопок до мыса Бол. Румяничный), в полосе распространения интрузий гранитоидов и сиенитов.

Породы этой фации представлены гранат-амфибол (обыкновенная роговая обманка)-биотитовыми сланцами, кварцево-плаггиоклазовыми амфиболитами, парагнейсами, ставролит-гранат-плаггиоклаз-кварцевыми, дистен-альмандин-мусковитовыми сланцами. Верхняя граница амфиболитовой фации проведена по изограде ставролита, являющегося ее типичным минералом. К зоне пород амфиболитовой фации на п-ове Канин приурочены поля распространения слюдяных пегматитов. В породах амфиболитовой фации появляются структуры, обусловленные пластическим течением вещества при метаморфизме. К ним относятся мелкие текстуры, похожие на складки оползания, мелкая косая слоистость, разлизование слоев. На плоскостях напластования тонкослоистых первично песчаных пород, совпадающих с кливажом течения, появляется слабовыраженная плейчатость, внешне напоминающая следы волновой ряби.

Пространственная приуроченность гранитоидов к метаморфическим породам амфиболитовой фации наблюдается лишь на Северном Тимане. На п-ове Канин к зоне пород амфиболитовой фации приурочены лишь отдельные жилы гранитоидного состава и поля развития пегматитов.

Таким образом, в целом осадочно-метаморфические породы Северного Тимана и п-ова Канин обладают выдержанной метаморфической зональностью. Чередование зон закономерно: наблюдается последовательное увеличение степени метаморфизма с северо-востока на юго-запад. Эта зональность не является узкой зональностью контактового метаморфизма. По парагенезису минералов, метаморфические породы Северного Тимана и хр. Паё изменены термодинамическим региональным метаморфизмом с серией фаций типа Барроу. По данным Г.Ф. Винклера (1969), подтвержденным экспериментально, серия фаций типа Барроу формируется в условиях сравнительно низкого геотермического градиента, т.е. при значительных давлениях. Температуры для метаморфизма такого рода соответствуют условиям больших глубин и высоких давлений. Таким образом, метаморфическая зональность пород хр. Паё и Северного Тимана, по-видимому, обусловлена эрозионным срезом отложений, испытывавших различное влияние температуры и давления в зависимости от глубины их погружения в геосинклинали. Эта зональность в общем плане согласуется со стратиграфической последовательностью рифейских отложений. Зона пород высокой степени метаморфизма на участке мыс Микулкин-мыс Румяничный имеет значительное расширение и по типу близка к метаморфическим куполам, описанным Венком (Wenk, 1962), происхождение которых обусловлено тепловыми аномалиями. На Северном Тимане в центральной части метаморфического купола обнажены граниты и сиениты. В структурном отношении эта зона тепловой аномалии приурочена к участку пересекающихся узких магнитных аномалий северо-западного и близкого к меридиональному простираний, отражающих зоны повышенной прочности земной коры (Зандер и др., 1967).

Проведенные исследования позволили выделить в пределах изученного региона два района с различным характером метаморфических процессов.

Метаморфизм на Северном Тимане и Канине протекал в условиях сильно выраженного теплового воздействия, связанного с глубинными тепловыми (магматическими) очагами. По типу метаморфических реакций и выдержанной метаморфической зональности метаморфизм, проявлявшийся в этом районе, является региональным термодинамическим.

В рифейских отложениях Среднего и Южного Тимана динамотермальное воздействие на породы, связанное с региональным горообразованием и притоком тепла из глубин, было значительно более слабым. Характер вторичных изменений пород свидетельствует о их преобразовании в значительной степени под воздействием статической нагрузки в условиях нормального геотермического градиента. Лишь в узких, локально распространенных зонах, приуроченных к

разломам, заметную роль играют более поздние процессы динамического метаморфизма и метасоматоза.

Описанные вторичные изменения в рифейских отложениях Среднего и Южного Тимана являются весьма сходными с таковыми же в верхнедокембрийских породах западного склона Среднего Урала (Курбашкая, 1968), а также в центральных и восточных областях Русской платформы, изученных М.М. Веселовской (1964).

Рифейские отложения Северного и Южного Тимана, так же как и западного склона Среднего Урала, по-видимому, залегают на погребенном и частично переработанном гранито-гнейсовом фундаменте. Проведенный в последнее время анализ гравиметрических и аэромагнитных данных подтвердил присутствие на Среднем и Южном Тимане плотного дорифейского фундамента, залегающего под чехлом слабометаморфизованных рифейских отложений на глубине около 10 км (Проводников, 1970; Мартынов, Плякина, 1971). В этом дорифейском фундаменте прослеживаются широтные разломы, характерные для восточной части эпикарельского остова Восточно-Европейской платформы в пределах западного склона Среднего и Южного Урала (Ярош, 1968). Слабый региональный метаморфизм рифейских отложений Среднего и Южного Тимана, вероятно, обусловлен залеганием пород на погруженном, слабо переработанном гранито-гнейсовом основании, а также более молодым возрастом отложений.

Абсолютный возраст слабометаморфизованных рифейских отложений юго-западной полосы оценивается интервалом 660–620 млн лет, что соответствует начальным (рифейским) фазам байкальского магматометаморфического цикла. В северо-восточной полосе выходов рифейских отложений возраст метаморфизма пород также соответствует байкальскому циклу. Однако здесь наблюдается последовательное омоложение возраста метаморфизма от 790–690 млн лет на Оч-парме, 810–640 млн лет на Вымской гряде, до 755–485 млн лет на п-ове Канин (рис. 7). Более молодой возраст метаморфизма рифейских отложений на Канине и Северном Тимане и его значительная интенсивность, очевидно, обусловлены переработкой здесь дорифейского складчатого основания и длительным, наиболее полным развитием байкальского магмато-метаморфического цикла.

### 3. Осадочно-метаморфические формации рифея Тимана и п-ова Канин и связь с ними полезных ископаемых

Проведенные исследования показали, что рифейские отложения Тимана и п-ова Канин обладают широким спектром вторичных изменений: от стадии начального эпигенеза на Среднем и Южном Тимане до амфиболитовой фации на п-ове Канин. Во всех районах своего рас-

пространения рифейские отложения представлены главным образом терригенными породами: глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Породы карбонатной и карбонатно-рифогенной формаций распространены локально; в виде узкой полосы они прослеживаются от Южного Тимана до п-ова Канин.

Почти все обнаруженные на Тимане полезные ископаемые связаны с его осадочно-метаморфическим комплексом. Результаты анализа связи полезных ископаемых с осадочно-метаморфическими формациями верхнего докембрия Тимана и п-ова Канин приведены в табл. 10 (см. вкл.). Под метаморфической формацией мы понимаем „естественно-историческую ассоциацию метаморфических пород, возникших в результате регионального метаморфизма осадочных и вулканических формаций на определенной стадии тектоно-магматического цикла“ (Хорева, 1971, стр. 137).

Среди полезных ископаемых, связанных с рифейским осадочно-метаморфическим комплексом, могут быть выделены четыре основные группы: 1) полезные ископаемые, возникающие на определенной стадии регионального метаморфизма пород: слюдоносные пегматиты и дистеновые сланцы, приуроченные к полю развития пород ставролит- и дистен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма; кварцевые и кварц-карбонатные жилы с рудопроявлениями сульфидов ртути, свинца, сурьмы мышьяка, цинка и др., приуроченные к полю развития пород фации зеленых сланцев; 2) россыпи, образовавшиеся при разрушении пород осадочно-метаморфического комплекса в базальных отложениях палеозоя (лейкоксен и другие титановые минералы, циркон, алмазидин) и прибрежно-морских современных осадках (алмазидин); 3) бокситы Среднего Тимана, связанные с формированием коры выветривания на докембрийских карбонатно-терригенных породах (Колокольцев, 1972); 4) осадочно-метаморфические породы, используемые в народном хозяйстве как строительные материалы: мраморизованные известняки, доломиты, кровельные сланцы, кварциты. Установленная металлогеническая специализация типов регионального метаморфизма свидетельствует о тесной связи золото-сульфидных месторождений и рудопоявлений с зонами зеленосланцевой фации метаморфизма (Буряк, 1967; Великославинский, 1972). Наиболее высокие концентрации золота обычно отмечаются в зоне зеленосланцевой фации метаморфизма, где сульфиды представлены резко преобладающим пиритом (в зоне мусковит-хлоритовой субфации) или пиритом и пирротинном (в зоне биотит-хлоритовой субфации). Как показал металлогенический анализ (Буряк, 1966), в породах эпидот-амфиболитовой и особенно более высокотемпературных фаций метаморфизма содержание золота весьма незначительно и не представляет практического интереса. В исследуемом районе наиболее перспективными толщами для поисков золота и сульфидов ртути,

свинца, сурьмы и других являются отложения табуевской и верхней части тархановской серий на п-ове Канин и приуроченные к ним жильные тела, а на Среднем Тимане — породы нижней части кислоручейского комплекса. С породами микулкинской серии, метаморфизованными в стадии дистен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации, связаны слюдоносные пегматиты островов Чаичий и Нерпичий и дистеновые сланцы на восточном склоне сопки Ясур.

На Четласском Камне в пределах рифейской области перикратонного опускания широким развитием пользуются жильные зоны, обусловленные щелочным метасоматозом, и карбонатиты, с которыми связана акцессорная редкоземельная минерализация. К этому же участку приурочены интрузивные образования ультраосновной, возможно, кимберлитовой, формации (Черный и др., 1965).

Наиболее важными в промышленном отношении являются россыпи лейкоксена и других титановых минералов в базальных отложениях палеозоя по северо-восточному склону Среднего и Южного Тимана, образовавшиеся при разрушении осадочно-метаморфического комплекса пород рифейского фундамента. Изучение титансодержащих минералов в осадочно-метаморфических породах, проведенное в 1961–1966 гг., позволило выявить зависимость минеральных новообразований титана от степени регионального метаморфизма пород (Кочетков, 1967; Гецен, 1967, 1971б). Эта зависимость выражается в следующем. В стадии глубинного эпигенеза в глинистых сланцах и алевролитах образуются мелкие стяжения и глобулы лейкоксена анатазового состава, лейкоксено-гидрослюдистые агрегаты, а также анатаз тонкотаблитчатого габитуса. На стадии метагенеза в сланцах глинистого и углисто-глинистого состава образуются крупные стяжения и призматического облика порфиробласты лейкоксена рутил-анатазового и рутилового состава, таблитчатый анатаз, рутил, реже сфен. Лишь в породах, достигших фации зеленых сланцев регионального метаморфизма, появляются тонкотаблитчатый ильменит, лейкоксен ильменит-рутилового состава, анатаз дипирамидальной формы.

При регрессивном метаморфизме осадочно-метаморфических пород происходила лейкоксенизация обломочных минералов — ильменита и сфена, а также лейкоксенизация минералов, образовавшихся в процессе прогрессивного эпигенеза и метаморфизма. Из минеральных новообразований в эту стадию возникает брукит, анатаз тонко-таблитчатого габитуса и рутил.

Россыпи титансодержащих минералов Ярегского и Умбинско-Пижемского месторождений, образованные за счет размыва главным образом слабометаморфизованных рифейских отложений Среднего и Южного Тимана, состоят в основном из лейкоксена рутилового и рутил-анатазового состава (Кочетков, 1967). В значительно меньшем количестве в них присутствуют ильменит, лейкоксенизирован-

ный ильменит и другие титансодержащие минералы. На наш взгляд, состав россыпей обусловлен естественной ассоциацией титансодержащих минералов, возникшей при размыве измененных на стадии глубинного эпигенеза и метагенеза рифейских пород Тимана: лейкоксена рутилового и рутил-анатазового состава и других минералов. В меньшем количестве в россыпях присутствуют ильменит и лейкоксенизированный ильменит — продукты разрушения метаморфических сланцев, обнаженных на Северном Тимане и Канине Камне и локально распространенных в рифейском комплексе Печорской впадины и Тимана. Менее правильно, на наш взгляд, считать минеральное разнообразие Ярегского и Умбинско-Пижемского месторождений результатом вторичных изменений мономинеральной, ильменитовой, россыпи (Швецова, 1971).

В настоящее время региональный метаморфизм, литологические особенности и минеральный состав рифейских осадочно-метаморфических пород Тимана и Канина еще слабо изучены. Тщательное изучение минералогических изменений, возникших в результате регионального метаморфизма рифейских пород, позволит более рационально планировать и проводить геолого-поисковые работы.

## ТЕКТОНИКА РИФЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ТИМАНА И П-ОВА КАНИН

### 1. Зональность рифейского фундамента

Данные глубокого бурения и геофизические материалы показали, что в пределах Тимана и Печорской впадины под платформенным осадочным чехлом, представленным отложениями фанерозоя, залегают в различной степени метаморфизованные и дислоцированные терригенные отложения, прорванные интрузиями кислого и основного состава. Абсолютный возраст магматических пород и немногочисленные в настоящее время палеонтологические данные свидетельствуют о рифейском возрасте осадочно-метаморфического комплекса. Сложная дислоцированность пород этого комплекса, их метаморфизм и присутствие интрузий позволяют рассматривать его как фундамент Тимано-Печорской области.

Современное тектоническое районирование рассматриваемой области основано главным образом на геофизических исследованиях, проведенных Р.А. Гафаровым, М.И. Залипухиным, Н.В. Вихорновым, К.А. Кривцовым, И.И. Бирюковым, Н.Д. Матвиевской, Б.Г. Должанским, Н.В. Никифоровым, М.А. Осадой, В.В. Мартыновым и мн. др. Материалы аэромагнитных исследований (Гафаров, 1963, и др.) позволили выделить в пределах рассматриваемой территории две области, различающиеся по характеру магнитного поля.

Канин, Тиман и территория западной части Печорской впадины характеризуются региональным минимумом  $(\Delta T)_{\alpha}$ . На юго-востоке Тиманский региональный минимум соединяется с меридиональным Колво-Вишерским минимумом  $(\Delta T)_{\alpha}$ , относящимся уже к Уральской зоне магнитного поля. На северо-западе его продолжением служит Кильдинско-Рыбачьинская зона отрицательного поля  $(\Delta T)_{\alpha}$  северо-восточной окраины Балтийского щита. Длина Тиманского регионального минимума достигает 900 км, ширина его на

северо-западе составляет 300 км и к юго-востоку постепенно уменьшается до 100 км. Большеземельская аномальная зона, охватывающая большие пространства Большеземельской, Малоземельской тундр и Западного Предуралья, состоит из ряда зон крупных аномалий, обычно ориентированных в северо-западном направлении.

Для собственно Тиманской части регионального минимума характерны положительные аномалии силы тяжести. На ее юго-восточной половине зона максимумов силы тяжести смещена к северо-востоку по отношению к выступам метаморфических сланцев Южного и Среднего Тимана (Джежим-парма, Вымско-Вольская гряда и Четласский Камень). В северо-западном направлении зона максимумов силы тяжести сужается, в ее пределах выделяются интенсивные максимумы Северного Тимана и Канина Камня и локальный максимум, соответствующий полосе доломитов мысов Лудоватых. В пределах Тимана четко выделяется несколько гравитационных ступеней северо-западного простирания, обычно совпадающих с зонами локальных магнитных максимумов (рис. 9, 10 см. вкл.). В плане эти зоны совпадают с зонами разломов, установленных по геологическим данным. Геофизические и геологические материалы позволяют рассматривать их как разломы глубинного заложения. Выделяются три основных разлома.

1. Западнотиманский (по Черному и др., 1965), или Предтиманский глубинный разлом (по Гафарову, 1963), ограничивающий Тиманскую миогеосинклинали с запада и в плане обычно совпадающий с юго-западной границей Тиманского регионального минимума.

2. Среднетиманский, или Тиманский глубинный разлом, прослеживающийся от верховьев рек Чирки, Коренной, пересекающий р. Цильму, а далее к юго-востоку проходящий вдоль западной окраины Кислоручейской и Вымско-Вольской гряд. В пределах Цильменского Камня, а также вдоль западной окраины Вымско-Вольской гряды, Среднетиманский разлом четко отражается гравитационной ступенью. В плане зона Среднетиманского разлома проходит параллельно, а иногда совпадает с полосой распространения рифогенных известняков быстринской свиты, фиксирующей границу двух структурно-фациальных зон в рифейской миогеосинклинали Тимана,

3. Восточнотиманский глубинный разлом прослеживается по полосе максимумов силы тяжести от Канина Камня через Северный Тиман к юго-восточному Притиманью (Зеленецкий, Безволосный и др. максимумы). В целом он близок к „зоне магматической оси“ Д.П. Сердюченко (1959) и является, как указывал еще Р.А. Гафаров (1963, стр. 150), „продолжением по простиранию Канино-Северотиманской аномальной полосы интенсивно дислоцированных сланцев и разнообразных интрузий внутренней части Тиманской зоны“. Зона Восточнотиманского глубинного разлома, вероятно, представ-

ляет собой продолжение ограничивающего с северо-востока Балтийский щит глубинного линейного элемента Нордкап-Тиман, намеченного Г. Штилле (1964).

Геофизическими работами последних лет (Ярош, 1968; Соболев, 1968; Анањева, Дорофеев, 1970) доказано присутствие дорифейского гранито-гнейсового фундамента, прослеживающегося под миогеосинклинальными слабометаморфизованными рифейскими отложениями западного склона Урала от Башкирского антиклинория до Полюдова кряжа. Этот дорифейский фундамент, по-видимому, присутствует и под комплексом рифейских отложений миогеосинклинальной зоны Тиманского отрезка Урало-Тиманской рифейской геосинклинали. В пределах Притиманского прогиба, или Притиманского желоба (Дедеев и др., 1969), дорифейский, предположительно карельский, фундамент прослеживается на глубинах 3-5 км (Гафаров, 1963; Мартынов, Плякина, 1971). На территории современного Тиманского кряжа и Печорской впадины он более или менее переработан, причем интенсивность его переработки возрастает к северо-востоку. Об этом косвенно свидетельствуют увеличение степени метаморфизации рифейских отложений и смена германотипной складчатости (Джежим-парма, Четласский Камень) линейной (восточная окраина Вымской гряды) в том же направлении. Отдельные исследователи проводили расчеты вероятных глубин залегания дорифейского фундамента. Так, В.В. Мартынов и И.Г. Плякина (1971) указывали, что в пределах Тиманского регионального минимума единичные отметки до магнитовозмущающих масс составляют от 6-9 км для района современного Тиманского кряжа до 10-12 км для Печорской впадины и показывают возможный порядок глубин залегания дорифейского основания. Л.Я. Проводников (1970) допускает, что глубины расположения кристаллического основания варьируют от 6-10 км (Канин Камень и Северный Тиман) до 12-16 км (Печорская впадина). В последнее время присутствие дорифейского основания Тимана подтверждено сейсмологическими исследованиями.

Слабый метаморфизм рифейских отложений, аллохтонный тип формаций, характер пликативных и дизъюнктивных дислокаций в пределах Среднего и Южного Тимана позволяют отнести эту область к окраинным прогибам рифейской миогеосинклинали, выделенным Н.П. Херасковым (1967). С запада окраинный прогиб ограничен Предтиманским, а с востока - Восточнотиманским глубинным разломом. Ширина окраинного прогиба достигает 100-120 км на Южном Тимане и по направлению к северо-западу уменьшается; в районе Северного Тимана окраинный прогиб, очевидно, выклинивается.

На п-ове Канин и Северном Тимане характер сочленения рифейского складчатого комплекса с архей-нижнепротерозойским имеет несколько иной характер. Здесь выходы сильно метаморфизован-

ных и интенсивно смятых в складки рифейских отложений, прорванных интрузиями кислых и основных пород, значительно приближены к эпикарельскому остову Восточно-Европейской платформы с платформенным рифейским чехлом. Предполагаемую границу древнего гранито-гнейсового фундамента Русской платформы со складчатыми образованиями Тимано-Уральской рифейской геосинклинальной полосы В.Н. Зандер, Ю.И. Томашунас и др. (1967) проводят по широте  $67^{\circ}30'$  на площади Канина полуострова и далее через Чешскую гubu в направлении пос. Н. Пеша.

Близость выходов кристаллических сланцев хр. Канин Камень к области распространения карельского фундамента Русской плиты свидетельствует о сильно сокращенной ширине на этом участке, по сравнению со Средним и Южным Тиманом, внешней части миогеосинклинальной зоны. Если на Среднем и Южном Тимане после резкого уступа мы можем предполагать более или менее плавное погружение гранито-гнейсового основания в северо-восточном направлении под рифейские отложения, то на п-ове Канин переработка этого основания была, несомненно, более интенсивной и резкой. Об этом свидетельствует региональный профиль глубинного сейсмического зондирования, проложенный от Кольского полуострова в глубь Баренцева моря через морскую часть Печорской впадины. Он показал, что с удалением от побережья происходит либо „исчезновение“ гранитного слоя с типичными для него граничными скоростями (Литвиненко, 1968; Журавлев, 1972), либо значительное уменьшение мощности гранитного слоя и изменение его состава (Беляевский и др., 1970).

Таким образом, ширина и строение внешней части миогеосинклинальной зоны Тиманского отрезка Урало-Тиманской рифейской геосинклинали на территории Северного Тимана и п-ова Канин значительно отличались от таковых районов Среднего и Южного Тимана. На Среднем и Южном Тимане присутствует крупная широкая внешняя зона рифейской миогеосинклинали, или окраинного прогиба (по Хераскову, 1967). К ней относится площадь, к которой приурочены современные выходы на поверхность рифейских отложений на Среднем и Южном Тимане. К внутренней (пограничной) полосе окраинного прогиба, внешней зоны миогеосинклинали, относится зона антиклинальных поднятий, связанных с надвигами, восточная часть Цильменского Камня и Вымско-Вольской гряды (Гецен, 1972б). Восточная граница этой полосы в плане совпадает с положением Восточнотиманского глубинного разлома, описанного выше. На п-ове Канин ширина внешней зоны рифейской миогеосинклинали значительно уже (около 40 км) и в ней отсутствуют черты, характерные для окраинных прогибов рифейских миогеосинклиналей. К внешней зоне миогеосинклинали (ее окраинному прогибу) могут принадлежать лишь верхнедокембрийские отложения горстового вы-

ступа мысов Лудоватых, а далее к северо-западу – рифейские отложения о. Кильдин, п-овов Средний и Рыбачий.

К внутренней зоне Урало-Тиманской миогеосинклинали нами отнесены верхнедокембрийские отложения Канина Камня, Северного Тимана и Печорской впадины. Северо-восточная граница внутренней зоны миогеосинклинали совпадает с северо-восточной границей распространения Тиманского регионального магнитного минимума.

## 2. Структура рифейских отложений окраинного прогиба Тимано-Уральской геосинклинали

Рифейские отложения, формировавшиеся в условиях окраинного прогиба Тимано-Уральской геосинклинали, на Тимане обнажены в центральных частях Четласского, Цильменского, Вымско-Вольского и Джемимпармянского поднятых блоков и вскрыты скважинами во впадинах, разделяющих эти блоки. Для байкальской структуры рифейских отложений Среднего и Южного Тимана предложено название Тиманского краевого поднятия (Тектоника севера Русской плиты, 1969). Тиманское краевое поднятие представляет собой крупную антиклинальную структуру (Гецен, 19726), расчлененную разломами глубокого заложения северо-западного и северо-восточного простираний на отдельные блоки. Структура платформенного чехла Тиманской гряды развивалась в значительной степени унаследованно от структуры байкальского фундамента, и лишь в верхнем палеозое в связи с заложением Предуральского краевого прогиба осевая часть Тиманского краевого поднятия была опущена по разломам. В это время между Четласским и Вымско-Вольским поднятыми блоками происходило накопление пермских осадков большой мощности, в то время как на самих блоках эти отложения отсутствуют.

Сводовая часть Тиманского краевого поднятия обнажена лишь на Цильменском Камне и в пределах выделенного П.Е. Оффманом (1961) Гнильского блока. Она сложена верхнерифейскими карбонатными и терригенными отложениями рочугской, быстринской свит и нижней части покъюской серии. Рифейские отложения, слагающие крылья поднятия, обнажены значительно лучше в пределах Четласского и Вымского поднятых блоков. Развитые в пределах этих блоков отложения формировались в различной структурно-фациальной обстановке: на Четласском Камне – во внешней зоне окраинного прогиба рифейской миогеосинклинали, на Вымской гряде – в ее внутренней зоне.

В пределах внешней зоны окраинного прогиба происходило накопление рифейских отложений, обнаженных на Четласском Камне и Джемим-парме, а также вскрытых скважинами Синдор-1, Весляна, Нившера-183, 184 и др. Рифейские отложения представлены слабо-метаморфизованными терригенными и карбонатными породами. Достаточно обоснованно о структуре этих отложений можно говорить лишь применительно к территории Четласского Камня, где они сравнительно хорошо обнажены. Структура рифейских отложений Четласского Камня геологами Ухтинского территориального геологического управления обычно трактуется в виде простой асимметричной антиклинали, в ядре которой обнажены породы светлинской свиты (серии). В.А. Разницын (1968) и О.А. Солнцев (1959), напротив, считают ее синклиналью, выполненной в мульде наиболее молодыми отложениями. Наши наблюдения показали, что в юго-западной части Четласского Камня по рекам Бобровой, Косью, Визинге породы рифея полого, но выдержанно погружаются в юго-западном направлении, и лишь вдоль северо-восточного склона Четласского Камня они приобретают довольно крутое (до 40-50°) северо-восточное падение. Однако к северо-западу эта сравнительно простая антиклинальная асимметричная структура со срезанным по разлому северо-восточным крылом разделяется на две антиклинали, между которыми расположена крупная синклиналь, названная В.А. Разницыным (1968) Рассохинской. Ось этой синклинальной структуры погружается в северо-западном направлении, и в юго-восточной части Четласского Камня синклинали не наблюдается: ей соответствует пологий, близкий к горизонтальному, уступ на фоне общего моноклинального погружения пород в юго-западном направлении.

Структура рифейских отложений Четласского Камня в целом пологоскладчатая, осложненная многочисленными разрывными нарушениями. Широким развитием пользуются пологие моноклинали. Рифейские отложения смяты в пологие складки или образуют гомоклинали и ступенеобразные флексуры. В зонах разломов меридионального, северо-восточного и северо-западного простираний рифейские отложения интенсивно раздроблены, часто поставлены „на голову”. Из мелких тектонических форм здесь присутствуют остроугольные и лежачие складки, килевидные синклинали. Четко выраженная складчатая зона наблюдается вдоль юго-западного ограничения Четласского Камня. Она обнажена по р. Мезенская Пижма ниже устья р. Крутой. Ширина зоны вкрест простирания - 200-300 м, в ее пределах рифейские отложения смяты в складки, наклонены или опрокинуты на северо-восток. Складки обычно подобные с амплитудой в несколько метров, но в тонкозернистой сланцевой толще иногда присутствуют складки сложной конфигурации. Внутри этой зоны наблюдаются мелкие взбросо-надвижки с северо-

западным ( $315^{\circ}\text{СЗ}$ ) простиранием поверхности сместителя и довольно крутым ( $72^{\circ}$ ) его падением на юго-запад. В обнажении взбросо-надвиги представлены зонками (до 2 м) превращенных в мелкую щебенку сланцев. К северо-востоку зона складок переходит в пологую моноклинал ( $30^{\circ}\text{ЮЗ}$ ) юго-западного падения. Подобный характер юго-западного ограничения Четласского Камня свидетельствует о его надвиговой природе и подтверждает в этом отношении данные, полученные в процессе геофизических работ (Козицкий и др., 1971). Брахиформный, близкий к платформенному характер дислокаций рифейских отложений Четласского Камня позволяет предполагать, что байкальские складчатые структуры отражают блоковые подвижки в нижележащем карельском фундаменте.

Граница внешней и внутренней зон окраинного прогиба Тимано-Уральской миегеосинклинали совпадает с зоной Среднетиманского глубинного разлома и проходит непосредственно северо-восточнее полосы распространения рифогенных пород быстринской свиты (рис. 9). Современный облик этой границы — кулисообразно заходящие друг за друга разломы глубокого заложения, ограничивающие с юго-запада Вымско-Вольскую гряду, далее к северу проходящие вдоль северо-восточной окраины Четласского Камня и затем пересекающие в средней части Цильменский Камень. Ширина зоны глубинного разлома, по ее отражению в рифейских отложениях и в магнитном поле, колеблется от 4 до 10 км. Рифейские отложения в зоне разлома обычно плохо обнажены, и, возможно, на некоторых участках эта зона имеет более значительные размеры. В зоне глубинного разлома породы сложно дислоцированы, более сильно метаморфизованы и нарушены серией тектонических нарушений северо-западного простирания.

Структура рифейских отложений внутренней зоны окраинного прогиба представляет собой серию поднятых по разломам северо-западного простирания блоков, кулисообразно заходящих друг за друга и надвинутых с северо-востока на юго-запад. В основании этих блоков рифейского фундамента (восточной части Цильменского Камня, Кислоручейской, Вымской гряд и Оч-пармы) присутствуют мощные зоны моноклиналей, круто падающих в северо-восточном направлении (рис. 11, см. вкл.). Взбросо-надвиговой характер разломов, ограничивающих эти блоки с юго-запада, в настоящее время доказан не только данными геологических исследований (Яковлев, 1910; Разницын, 1964, и др.), но и результатами геофизических работ (Плякин, Плякина, 1972) и глубокого бурения (Кушнарева и др., 1965). Разломы эти имеют, безусловно, рифейский (вероятно, байкальский) возраст заложения, но движения по ним неоднократно возобновлялись в течение палеозоя и мезозоя. Структура рифейских отложений сформирована заключительными (байкальскими) движениями рифейской геосинклинали и связанным с этими движениями дли-

тельным постепенным подъемом обособившихся в это время блоков рифейского фундамента. В пределах восточной полосы выходов рифейского фундамента на Среднем и Южном Тимане не обнаружено широкого развития изоклиальной складчатости, показанной на геологических разрезах и профилях В.А. Разницыным (1964, 1968). Надвиги северо-западного простирания приурочены к зонам глубинных разломов, ограничивающих с юго-запада блоки рифейского фундамента (рис. 9, 10). В пределах самих блоков разрез рифейских отложений постепенно наращивается в северо-восточном направлении. С юго-запада на площади, непосредственно примыкающей к Вымско-Вольской гряде, скважинами Коин-186, Помоздино-819 и другими под палеозойским осадочным чехлом вскрыты карбонатные отложения, являющиеся вероятными аналогами верхнерифейской карбонатной толщи Тимана.

Вымский блок рифейского складчатого фундамента поднят и надвинут по разлому глубокого заложения на юго-запад. В зоне разлома породы быстринской свиты и покъюской серии приведены в контакт с верхнедевонскими и каменноугольными отложениями. С северо-востока блок также тектонически контактирует с породами палеозоя. Структура рифейских отложений в пределах блока представляет собой моноклиаль, осложненную мелкими складками пластического волочения и дизъюнктивными нарушениями северо-западного и меридионального простирания. Разрез рифейских отложений в пределах моноклинали постепенно наращивается к северо-востоку. В основании моноклинали породы имеют крутое ( $50-70^{\circ}$  СВ) падение, выше по разрезу постепенно выполаживающееся, а вдоль северо-восточной окраины блока породы смяты в вытянутые в северо-западном направлении крупные, сравнительно пологие складки. Изоклиальная складчатость в рифейских отложениях Вымской Гряды распространена лишь в приразломных участках.

Далее к северо-востоку структура рифейских отложений схематично восстановлена по данным бурения (Цзю, 1964). Моноклиаль здесь выполаживается, и рифейские отложения южной части Печорской впадины смяты в складки северо-западного простирания. В ряде мест (у населенных пунктов Чуть, Изкось-Гора, Нямедь) они прорваны гранитами.

### 3. Структура рифейских отложений внутренней зоны миogeосинклинали

Рифейские отложения внутренней зоны миogeосинклинали интенсивно дислоцированы и подвергнуты сильному региональному метаморфизму, имеющему зональный характер. Из крупных структур, сформир-

рованных байкальской складчатостью, в настоящее время могут быть выделены Канино-Северотиманский мегантиклинорий, Седухинский и Кипиевский антиклинории и крупный Печорский мегасинклинорий (рис. 9). Нами проводилось изучение лишь Канино-Северотиманского мегантиклинория, структура которого при хорошей обнаженности района могла быть выяснена с достаточной детальностью.

Трудность стратиграфического расчленения рифейских отложений Северного Тимана и Канина Камня обусловила различную интерпретацию их структуры. Первоначально внимание исследователей было обращено на выдержанное северо-западное простирание пластов рифейских пород и их преобладающее крутое северо-восточное падение (Гревингк, 1891; Ramsay, 1911). В. Рамсей представлял структуру Канина Камня в виде простой моноклинали, погружающейся в северо-восточном направлении. Е.М. Люткевич (1953) впервые установил складчатую структуру древних, по его мнению, кембрийских толщ на хр. Паё и в районе мысов Лудоватых. На Северном Тимане сложную дислоцированность древних серицитовых и кристаллических сланцев, прорванных интрузиями гранитов и сиенитов, предполагал Ф.Н. Чернышев (1915). Геолого-съёмочные работы, проведенные В.И. Шмыгалевым, Б.М. Голубовским, З.Л. Смирновой, Л.С. Коссовым, В.М. Пачуковским и др., также подтвердили сложноскладчатую структуру досилурийских отложений. При этом Л.С. Коссовым в составе рифейского фундамента Северного Тимана была выделена Румяничная антиклиналь, погружающаяся в юго-восточном направлении, в ядре которой обнажены породы румяничной свиты. В виде сложноскладчатого байкальского сооружения рассматривают район Северного Тимана и п-ова Канин В.С. Журавлев и М.И. Осадчук (1962), Р.А. Гафаров (1963) и некоторые другие исследователи. На схемах тектонического строения фундамента, составленных под редакцией В.А. Дедеева (Тектоника севера Русской плиты, 1969), В.А. Дедеева и К.О. Кратца (Сравнительная тектоника Мезенской и Печорской синеклиз, 1969 г.), байкальское складчатое сооружение Канина Камня и Северного Тимана входит в состав Тиманского краевого поднятия. Проведенные нами исследования показали значительное отличие байкальского складчатого сооружения Северного Тимана и п-ова Канин от байкальской структуры рифейских отложений Среднего и Южного Тимана. Поэтому автор (Геден, 1972б) счел целесообразным выделять Тиманское краевое поднятие лишь в пределах современного Среднего и Южного Тимана, а область Северного Тимана и п-ова Канин рассматривать как отдельный Канино-Северотиманский мегантиклинорий. Он обнажен лишь частично: на хр. Канин Камень, мысах Лудоватых и в осевой части Северотиманского мегавала. В его ядре прослеживаются наиболее древние рифейские отложения микулжинской серии.

Ориентировочные размеры антиклинория 150x400 км. В пределах Канино-Северотиманского мегантиклинория могут быть выделены следующие основные крупные структуры: 1) антиклинорий Канина Камня; 2) антиклиналь мысов Лудоватых; 3) Северотиманский антиклинорий с выходами в ядре гранитов и сиенитов.

На северо-западе и юго-востоке структуры Канина Камня погружаются в море. Юго-восточное продолжение мегантиклинория мы видим на Северном Тимане. Под водой эта структура прослеживается в виде подводного уступа в горловине Чешской губы. На северо-запад структуры Канино-Северотиманского мегантиклинория скрываются под урезом воды. Подводное продолжение поднятия, согласно материалам сейсморазведки, сложено отложениями девона, а также более древними в ядре и в пределах его юго-западного крыла и более молодыми – от карбона до мезозоя – породами на северо-восточном крыле. Юго-восточное окончание Канино-Северотиманского мегантиклинория скрыто под платформенным чехлом. По геофизическим данным и материалам бурения, оно состоит из двух антиклинориев – Северотиманского и Седуяхинского, разделенных синклинальной структурой, расширяющейся и погружающейся к юго-востоку. Северо-восточной границей Седуяхинского антиклинория служит разлом глубинного заложения, вдоль которого происходит смена магнитного поля с отрицательного на положительное.

Канинский антиклинорий. На Канине Камне наблюдается лишь центральная и северо-восточная части антиклинория. Юго-западная его часть опущена по сбросу и скрыта под отложениями платформенного чехла. Анализ геологических разрезов вкрест простирания хр. от мыса Тонкого до мыса Микулкин (рис. 4) позволяет дать общую характеристику складчатой структуры рифейских отложений. В общих чертах байкальская структура хребта представляется как чередование вытянутых в северо-западном направлении, параллельных к его общему простиранию складчатых зон и моноклиналей, осложненных дизъюнктивными нарушениями и отдельными складками. В составе доступной наблюдению части антиклинория Канина Камня нами выделены (Гецен, 1971а) следующие основные структурные элементы: 1) Складчатая зона побережья Белого моря; 2) Гархановская моноклираль; 3) Складчатая зона водораздела хребта; 4) Табуевская моноклираль. Эти структурные элементы наиболее четко выражены в северо-западной части Канина Камня, тогда как юго-восточная его часть имеет более сложное строение.

Структура рифейских отложений Канина Камня в значительной степени определяется разломами глубинного заложения двух основных направлений – северо-западного и северо-восточного. Разломы северо-западного направления имеют длительное развитие: для рифейских толщ они являлись соскладчатыми (синхронными во време-

ни), а в палеозое и мезозое движения по ним неоднократно возобновлялись. Из разломов северо-западного направления основными являются те два разлома, которые в современном плане хребта соответствуют подножию уступов клиффа. Оба эти разлома имеют длительное развитие и глубокое заложение.

Разлом, ограничивающий Канин Камень с юго-запада, имеет выдержанное простирание  $290-300^{\circ}$  СЗ и четко фиксируется крутым уступом клиффа. В магнитном поле ему отвечает лишь слабая положительная аномалия. К зоне разлома приурочены многочисленные кварцевые жилы (до 4 м), также обычно имеющие северо-западное простирание, а к центральной и юго-восточной частям хребта — будинированные тела метадиабазов. В байкальском структурном плане разлом является границей складчатой зоны побережья Белого моря и зоны Тархановской моноклинали и состоит из ряда взбросо-надвигов с наклоненными на северо-запад плоскостями скольжения. Подвижки по этим надвигам, вероятно, были небольшими, так как на всем протяжении Камня описываемая зона разлома не сопровождается тектоническими брекчиями. В период раннефранских тектонических движений зона разлома явилась проводником базальтов, корни которых после эрозии самих потоков сохранились в ее центральной и северо-западной частях. Разлом, проходящий вдоль ограничивающего хребет с северо-востока уступа клиффа, имеет несколько иное строение. Он сравнительно четко (особенно в северо-западной части Камня) выражен в магнитном поле в виде узкой и резкой зоны положительных магнитных аномалий. В северо-западной части Камня он местами сопровождается зоной интенсивной трещиноватости и развитием тектонических брекчий. Породы в зоне разлома поставлены „на голову” и нередко запрокинуты. В средней части Камня зона клиффа выполаживается, и по р. Бол. Надтей этот разлом служит границей зоны Табуевской моноклинали и начинающейся Надтейской складчатой зоны. Однако на этом участке движения по нему были менее интенсивные. В юго-восточной части Камня разлом продолжается и фиксируется выпадением частей разреза табуевской серии.

Разлом, приуроченный к уступу клиффа с северо-востока, является лишь одним (наиболее четко выраженным) из серии разломов северо-западного простирания, проходящих параллельно простиранию хребта (рис. 3). В северо-западной части Канина Камня они прослеживаются в нижнем течении речек, впадающих в Баренцево море, а также по побережью моря, и фиксируются зонами интенсивной трещиноватости, тектонических брекчий и мелких складок. К юго-западу от клиффа разломы в северо-западной части Канина Камня распространены ограниченно.

Иная картина наблюдается в центральной и юго-восточной частях Камня. Основной разлом здесь расщепляется на ряд мелких,

параллельных друг другу и общему простиранию хребта. Резкого уступа клиффа здесь не наблюдается, но, по геологическим данным, вдоль северо-восточного склона хребта прослеживается несколько разломов с крутыми, близкими к вертикальным плоскостями скольжения (на геолого-структурной карте Канина Камня - рис. 3 - показаны лишь основные тектонические нарушения). Обычно к ним приурочены дайки рифейских габброидов. По разломам происходит тектоническое выклинивание отдельных частей разреза табуевской серии, что затрудняет проведение границ ее отдельных свит. Движения по разломам неоднократно обновлялись и в палеозое. Так, они происходили в раннефранскую эпоху, когда разломы служили подводными каналами базальтов.

В конце четвертичного периода вдоль тектонических нарушений, ограничивающих Канин Камень с юго-запада и северо-востока, происходило значительное опускание и накопление мощной толщи (более 80 м) преимущественно морских четвертичных отложений. В то же время почти на всей территории водораздельной части хребта накопления этих толщ не происходило.

Геологические признаки, сопутствующие разломам, проходящим вдоль северо-восточного склона Канина Камня, - вертикальное и опрокинутое залегание, резкие изгибы пород по падению, интенсивная трещиноватость и пологий кливаж северо-восточного падения, присутствие зон дробления и брекчий трения - позволяют их интерпретировать как взбросо-надвиги (поддвиги) с падением плоскости скольжения на юго-запад. Движение рифейских толщ происходило с северо-востока на юго-запад под смятую в складки толщу пород, занимающую водораздельную часть хребта.

Группа разломов субмеридионального и северо-восточного простирания оказывала заметное влияние на развитие рассматриваемого отрезка рифейской геосинклинали. Есть основание предполагать, что некоторые из них являются глубинными. К таковым, по нашему мнению, относятся три разреза, два из которых ограничивают центральный опущенный блок рифейского фундамента, а третий проходит между мысом Микулкиным и мысом Румяничным, разделяя байкальские складчатые сооружения Канина Камня и Северного Тимана. Эти разломы отражены в смене характера магнитного поля, присутствии зон тектонических брекчий, приуроченности к ним магматических проявлений, изменении в направлении течения рек. В современном тектоническом плане разломы северо-восточного простирания являются лево-, реже правосторонними сбросо-сдвигами. Они разделяют Канин Камень на три блока - северо-западный, центральный и юго-восточный, различающиеся друг от друга по характеру структур слагающих их отложений.

**Северо-Западный блок.** В пределах Северо-Западного блока описанные выше свиты рифея хорошо прослеживаются по про-

стиранию, и геологические разрезы, пересекающие Канин Камень с юго-запада на северо-восток, сравнительно легко увязываются между собой (рис. 3, 4). Структура блока представляет собой сочетание двух складчатых зон и двух моноклиналей, обычно с дизъюнктивными сопряжениями между ними. Описание тектонических зон производится с юго-запада на северо-восток.

Складчатая зона побережья Белого моря достигает 1,5–2 км ширины. По побережью Белого моря в приливо-отливной полосе обнажены черные слюдястые сланцы нижней толщи тархановской серии, обогащенные рудными минералами и графитизированной органикой, с отдельными пачками слюдястых кварцитов. В скальных сглаженных водой выступах листовато кливажированных сланцев лишь при длительном и внимательном осмотре заметна тонкая горизонтальная слоистость, выраженная в изменении интенсивности темной окраски и незначительном изменении крупности частиц.

Породы смяты в пологие антиклинальные и синклинальные складки северо-западного простирания с амплитудой от нескольких метров до нескольких десятков метров, осложненные более мелкими симметричными складками. Наклон крыльев складок обычно крутой ( $60-80^\circ$ ), нередко наблюдаются отдельные серии мелких изоклинальных складок, опрокинутых на юго-запад. В некоторых случаях антиклинали разделены сильно сжатыми килевидными синклиналями с вертикальным падением пластов. Зона складок захватывает также нижнее течение ручьев, стекающих с Канина Камня в Белое море (рис. 4). Зеркало складчатости в целом, по-видимому, близко к горизонтальному со слабым пологим наклоном в юго-западном или северо-восточном направлениях. Шарниры мелких складок полого погружаются в северо-западном направлении. Сланцы тонко рассланцованы кливажом течения, имеющим выдержанное северо-западное простирание ( $300-310^\circ$ ) и крутое ( $60-80^\circ$ ), до вертикального, падение.

К юго-востоку складчатая зона постепенно скрывается под четвертичными отложениями и в средней части Канина Камня уже не прослеживается; к северо-западу от устья руч. Тарханов она также выклинивается. Морфология складок в пределах зоны меняется. В прибрежной части наблюдаются сравнительно пологие симметричные складки небольшой амплитуды, а ближе к уступу клиффа, по рекам Мал. и Бол. Мязгину, Песцовой, Белокаменной и другим встречаются складки амплитудой в несколько десятков метров. Складки эти асимметричны, наклонены, реже опрокинуты на юго-запад. Сочленения между антиклинальными и синклинальными складками нередко нарушены мелкими нарушениями взбросо-надвигового характера. К северо-востоку зона складок переходит в зону моноклинального залегания пород, стоящих либо „на головах“, либо круто падающих к северо-востоку.

Наиболее полный и сложно построенный разрез рифейских отложений в пределах моноклинали наблюдается по руч. Тарханову, поэтому при дальнейшем описании структуры этой моноклинали мы именуем ее Тархановской. Тархановская моноклинали сложена породами тархановской серии и имеет сложное строение. Ширина зоны моноклинали достигает 5 км. В ее пределах наблюдаются отдельные складки и надвиги. В центральной части моноклинали породы стоят „на головах” и изогнуты по падению, с крутым ( $60-90^\circ$ ) северо-восточным или юго-западным падением. Породы тархановской серии представлены тонкозернистыми отложениями однородного состава без четко выраженной трансгрессивной ритмичности, поэтому в отдельных участках зоны моноклинали истинное падение слоев определить практически невозможно.

Сочленение Тархановской моноклинали со складчатой зоной побережья Белого моря обычно происходит по разлому или серии разломов северо-западного простирания, причем один из них (вероятно, основной) совпадает с уступом клифа. Именно ниже клифа в северо-западной части п-ова Канин, в предустьевых частях речек, впадающих в Белое море, наблюдаются различные складки, прослеживающиеся вплоть до побережья. Четкое тектоническое сочленение зоны складок с зоной моноклинали имеется по руч. Тарханову (рис. 4, разрез III). Однако по другим ручьям — Груманту, Каменному (рис. 4, разрез II) — видно постепенное увеличение угла падения пород от  $30-40^\circ$  СВ до вертикального. По р. Песчовой контакт Тархановской моноклинали со складчатой зоной побережья Белого моря состоит из нескольких тектонически сопряженных антиклинальных складок с повернутыми и надвинутыми на следующую складку юго-западными крыльями (рис. 4).

По руч. Тарханову вблизи контакта с зоной складок присутствуют надвиги с движением пород в юго-западном направлении (рис. 4). Надвиги наблюдаются в толще однородных сланцев биотит-кварцевого и кварцево-слюдистого состава и амплитуду перемещения пород по ним определить трудно, но, вероятно, она не превышает первых десятков метров. Далее к северо-востоку на протяжении нескольких километров имеет место крутое (обычно  $70-80^\circ$ ) падение однородных кварцево-слюдистых сланцев в северо-восточном направлении. В отдельных участках монотонное падение слоев осложнено мелкими складками, связанными с дизъюнктивными нарушениями, но изредка наблюдаются и более крутые антиклинальные складки, сильно сжатые, со срезанной замковой частью.

На Тархановской моноклинали появляется несколько систем трещин кливажа, обладающих различной интенсивностью в разных участках зоны. Наиболее интенсивен кливаж в приклифовой части моноклинали. Наряду с обычной рассланцовкой пород, часто совпадающей по направлению простирания и углу падения со слоистостью,

здесь на отдельных участках (по ручьям Каменному, Тарханову, Нижн. и Верхн. Нюдер, Надтею, Жемчужному) развиты грубые параллельные трещины, полого наклоненные ( $18-30^\circ$ ), в северо-восточном или юго-западном направлениях, иногда близкие к горизонтальным. Далее к северо-востоку этот кливаж исчезает, и повсеместно развит лишь крутой кливаж северо-западного простирания.

К северо-востоку от Тархановской моноклинали породы сланцевой толщи тархановской серии согласно сменяются породами ее верхней кварцито-сланцевой толщи. Угол падения пород к северо-востоку постепенно уменьшается, и переход моноклинали в складчатую зону водораздельной части Канина Камня по большинству разрезов постепенный. Строение Водораздельной складчатой зоны детально установить не удалось, так как она обнажена лишь в верховьях рек, стекающих по обе стороны Канина Камня. Удалось лишь установить, что она состоит из ряда вытянутых в северо-западном направлении антиклинальных и синклинальных складок (рис. 3). К средней части Камня приурочена крупная синклинали; в этом направлении наблюдается погружение шарниров мелких складок, а их воздымание направлено к юго-восточному окончанию Канина Камня. К северо-западу происходит сначала постепенное выполаживание шарниров, а затем начинается их выдержанное пологое погружение ( $4-10^\circ$ ) в северо-западном направлении. Лишь на мысе Тонкий вдоль берега моря наблюдается зона сжатых осложненных мелкой интенсивной гофрировкой изоклинальных складок. В породах тархановской серии обычно наблюдается две системы кливажа: 1) кливаж течения, выдержанного северо-западного простирания с крутым, близким к вертикальному, падением; 2) кливаж разлома - волнисто-изогнутый, с пологим погружением в северо-восточном направлении.

Морфология складок в пределах водораздельной складчатой зоны различна. В центральной и северо-западной частях Канина Камня в пределах водораздельной зоны сланцы тархановской серии нередко смяты в подобные симметричные плавно сопряженные складки, которые хорошо обнажены в верховьях рек Острой и Каменные Сопки. Ближе к восточной окраине зоны морфология складок меняется. По рекам Косой и Бол. Табуев толща сланцев смята в асимметричные складки, осложненные мелкой гофрировкой. Переход к Табуевской моноклинали здесь резкий и имеет характер крутого уступа (рис. 4).

Табуевская моноклинали выдерживается на всем протяжении северо-восточного склона Канина Камня. Она нарушена разломами северо-западного простирания (рис. 4). Слагающие ее породы представлены главным образом отложениями табуевской серии. В северо-западной части Канина Камня в пределах Табуевской моноклинали слои залегают очень круто, обычно поставлены „на голову” и нередко запрокинуты (рис. 4). По направлению падения, а также

по простиранию породы волнисто изогнуты. В зоне Табуевской моноклинали породы интенсивно кливажированы, причем для них характерен кливаж с пологим ( $20-50^\circ$ ) северо-восточным падением. Другой кливаж (рассланцовка) по направлению обычно совпадает со слоистостью. В участке моноклинали, примыкающей к уступу клиффа, четко фиксирующегося в магнитном поле, интенсивность кливажа значительно усиливается. За зоной клиффа породы верхней части табуевской серии, обнаженные вдоль побережья Баренцева моря, обладают лишь одним кливажом, совпадающим по направлению со сланцеватостью. Непосредственно западнее мыса Лисий. Нос залегание пород осложнено разломом северо-западного простирания, в зоне которого наблюдаются мелкие складки различной формы.

В пределах табуевской моноклинали разрез рифейских отложений постепенно наращивается в северо-восточном направлении, что установлено нами в каждом разрезе по последовательности в ритмичности пород свиты руч. Болванского. Характер последовательности отложений этой свиты, в том числе и в тех разрезах моноклинали, где пласты нередко запрокинуты (рис. 4, разрезы II-IV) и естественную последовательность отложений можно установить лишь по их ритмичности, позволяет уверенно утверждать о наращивании разреза рифейских отложений в ее пределах в северо-восточном направлении.

Переход Табуевской моноклинали в следующую складчатую зону также осложнен разломом северо-западного простирания, к которому на побережье Баренцева моря приурочены интрузии гранитов и нефелиновых сиенитов. К северо-востоку от Канина Камня рифейские отложения скрыты под платформенным чехлом. Их небольшие коренные выходы обнаружены лишь на сопке у левого берега р. Мадахи, в 2 км выше ее устья. По данным геологической съемки, здесь обнажены метаморфические сланцы серицит-хлоритового состава с крутым северо-восточным падением. Имеющиеся скудные сведения позволяют говорить о наличии здесь выступа сланцевого фундамента, возможно, вытянутого в северо-западном направлении параллельно хр. Канин Камень.

Центральный блок, так же как и Северо-Западный, сложен отложениями тархановской и табуевской серий. Размеры его меньше Северо-Западного и Юго-Восточного блоков, и он является как бы связующим звеном между ними. В пределах блока происходит изменение характера магнитного поля: сравнительно спокойное в северо-западной и юго-восточной частях Канина Камня, в центральной его части оно осложнено многочисленными резкими аномалиями северо-западного и субмеридионального простираний. По-видимому, эти магнитные аномалии не связаны с выходами на поверхность рифейских габброидов и девонских диабазов, а отражают существенные черты глубинного строения фундамента,

так как в пределах описываемого блока интрузивные тела основного состава редки и имеют небольшую мощность. Кроме того, в юго-восточной части хр. Паё интрузии основного состава распространены значительно шире, но магнитное поле здесь значительно слабее дифференцировано, чем в Центральном блоке.

Структура рифейских отложений в пределах блока характеризуется большим количеством разрывных нарушений, что сильно затрудняет прослеживание стратиграфических тел на этом участке. Разлом, идущий вдоль клиффа северо-восточного склона Камня, в пределах Центрального блока расщепляется на несколько нарушений северо-западного простирания. Здесь появляются интрузии древних габброидов, их количество увеличивается к юго-востоку — по ручьям Каменному, Горелому и Бол. Надтей.

В Центральном блоке складчатая зона побережья Белого моря отсутствует. Четко прослеживаются зоны Тархановской моноклинали, Водораздельная складчатая зона и зона Табуевской моноклинали. В отличие от Северо-Западного блока в Центральном блоке имеется постепенный переход от складчатой зоны водораздела Камня к Табуевской моноклинали. На этом участке наблюдается осложненное складками пологое погружение пород к северо-востоку. Зона Табуевской моноклинали на северо-востоке тектонически граничит с новой складчатой зоной, которая наиболее полно обнажена по р. Бол. Надтей. Строение основных структурных элементов — складчатых зон и зон моноклиналей — здесь аналогично описанному при характеристике структуры Северо-Западного блока. Несколько иначе, чем в пределах Северо-Западного блока, ведет себя здесь кливаж. В средней части Канина Камня нередко наблюдаются северо-восточные простирания кливажных трещин ( $60-70^{\circ}$  СВ). В пределах Табуевской моноклинали кливаж разлома обладает выдержанным юго-западным падением, причем углы его наклона увеличиваются в северо-восточном направлении, и в зоне клиффа присутствует лишь вертикальный кливаж.

Юго-Восточный блок сложен породами микулкинской, тархановской и табуевской серий. Породы табуевской серии в его пределах имеют значительно меньшее распространение, чем в ранее рассмотренных блоках. Юго-Восточный блок отличается также присутствием большого количества метаморфизованных тел габброидов, оказывающих значительное влияние на характер дислокаций в осадочно-метаморфических породах. Из ранее описанных структурных элементов в его пределах четко выражены лишь водораздельная складчатая зона и Табуевская моноклинали. В пределах Водораздельной складчатой зоны прослеживаются две крупные, несколько вытянутые в северо-западном направлении антиклинали — Микулкинская и Надтейская. Надтейская антиклиналь сложена породами средней толщи тархановской серии, обнаженными по верховьям

рек Бол. Надгей, Рыбной и Безрыбной (рис. 3). Морфология наблюдающихся здесь мелких структур аналогична структурам, описанным ранее при характеристике Водораздельной складчатой зоны Северо-Восточного блока. Отличием является более интенсивная мелкая складчатость на крыльях антиклинали.

Иное строение имеет Микулкинская антиклиналь, достаточно хорошо обнаженная и впервые закартированная В.И. Шмыгалевым в 1939 г. Антиклиналь сложена наиболее древними породами микулкинской серии, которую мы условно датируем нижним рифеем. Микулкинская антиклиналь вытянута в северо-западном направлении. Ее северо-западное периклинальное окончание пологое, юго-восточное же круто ( $20-60^\circ$ ) погружается под воды Чешской губы. Размеры видимой части Микулкинской антиклинали по маркирующему горизонту скарноидов достигают в ширину 10 км, в длину — 13 км. Строение Микулкинской антиклинали показано на геологическом разрезе (рис. 4, разрез 1У). Осевая часть структуры обнажена в районе мыса Микулкин, где породы микулкинской серии смяты в пологие складки с размахом крыльев до 250 м. Юго-западные крылья складок нередко осложнены более мелкими, опрокинутыми на ЮЗ складками, а их северо-восточные крылья имеют более пологое и спокойное падение. Такая же картина сохраняется и в строении крыльев самой Микулкинской антиклинали. Ее северо-восточное крыло пологое, с углами падения пластов от  $14$  до  $52^\circ$ , обычно  $20-30^\circ$ , и осложнено весьма пологими складками с размахом крыльев 200–300 м. С северо-востока Микулкинская антиклиналь ограничена разломом северо-западного простирания. В приразломной зоне метаморфические породы представлены псаммитовой толщей низов тархановской серии, прорванными мощными (до 4 м) вертикальными кварцевыми жилами северо-восточного падения. В породах наблюдается интенсивная трещиноватость двух направлений: 1) аз. прост.  $40^\circ$  СВ, угол падения  $80-90^\circ$  ЮЗ; 2) аз. прост.  $310^\circ$  СЗ, угол падения  $70-80^\circ$  СВ. Падение пород микулкинской серии вблизи зоны разлома осложнено узкими сжатыми складками. Юго-западное крыло Микулкинской антиклинали имеет более сложное строение. Здесь на фоне кажущегося пологого погружения пород в северо-восточном направлении, представленного чередованием крутых моноклиналей и пологих (около  $10^\circ$ ) ступеней, присутствуют участки крутого погружения пород к юго-западу, состоящие из изоклинальных остроугольных лежачих складок с осевыми плоскостями, опрокинутыми на юго-запад. Зоны пологого залегания пород осложнены отдельными антиклинальными и синклинальными складками, опрокинутыми на юго-запад, реже на северо-восток, с крутым ( $30-60^\circ$ ) погружением шарниров-складок к юго-востоку. Далее на юго-запад, после пологой ступени в устье р. Чаичьей, породы микулкинской серии приобретают крутое, до вертикального, юго-западное

падение, осложненное сериями изоклинальных складок. Сочленение моноклинали с пологой ступенью происходит через тектоническое нарушение северо-западного простирания, хорошо прослеживающееся на аэрофотоснимках и отраженное в магнитном поле.

Характер Микулкинской антиклинали в плане близок к куполовидному, а осложняющие ее мелкие складки напоминают структуры течения, возникающие при повышенной пластичности слоев на значительной глубине в условиях высоких температур. Морфология Микулкинской антиклинали позволяет считать ее гнейсовым куполом, обусловленным локальным тепловым потоком.

Кливаж в породах микулкинской серии слабо выражен, и лишь на крыльях Микулкинской антиклинали развит кливаж разлома. В осевой ее части большим развитием пользуются трещины субмеридионального и субширотного простирания, обычно выполненные пегматитовыми жилами. Протяженность отдельных жил достигает 1–1,5 км, мощность их обычно не превышает 3–5 м, падение близко к вертикальному. Пегматитовые жилы имеют резко секущие контакты с вмещающими сланцами, в зонах контакта наблюдается изгибание и изменение простираний пластов. Большинство пегматитовых жил, наблюдавшихся вдоль побережья моря севернее мыса Микулкин, имеет субмеридиональное простирание, близкое к простиранию береговой линии, а южнее мыса – субширотное, также параллельное берегу. Эти данные дают основание предполагать, что Юго-Восточный блок Канинского антиклинория ограничен разломами меридионального и северо-западного простирания, отделяющими его от Северотиманского антиклинория.

Переход к зоне Табуевской моноклинали в пределах Юго-Восточного блока происходит по полосе чередующихся участков крутого моноклиналиного залегания пород и плоских уступов, осложненных мелкими складками. В пределах уступов сильно выражен кливаж северо-западного простирания с крутым, до вертикального, падением. Складчатые уступы нередко связаны и, возможно, даже обусловлены воздействием внедрявшихся тел пластообразных габброидов. Ширина участков складчатого и моноклиналиного залегания пород различна (от нескольких метров до сотен метров). Роль и ширина зон моноклиналиного залегания пород с выдержанным северо-восточным крутым падением увеличивается в северо-восточном направлении.

Более мелкие структуры – Янейская синклиналь и Мадахинская антиклиналь, по-видимому, входящие в состав Канинского антиклинория – почти полностью скрыты под платформенным чехлом (рис. 3). В пределах Мадахинской антиклинали рифейские отложения выходят на поверхность лишь в нижнем течении р. Мадахи. У Янейской синклинали обнажено юго-западное крыло и частично осевая часть складки, представленные породами табуевской серии. На побе-

режье Баренцева моря к осевой части синклинали приурочены интрузии гранитов и сиенитов, вблизи которых метаморфизм сланцев достигает эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Антиклиналь мысов Лудоватых. Сложена верхнерифейской карбонатной толщей, обнаженной лишь в районе мысов Западные и Восточные Лудоватые. Антиклиналь состоит из нескольких складок, разорванных разломами северо-западного простирания. Геологические наблюдения вместе с материалами бурения позволяют интерпретировать структуру полосы доломитов мысов Лудоватых как вытянутое в северо-западном направлении антиклинальное поднятие, которое с юго-востока ограничено взбросонадвигом большой амплитуды. Брекчированность и вертикальное залегание сланцев шойнинской свиты позволяют предполагать нарушение типа сброса вдоль северо-восточной границы полосы распространения верхнерифейских доломитов.

Северотиманский антиклинорий. Структура рифейских отложений Северного Тимана интерпретируется нами как антиклинорий с запрокинутым и осложненным сбросом юго-западным крылом. В центральной части антиклинория выделяется крупная Румяничная антиклиналь, к ядру которой приурочены выходы гранитных массивов Бол. и Мал. Камешек в районе мыса Бол. Румяничный. Рифейские отложения, слагающие юго-западное крыло антиклинали, опрокинуты на юго-запад. Структура их осложнена сбросом и многочисленными интрузиями габброидов. Северо-восточное крыло Румяничной антиклинали в присводовой части имеет крутое (до опрокинутого) северо-восточное падение. Далее на северо-восток оно постепенно выполаживается и осложнено структурами более мелких порядков. В районе мыса Бармин наблюдается складчатое погружение в северо-восточном направлении верхнедокембрийских отложений, представленных ямбозерской свитой. Контакт платформенных отложений силура с породами ямбозерской свиты непосредственно не наблюдался, однако косвенные данные — отсутствие приразломных изменений в северо-восточных выходах пород ямбозерской свиты и в ближайших к ним обнажениях силурийских пород — позволяют предполагать его трансгрессивный характер. На юге Румяничная антиклиналь тектонически граничит с антиклиналью руч. Болванского, северо-восточное крыло которой представлено на руч. Болванском. Юго-западное ее крыло опущено по сбросу северо-западного простирания и перекрыто платформенными отложениями девона. Падение пород, слагающих северо-восточное крыло антиклинали руч. Болванского, крутое ( $40-60^\circ$ ), оно осложнено мелкими складками, часто связанными с силлами слабо метаморфизованных габброидов.

#### 4. История развития тиманид

Канино-Северотиманский мегантиклинорий является одной из структур в протерозойской складчатой системе тиманид. Тиманиды выделены Н.С. Шатским в 1932 г. как область верхнепротерозойской, байкальской, складчатости, являющейся фундаментом северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы с выходами на поверхность на Тимане и п-ове Канин. Эта точка зрения развивалась Н.С. Шатским (1945, 1946) в ряде последующих работ. Взгляды Н.С. Шатского на байкальский возраст складчатости фундамента северо-восточного угла Восточно-Европейской платформы получили дальнейшее развитие в работах В.С. Журавлева, Р.А. Гафарова, В.А. Дедеева, А.К. Запольнова и других исследователей. Следует отметить, однако, что сам Н.С. Шатский в последние годы отказался от первоначальной точки зрения и высказал мысль, что Тиман представляет собой выклинивание структуры типа сложного авлакогена. Как узкую полосу байкальской складчатости, спаявшей в единое целое архейские ядра Баренции и Фенносарматии, рассматривал тиманиды также и Г. Штилле (1968). Эта точка зрения о природе тиманид была поддержана в ряде работ А.А. Богдановым, В.Е. Хаиным, Г.А. Черновым, З.И. Цзю и другими геологами.

Материалы проведенного в последние годы бурения свидетельствуют в пользу первой точки зрения, внося, однако в нее некоторые коррективы.

На северо-восточной окраине Тиманского магнитного минимума скважинами Седуяха-55, 57 и Кипиево-1 вскрыты тонкопереслаивающиеся терригенные породы, метаморфизованные до биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев, аналогичные сланцам тархановской серии Канина Камня. Тонкозернистый первичный состав пород и другие литологические свойства свидетельствуют об отдаленном источнике обломочного материала.

В Большеземельской тундре на Возейской структуре Колвинского вала скв. 51 под платформенными отложениями силура на глубине 4388-4516 м вскрыла кварцевые порфиры и альбитофиры (невадиты), переслаивающиеся с кристаллокластическими туфами и туфо-песчаниками. К востоку от Колвинского вала в Хорейверской впадине скв. Боганская-1 на глубине 4385 м вскрыла выветрелые красно-бурые, ниже сероцветные кварц-карбонат-хлорит-серицитовые сланцы с углами падения 60-90°. Сланцы перекрывают горизонтально залегающие отложения ордовика.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время прямые геологические данные свидетельствуют о присутствии в пределах Большеземельской тундры дислоцированных рифейских отложений, прорванных интрузиями байкальского цикла тектогенеза. В формационном

отношении породы, вскрытые скв. 51, близки к орогенным образованиям. На эпкарьельском острове Восточно-Европейской платформы подобные образования нам неизвестны. Поэтому мнение о том, что фундамент Большеземельской тундры представляет собой моноклинную архейскую глыбу (Чернов, 1972), отпадает.

Результаты геофизического исследования и материалы, полученные при глубоком бурении, совместно с данными изучения докембрийских отложений Тимана и п-ова Канин дают основание рассматривать внутреннюю зону тиманид как гетерогенную геосинклинальную область, развивающуюся по крайней мере со среднего протерозоя. К началу байкальского тектонического цикла, в понимании Б.М. Келлера (1973) и др., эта область была уже в значительной мере консолидирована и состояла из отдельных массивов с материковым типом коры, разделенных узкими эвгеосинклинальными зонами. В результате эльсонской (?) складчатости были созданы сложные складчатые структуры фундамента Печорской впадины.

Тиманиды, так же как и байкалиды юго-востока Сибири, являются очень длительно развивающейся геосинклинальной областью, окончательное оформление структур которой произошло в результате байкальской складчатости, на рубеже венда и кембрия. Длительность формирования тиманид превышает 1200 млн лет (средний-верхний протерозой), развитие же байкалид происходило на протяжении 2 млрд лет (Салоп, 1967). Геофизические данные свидетельствуют о том, что вдоль западного борта Тиманской складчатой системы происходит наложение области рифейского фундамента на простирающие архей-нижнепротерозойского фундамента Русской плиты и Балтийского щита. При этом на юго-востоке соотношение разновозрастных структур происходит почти под прямым углом, а по направлению к северо-западу угол соотношения сглаживается (рис. 9). Представляется, что верхнедокембрийская геосинклинальная область на значительном протяжении заложилась несогласно на архей-нижнепротерозойском фундаменте Русской плиты. Подобное соотношение на юго-востоке Сибирской платформы наблюдается для области карельской и байкальской складчатостей с более древней архейской складчатостью (Замараев, 1967). Однако различие между тиманидами и байкалидами юго-востока Сибири более значительно. В тиманидах, по-видимому, отсутствуют крупные гранитоидные комплексы, широко развитые в байкалидах юго-востока Сибири, длительность геосинклинального развития была более короткой, и оно происходило менее интенсивно и контрастно. Основное же различие заключается в том, что байкалиды юго-востока Сибири, по-видимому, формировались на коре океанического типа (Клитин и др., 1970), тогда как в Тимано-Печорской области проведенные геофизические исследования не дают материалов для такого заключения.

Наоборот, проведенные в 1973 г. Западным геофизическим трестом сейсмологические исследования подтвердили присутствие под Тиманом и Печорской впадиной архей-нижнепротерозойского фундамента.

В рифее основной зоной прогибания являлась область современного Тиманского регионального минимума ( $\Delta T$ ) $\alpha$ . Вероятно, в начале рифея геосинклиналь распространялась на территорию современного Среднего и Южного Тимана. К этому же времени относятся и заложение Яренского и Кажимского авлакогенов, мощность рифейских отложений в которых, по данным геофизических исследований, достигает 10 км. В конце среднего рифея в результате складчатости произошла дифференциация геосинклинали и оформление внутри нее отдельных прогибов и поднятий, вытянутых в северо-западном направлении. С гренвилльской складчатостью, вероятно, связано внедрение основных интрузий и некоторых гранитных массивов на Северном Тимане. В верхнем рифее основная зона прогибания переместилась на западную окраину Тиманской миегеосинклинали, на территорию окраинного прогиба. Здесь обособляются две структурно-фациальные зоны – западная и восточная, на границе между которыми происходит формирование рифогенной карбонатной формации. Образование биогермных известняков и доломитов быстринской свиты происходило на границе различно прогибавшихся зон окраинного прогиба – внутренней и внешней, из которых первая испытывала более интенсивное и длительное прогибание. Окраинный прогиб рифейской Тимано-Уральской геосинклинали, по геофизическим данным (Должанский, 1970; Ярош, 1968), являлся наложенным на северо-восточную окраину дорифейского остова Восточно-Европейской платформы и развивался, по-видимому, неравномерно, в виде отдельных, иногда не связанных между собой глубоких ванн, прогибавшихся до конца развития геосинклинали. На северо-западе окраинный прогиб примыкал непосредственно к жесткому архейскому блоку Балтийского щита и, вероятно, был узким и глубоким, рифтогенным. Внешняя зона окраинного прогиба и прилегающая к ней окраина Восточно-Европейской платформы, испытывавшие длительное опускание в рифее и венде, нами рассматриваются как зона перикратонного опускания (рис. 9).

Вертикальный ряд осадочных и вулканогенно-осадочных формаций рифейской геосинклинали отражает общую направленность ее развития. Для геосинклинали этапа тиманид могут быть выделены три стадии – ранняя, зрелая и предорогенная. В раннюю стадию происходит накопление однообразных тонкозернистых терригенных и вулкано-терригенных пород аспидной формации (отложения нижней части микулжинской и тархановской серий). Зрелая стадия развития геосинклинали характеризуется накоплением мощных флишеидных толщ с прослоями углистых известняков и доломитов. С предорогенной стадией развития связана дифференциация геосинклинали и накопление флишеидных и карбонатных формаций.

Орогенные формации тиманид еще слабо изучены. К ним могут быть отнесены отложения шойнинской свиты на п-ове Канин, песчано-глинистые, обычно пестроцветные породы, вскрытые скважинами в Юго-Западном Притиманье, чурочная серия на Ксенофоновском поднятии и Полюдовом кряже. К орогенному комплексу тиманид, вероятно, относится и верхняя часть рифея Четласского Камня и Джемим-пармы.

Подобный формационный ряд в основных чертах выдерживается в байкалидах юга и юго-востока Сибири (Белянкина и др., 1968; Клитин и др., 1970), хотя и имеет там некоторые отклонения.

Современный структурный план тиманид сформирован байкальской эпохой складчатости. Она сопровождалась внедрением интрузий кислого, щелочного и основного состава. Близкий характер шифр радиологического возраста метаморфизма пород (755-483 млн лет) и прорывающих их кислых и щелочных интрузий (665-445 млн лет) указывает на связь последнего этапа метаморфизма с байкальской эпохой тектогенеза. О более ранних эпохах тектогенеза свидетельствуют редкие радиологические данные возраста метаморфизма пород (755 млн лет) и прорывающих их интрузий (1300 млн лет) и наличие участков с четко проявленным регрессивным метаморфизмом. Сравнительно высокий радиологический возраст интрузий кислого и щелочного состава по сравнению с возрастом вмещающих их отложений на Канине, Северном Тимане и в пределах Печорской впадины может быть объяснен также большим перерывом между окончанием осадконакопления и складчатостью. Явления большого разрыва во времени между замыканием крупных прогибов и последующей складчатостью заполнявших их отложений свойственны прогибам миеосинклинального характера, располагавшимся по периферии древних платформ (Грецкая, Моссаковский, 1969).

Каледонский тектогенез не оставил заметных следов, так как осадки этого времени имеют весьма незначительное распространение. По-видимому, он не оказал сколь-либо значительного влияния на структурный план байкалид. С ним, вероятно, связаны жильные тела аплитов, с радиологическим возрастом 445 млн лет (Мальков, 1966), секущие граниты на Северном Тимане.

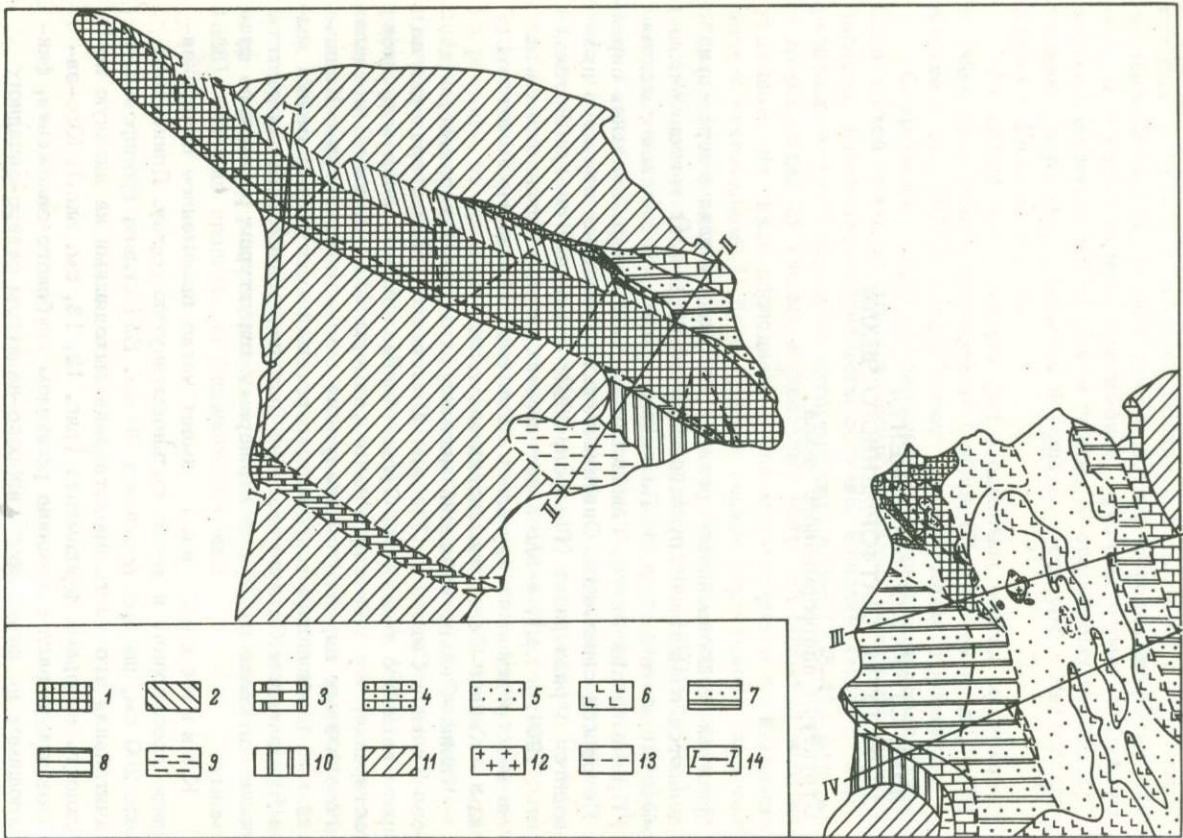
## ВЛИЯНИЕ СТРУКТУР ФУНДАМЕНТА НА СТРУКТУРЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

### 1. Структуры платформенного чехла

В пределах вышеописанного региона и смежных с ним территорий выделяются следующие крупнейшие (надпорядковые) тектонические элементы: восточный склон Балтийского щита, Мезенская синеклиза, Притиманский желоб, Тиманская гряда и северо-западная окраина Печорской синеклизы. Описание этих крупнейших структур производится в ряде работ (Гафаров, 1963; Тектоника севера Русской плиты, 1969, и др.), и здесь нет смысла на нем останавливаться. Нами непосредственно изучалась лишь северная часть Тиманской гряды — Канино-Северотиманский мегавал.

Канино-Северотиманский мегавал охватывает территорию п-ова Канин и Северного Тимана. Южная его граница проходит по широте верхнего течения р. Сулы. Мегавал имеет северо-западное простирание, его ориентировочные размеры 400×120 км. В пределах мегавала нами выделяются следующие основные структуры: Канинский вал, Шойнинская депрессия, горстовый выступ фундамента мысов Лудоватых и Северотиманский вал, пространственно соответствующие антиклинорным и синклинорным структурам рифейского фундамента.

Канинский вал имеет четко выраженное северо-западное простирание и узкую сильновытянутую форму. Длина вала около 200 км, ширина достигает 30 км. Вал сильно эродирован, и значительная его часть представлена выходящими на дневную поверхность породами фундамента (рис. 12, 13, см. вкл.). Юго-западное крыло вала осложнено разломом глубокого заложения, фиксирующимся на поверхности взбросо-надвигом северо-западного простирания, по которому соприкасаются породы верхнерифейского фундамента и верхнедевонские отложения платформенного чехла.



В приразломной зоне девонские отложения круто (60–80°) падают к юго-западу. Такое падение выдерживается на протяжении 400 м, а далее к юго-западу эти отложения лишь полого складчатые.

В осевой части вала отложения палеозоя отсутствуют. На северо-восточном его крыле они с размывом и угловым несогласием залегают на породах фундамента. На фоне общего моноклинального погружения палеозойских отложений к северо-востоку в силурийских и девонских породах наблюдаются складки с амплитудой до первых десятков метров, вытянутые в северо-западном направлении, а также разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного простираний. В базальных пластах силурийских отложений по р. Рыбной наблюдаются две системы трещин, унаследованных от кливажных систем фундамента: 1) азимут простирания 300°СЗ, угол 50°ЮЗ; 2) азимут простирания 40°СВ, угол 90°, быстро затухающих вверх по разрезу.

Канинский вал до позднемезозойской денудации являлся асимметричной структурой сундучного типа с плоским сводом, крутым юго-западным и сравнительно пологим северо-восточным крыльями. Морфология вала отражает структуру его рифейского фундамента, и поэтому Канинский вал можно рассматривать как унаследованную, отраженную от фундамента структуру платформенного чехла.

Шойнинская депрессия расположена между горстом мысов Лудоватых и Канинским валом и обладает четко выраженным северо-западным простиранием. Она выполнена палеозойскими, мезозойскими и четвертичными отложениями мощностью более 1000 м. В средней части депрессии близ устья р. Надтей проходит разлом северо-западного простирания, по которому подняты и выведены на дневную поверхность отложения палеозоя. На побе-

---

Рис. 12. Геологическая карта Северного Тимана и п-ова Канин. Составил В.Г. Гецен по материалам личных исследований с использованием геологических карт Е.М. Люткевича (1953) и Коми филиала АН СССР.

1 – нижнерифейский–среднепротерозойский (?) комплекс: миккулкинская и тархановская серии на хр. Канин Камень, барминская серия на Северном Тимане; 2–3 – средне-верхнерифейские отложения; 2 – табуевская серия; 3 – свита мысов Лудоватых; 4 – силурийские отложения; 5 – ниже-среднедевонские отложения; 6 – базальты франского яруса; 7 – верхнедевонские отложения; 8 – визейско-артинские отложения; 9 – кунгурско-триасовые отложения; 10 – юрские отложения; 11 – кайнозойские отложения; 12 – байкальские интрузии; 13 – тектонические нарушения; 14 – геологические разрезы.

режье Чешской губы в приразломной зоне обнажены пермские отложения, осложненные мелкой складчатостью и погружающиеся к северо-востоку под углами 10–20°. На побережье Белого моря с этой зоной разлома, возможно, связан разрушенный выход девонских песчаников южнее устья р. Сальницы.

Северотиманский вал в значительной степени также эродирован, но меньше, чем Канинский вал. Он вытянут в север-северо-западном направлении и имеет ориентировочные размеры по кровле нижнепермских отложений 70×150 км, причем его ось погружается на юг-юго-запад. В осевой части вала обнажены породы рифейского складчатого фундамента, прорванные интрузиями кислого и основного состава. Широкая плоская сводовая часть вала сложена силурийскими, ниже- и среднедевонскими отложениями, а также кумушкинской свитой франского яруса. Палеозойский платформенный чехол изогнут в пологие складки, нарушенные многочисленными разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания. Пологая сводовая часть вала ограничена разломом глубокого заложения. Западный разлом имеет север-северо-западное простирание, он четко прослеживается вдоль среднего течения р. Волонги, а затем поворачивает на северо-запад. Восточный разлом ограничивает с востока базальтовый покров, обнаженный по рекам Белой, Иевке, Щучьей и др. В платформенном чехле эти разломы фиксируются как сбросы. Вдоль западного, Волонгского, разлома в опущенном юго-западном крыле вала, сложенном франскими отложениями, наблюдаются мелкие интенсивные (до изоклинальных) приразломные складки, свидетельствующие о направленных на юго-запад тангенциальных напряжениях.

Северо-восточное крыло вала имеет сравнительно простое строение и представляет собой пологую моноклираль, осложненную отдельными мелкими пологими складками и флексурами, погружающимися к северо-востоку. Юго-западное крыло вала сложено толщей палеозойских и мезозойских отложений. В приразломных участках наблюдаются антиклинальные и синклинальные складки северо-западного простирания, обычно асимметричные, с пологими юго-западными и более крутыми северо-восточными крыльями.

Северотиманский вал является прямым продолжением Канинского вала. Эти структуры тесно связаны общностью истории геологического развития в верхнем докембрии и палеозое. Разделение этих структур, видимо, произошло на заключительном этапе байкальской складчатости, когда юго-восточная часть Канино-Северотиманского мегантиклинория была опущена по разлому и несколько сдвинута на северо-восток. Направление этого разлома зафиксировано трещинами северо-восточного простирания, заполненными пегматитовыми жилами.

## 2. Структурные этажи платформенного чехла Канино-Северотиманского мегавала

В платформенном чехле Канино-Северотиманского вала наблюдается несколько структурных этажей: силурийский, девонский, визейско-артинский, кунгурско-триасовый, юрско-меловой и кайнозойский, разделенных перерывами или угловыми несогласиями.

С и л у р и й с к и й структурный этаж образован известняково-глинистой, песчано-карбонатной и карбонатной формациями. На Северном Тимане он представлен отложениями лландоверийского яруса (Коссовой, 1963), образованного песчано-карбонатной и карбонатной формациями (67 м), с размывом перекрывающимися мало мощной пачкой (10 м) известковистых песчаников и песчанистых известняков лудлова. На п-ове Канин он образован карбонатно-терригенными и известняковой формациями. Нижняя известняково-песчано-глинистая формация лландоверийского возраста (30-70 м) образовалась в условиях островного моря и небольших лагун. Она представлена зеленовато- и желтовато-серыми глинистыми известняками и песчанистыми известняками с ходами червей и остатками криноидей, остракод и брахиопод плохой сохранности с пачками оскольчатых пелитолитов и алевролитов. Выше формация (20 м) светло-серых известняков с обильной фауной строматопор, колоннальных кораллов, криноидей. Выше терригенно-карбонатная формация (60-70 м) лудловского возраста, представленная глинистыми известняками и песчанистыми доломитами с пачками пестроцветных известковистых глин, с линзами и тонкими прослоями гипса-селенита, Силурийские отложения Северного Тимана и п-ова Канин формировались в пределах единой структурно-фациальной зоны в условиях мелководного, часто пересыхающего островного бассейна, на отдельных этапах сменявшегося лагуной.

Породы силурийского структурного этажа залегают с перерывом и резким угловым несогласием на рифейских сланцах. Вблизи разломов, ограничивающих блоки фундамента, они смяты в пологие складки и разбиты разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания. В базальных слоях силура прослеживаются те же направления трещин, что в подстилающих сланцах рифея, но вверх по разрезу эти трещины исчезают.

Девонский структурный этаж на Северном Тимане образован нижне-, средне- и верхнедевонскими отложениями, на п-ове Канин - лишь породами франского яруса. На Северном Тимане он состоит из трех структурных подэтажей: нижне-среднедевонского, представленного формацией косослоистых кварцевых песчаников и конгломератов (до 200 м); франского - образованного вулканогенно-осадочной (500-900 м) и трапповой, до 250 м (Чер-

нов, 1961) формациями; фаменского – представленного терригенно-карбонатной, на западном склоне угленосной, формацией (до 250 м). На п-ове Канин девонский структурный этаж распространен лишь в юго-восточной части Канина Камня, где его мощность достигает 250 м. Он представлен глинисто-песчано-алевритовой, в нижней части вулканогенно-осадочной, формацией франского яруса с покровами базальтов (до 100 м).

Нижне-среднедевонский структурный подэтаж представлен озерными и прибрежно-морскими образованиями, залегающими с размывом на различных горизонтах силура или непосредственно на метаморфических сланцах. Минералогический состав пород свидетельствует об их образовании за счет разрушения осадочно-метаморфического комплекса Канина Камня и Северного Тимана и коры выветривания на нем. Начало франской эпохи характеризуется активизацией тектонического режима, расколами фундамента и излияниями базальтовой магмы. Область прогибания захватывает и территорию юго-восточной части Канина Камня. На Северном Тимане в это время обособляются три структурно-фациальные зоны: Волонгская, Чайцынская (Островная) и Индигская (Бархатова, 1963; Косовой, 1971), в пределах которых верхнедевонские отложения различаются по мощности и условиям накопления. Границы структурно-фациальных зон соответствуют зонам разломов глубокого заложения. Формирование пород франской вулканогенно-осадочной формации происходило в прибрежно-морских, лагунных, реже континентальных (Чайцынская структурно-фациальная зона) условиях. Отложения фаменского яруса образованы формацией (250 м) кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов, с пластами известняков, мергелей и каменного угля. Верхняя часть структурного подэтажа в Волонгской зоне представлена белыми кварцевыми песчаниками с повышенными концентрациями циркона и ильменита.

Тектоника девонского структурного этажа различна в его структурных подэтажах. Нижне- и среднедевонские отложения не образуют складок. В осевой части Северотиманского вала они залегают практически горизонтально, а на его склонах участвуют в строении моноклиналей. Верхнедевонские отложения, обычно представленные тонкочередующимися породами различного гранулометрического состава, обнажены на склонах Северотиманского и Канинского валов. Они смяты в пологие складки, вытянутые в северо-западном и субширотном направлениях параллельно преобладающим направлениям разломов или образуют моноклинали. Интенсивность складок возрастает в приразломных участках, в удалении от них, складки постепенно исчезают.

Визейско-артинский структурный этаж представлен карбонатной формацией с субформациями белых детритовых известняков, песчанистых известняков и доломитов, доломитизирован-

ных известняков и доломитов. На п-ове Канин рассматриваемый структурный этаж образован в основном средним и верхним карбонем и ассельским ярусом нижней перми в сокращенном объеме (Гецен, Михайлова, Кошелева, 1973). Породы визейско-аргинского структурного этажа залегают с размывом и угловым несогласием на различных горизонтах девона или непосредственно на породах фундамента. Наблюдается двукратное чередование субформаций песчаных известняков и доломитов с пластами известковистых песчаников и конгломератов (20–40 м) и субформации белых детритовых органогенных известняков (30–60 м). Образование пород происходило в условиях мелководного островного моря, частично в лагунной обстановке. На Северном Тимане строение визейско-аргинского структурного этажа заметно изменяется в структурно-фациальных зонах, развивающихся с девона (Бархатова, 1963). На западном склоне, в Волонгской структурно-фациальной зоне, отложения нижнего карбона (45 м) представлены в очень сокращенном объеме терригенно-карбонатной формацией. Отложения среднего и верхнего карбона (320–330 м), а также ассельского и сакмарского ярусов нижней перми (около 100 м) представлены более полно карбонатными образованиями с богатой фауной. В осевой части Северотиманского вала образования каменноугольных и нижнепермских отложений не происходило. В Сульско-Индиговской зоне разрез каменноугольных отложений сокращен (120 м) и по характеру формаций близок к строению визейско-аргинского структурного этажа на северо-восточном склоне Канина Камня. Нижнепермские отложения, представленные ассельским, сакмарским и аргинским ярусами (до 200 м), образованы морской карбонатной формацией с богатой фауной.

Породы, слагающие визейско-аргинский структурный этаж, почти не дислоцированы, но в зонах нарушений участвуют в строении флексур (рис. 13), изредка осложненных мелкими пликативными дислокациями (Волонгский разлом на Северном Тимане).

Кунгурско-триасовый структурный этаж наиболее полно представлен по юго-восточному побережью средней части полуострова Канин. Здесь он образован следующими формациями: кварцевых песчаников с базальным карбонатным цементом кунгурского яруса (20 м); серых песчаных известняков и доломитизированных известняков казанского яруса (около 150 м) (Люткевич, 1953; Плотников, 1961); чередующихся пестроцветных глин, известняков, мергелей, известковистых песчаников и доломитов с прослоями углей и оолитовых известняков татарского яруса (около 250 м); пестроцветных глин триаса с желваками мергеля (свыше 20 м) (Люткевич, 1953). Формирование отложений кунгурско-триасового структурного яруса происходило в лагунных, прибрежно-морских и континентальных условиях. Характер и интенсивность дефор-

маций в нем не отличаются от таковых в породах визейско-артинского структурного яруса.

На Северном Тимане кунгурско-триасовый структурный этаж развит лишь на склонах Северотиманского вала. В полном объеме он вскрыт скв. Пеша во впадине у подножья западного склона вала. Здесь он представлен мощной толщей (около 1000 м) преимущественно карбонатных пород с пачками глин, песчаников и гипсов (Буданов, Молин, 1971; Ефремов, Молин, Плотников, 1972).

Юрско-меловой структурный этаж представлен терригенной формацией, состоящей из переслаивающихся песков, глин, известковистых песчаников с линзами угля, залегающей с размывом и угловым несогласием на различных горизонтах палеозоя и триаса. Породы юрско-мелового структурного этажа залегают практически горизонтально, и, по-видимому, были развиты по всей территории Северного Тимана и п-ова Канин, но в результате глыбовых подвижек в сводовой части Северотиманского мегавала были размыты и сохранились лишь во впадинах, примыкающих к валу с юго-запада. На п-ове Канин видимая мощность структурного этажа около 20 м (Люткевич, 1953), в Пешской впадине она достигает 100 м (Кравец, 1962 г.). В пределах осевой части Канинского вала юрские и меловые отложения наблюдаются лишь в валах.

Кайнозойский структурный этаж образован песчано-глинистыми и галечниково-песчано-глинистыми отложениями, покрывающими почти всю территорию Северного Тимана и п-ова Канин. В сводовых частях положительных тектонических структур мощность кайнозойского структурного этажа сильно сокращена (от 0 до 20 м) и местами коренные породы выходят на поверхность, в депрессиях мощность кайнозойских отложений достигает 100-150 м.

Проведенный анализ свидетельствует, что в течение всего фанерозоя сохраняется преобладающее унаследованное воздымание сводовых частей основных антиклинальных структур (Канинский, Северотиманский валы, Седухинское поднятие), при общей тенденции региона к опусканию. В пределах сводовой части Канино-Северотиманского мегавала накапливались осадки меньшей мощности по сравнению с окружающими районами и формирование их происходило в более мелководной обстановке при наличии значительных перерывов в осадконакоплении. После байкальской складчатости, оформившей структуру рифейского фундамента, область Канинского и Северотиманского валов испытывала длительное воздымание и в течение венда, кембрия и ордовика являлась поставщиком обломочного материала в окружающие районы. В силуре море кратковременно проникало на Северный Тиман и в восточную часть Канина Камня, но в течение нижнего, среднего девона и значительного отрезка раннего карбона область Канина Камня являлась источником сноса обломочного материала.

Герцинская эра тектогенеза, зафиксированная в двух фазах, сформировала структурный план палеозойского осадочного чехла. Первая фаза проявилась в раннефранскую эпоху. Она сопровождалась расколами фундамента, излиянием базальтов и заложением флексур на склонах валов. Следующая фаза (поздний девон-ранний карбон) отражена несогласным налеганием каменноугольных известняков на различные горизонты девона и на метаморфические сланцы. Нижнетриасовые отложения на п-ове Канин, так же как и на Тимане, залегают на породах татарского яруса без углового несогласия (Плотников, 1961; Разницын, 1968), тогда как отложения средней юры лежат несогласно на различных горизонтах триаса и палеозоя. Глыбовая структура Северного Тимана и п-ова Канин была окончательно сформирована в начале мезозоя, в промежуток времени между нижним триасом и средней юрой. Последовательное упрощение тектонических форм в структурных ярусах платформенного чехла свидетельствует о постепенном замирании тектонической активности рассматриваемой территории.

### 3. Влияние структур фундамента на структуры платформенного чехла

Приведенная краткая характеристика платформенного чехла Северного Тимана и п-ова Канин показала значительную роль унаследованного развития его структур от структур рифейского складчатого фундамента. Структуры платформенного чехла на изученной территории несут черты, характерные для структур молодых плит. Они в общих чертах отражают тектонику рифейского фундамента, наследуя лишь общий облик окончательного структурного плана фундамента, оформившегося в полуплатформенной, частично стабилизировавшейся обстановке заключительными фазами байкальского тектогенеза. Разломы, обусловившие окончательную структуру рифейского фундамента, сохраняли подвижность в палеозое и оказывали решающее влияние на условия палеозойского осадконакопления. Так, границы структурно-фациальных зон, существовавших на территории Северного Тимана в девонский, каменноугольный периоды и в нижнепермскую эпоху, непосредственно соответствуют зонам разломов глубокого заложения. Канино-Северотиманский мегантиклинорий, сформированный байкальским тектогенезом, продолжал унаследованное развитие в палеозое. Это обусловило сокращенный разрез палеозойских и мезозойских отложений в его сводовой части (рис. 13). Та же картина наблюдается на Седухинском и Кипиевском поднятиях, в сводовых частях которых разрез палеозоя сокращен. Эта

закономерность для Печорской впадины в целом отмечалась уже Н.Н. Тихоновичем (1946), А.Я. Кремсом (1948), П.Е. Оффманом (1961), В.А. Разницыным (1964), В.А. Дедеевым (Дедеев и др., 1969) и другими исследователями. По их мнению, для Печорской впадины свойственны как структуры, унаследованные от внутреннего строения фундамента, так и интенсивные новообразованные структуры, связанные с обновлением разломов фундамента. Унаследованность структур платформенного чехла от структур фундамента рассматривалась главным образом как отражение глыбовых движений фундамента в платформенном чехле. Например, отмечалось соответствие большинства локальных структур чехла неровностям поверхности фундамента (Разницын, 1964). Проведенные нами исследования показали, что эта связь совсем не формальная. Волнообразные пологие изгибы платформенного чехла слабо, но определенно связаны со складчатыми структурами фундамента, что ранее предполагалось Н.Н. Тихоновичем (1946). Однако тесная связь структур фундамента и платформенного чехла, по-видимому, характерна лишь для северной части Печорской впадины. В ее юго-восточной части, а также в Южном Тимане, на развитие структур платформенного чехла большое влияние оказывало также заложение и развитие Предуральского краевого прогиба.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фундамент Печорской экзогональной впадины является более молодым и более мобильным по сравнению с эпикарельским остовом Восточно-Европейской платформы. В верхнем докембрии ее территория входила в состав геосинклинального пояса огромной протяженности (Урало-Монгольский геосинклинальный пояс, по М.В. Муратову, 1970), образуя ее Тимано-Уральскую часть.

Тимано-Уральская рифейская геосинклиналь испытывала длительное (свыше 1 млрд лет) неравномерное развитие. Ее внешняя, миогеосинклинальная, часть, по имеющимся геофизическим данным, заложилась несогласно на карельском складчатом основании. В пределах миогеосинклинали нами, так же как и другими исследователями (Журавлев, Гафаров, 1959, и др.), выделяется внутренняя зона и внешняя зона, или область окраинного прогиба рифейской геосинклинали. Докембрийские отложения п-ова Канин и Северного Тимана формировались в пределах внутренней зоны миогеосинклинали. Они представлены мощным комплексом терригенных и карбонатно-терригенных пород, содержащих на Северном Тимане и в юго-восточной части Канина Камня многочисленные пластовые интрузии основного состава. Докембрийский комплекс интенсивно дислоцирован и подвергнут зональному региональному метаморфизму. Осевые части антиклинорных складчатых сооружений фундамента на Канином Камне и Северном Тимане обнажены (рис. 9). В составе докембрийского комплекса выделяются два структурных этажа: условно среднепротерозойский-нижнерифейский, представленный породами микулжинской и тархановской серий, и среднерифейско-вендский, образованный породами табуевской серии и свиты мысов Лудоватых, на рубеже которых наблюдается скачкообразное изменение степени метаморфизма пород.

Микулжинско-тархановский структурный этаж образован темноцветной сланцевой и флишоидной кварцито-сланцевой формациями. Слагающие их породы метаморфизованы от биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев до ставролит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Серии представлены глинистыми, алевролитовыми и песчаными породами, обычно тонкочередующимися, с горизонтальной, волнистогоризонтальной и линзовидно-волнистой слоистостью. На Северном Тимане этот структурный этаж, соответствующий начальным этапам развития рифейской геосинклинали, представлен породами барминской серии. Вероятными аналогами пород, слагающих нижний структурный этаж, являются на Шпицбергене - надсерия Нижняя Гекла-Хук, в Норвегии - группы Лаксефьорд и Рагго Финмаркена, или формации Райпас и Петсамонтуритт. Общая мощность пород микулжинской и тархановской серий около 8000 м.

Верхнерифейско-вендский структурный этаж образован флишоидной песчано-глинистой, карбонатно-терригенной и карбонатной формациями. На северо-восточном склоне Канина Камня верхнерифейско-вендский структурный этаж образован тонкозернистыми терригенными и карбонатно-терригенными породами табуевской серии, содержащими верхнерифейские акритархи, в средней части п-ова Канин - свитой мысов Лудоватых, образованной доломитами с верхнерифейскими строматолитами и онколитами, и шойнинской свитой, состоящей из глинистых сланцев. Метаморфизм пород обычно не выходит за пределы фации зеленых сланцев. Формирование отложений происходило в условиях спокойного тектонического режима со слабым проявлением вулканизма. Мощность верхнерифейско-вендского структурного этажа на Канине Камне - 3500-3700 м, в районе мысов Лудоватых - более 2000 м.

Прошедшая в конце рассматриваемого этапа байкальская эпоха складчатости сопровождалась метаморфизмом и внедрением интрузий кислого и основного состава с абсолютным возрастом 500-600 млн лет. Структура докембрийских отложений в значительной степени обусловлена чешуйчатыми надвигами и моноклиналями, возникшими при горизонтальном сжатии. Дислоцированные породы верхнерифейско-вендского структурного этажа были подняты на поверхность и в дальнейшем входили в состав фундамента.

Резкое отличие строения и развития Канино-Северогиманского мегантиклинория от байкальской структуры рифейских отложений Среднего и Южного Тимана позволило выделить Канино-Северогиманский мегантиклинорий из состава Тиманского краевого поднятия в самостоятельную структуру того же порядка, а к Тиманскому краевому поднятию отнести лишь территорию Среднего и Южного Тимана (область окраинного прогиба рифейской геосинклинали).

Окраинный прогиб испытывал интенсивное погружение в верхнем рифее и венде. Во второй половине верхнего рифея в пределах окраинного прогиба образуются две вытянутые в северо-западном направлении структурно-фациальные зоны, на границе между которыми формировались известняки и доломиты быстринской свиты. Отложения, выполнявшие окраинный прогиб Тимано-Уральской рифейской геосинклинали, значительно отличаются от рифейских отложений внутренней зоны миеосинклинали как по характеру метаморфизма, так и по морфологии и интенсивности дислокаций пород, и в основном своем объеме имеют более молодой возраст.

В конечный этап развития геосинклинали после перерыва и тектонических движений, сопровождавшихся внедрением интрузий габброидов и гранитоидов, происходило формирование молассовой формации. Завершение тиманской складчатой системы связано с байкальской складчатостью, о чем свидетельствует абсолютный возраст прорывающих породы рифея магматических образований. Первый этап регионального метаморфизма рифейских отложений п-ова Канин проявился в конце нижнего (?) рифея в процессе складчатости, сформировавшей сложные структуры в породах микулкинской и тархановской серий. Второй этап регионального метаморфизма происходил в конце рифея и связан с байкальской складчатостью, окончательно оформившей структуру рифейского фундамента и сопровождавшейся внедрением крупных интрузий кислого и щелочного состава.

Исследования, проведенные на п-ове Канин, позволили значительно уточнить строение и развитие его платформенного чехла в палеозое. Установлено, что структуры палеозойского платформенного чехла развивались в значительной степени унаследованно от структур рифейского фундамента.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абакумов С.А. Отложения нижней группы комплекса Гекла-Хук на полуострове Нью-Фрисланд. - В кн.: Материалы по геологии Шпицбергена. Л., 1965.
- Ананьева Е.М., Дорофеев Б.Е. Геофизические методы при установлении связи тектоники и магматизма с особенностями строения коры и верхней мантии на Урале. - В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., 1970.
- Беккер Ю.Р., Негруца В.З., Полевая Н.И. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборея восточной части Балтийского щита. - ДАН СССР, т. 193, № 5, 1970.
- Беляевский В.Н., Борисов А.А., Вольвовский И.С., Щукин Ю.К. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям. - Геотектоника, 1970, № 2.
- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А., Казаков Г.А. Осадочные серии рифейских геосинклинальных разрезов и проблема байкальского цикла. - Геотектоника, 1968, № 3.
- Богданов А.А. О некоторых проблемах тектоники Европы. - Вест. МГУ, сер. IV, геол., № 5, 1961.
- Богданов А.А., Хаин В.Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных. Вместо послесловия к кн.: Штилле. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., 1968.
- Боровко Н.Г., Келль Г.Н., Смирнов Ю.Д. Стратиграфия, условия образования и алмазоносность отложений чурочной свиты (Северный Урал). - В кн.: Материалы по геологии Урала. Л., 1964.

- Буданов Г.Ф., Молин В.А. Уфимский ярус севера Русской платформы. - ДАН СССР, т. 196, № 6, 1971.
- Буряк В.А. Золоторудные формации Ленского золотоносного района. - В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., 1966.
- Буряк В.А. О генезисе сульфидной минерализации Ленского золоторудного района. - Геология и геофизика, 1967, № 1.
- Вассерман Б.Я., Литвиненко Н.И. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности севера Тимано-Печорской провинции. - Геология нефти и газа, 1971, № 9.
- Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., 1972.
- Веселовская М.М. Специфические особенности глинистых образований в стадии катагенеза и начального метагенеза на примере изучения вендских и рифейских отложений Русской платформы. - В кн.: Междунар. геол. конгр., XXII сессия, докл. сов. геол. Проблема 7. М., 1964.
- Винклер Г.Ф. Генезис метаморфических пород. М., 1969.
- Виноградов А.П., Тугаринов А.И. Геохронология докембрия. - Геохимия, 1961, № 9.
- Винснес Т.С. Докембрий Шпицбергена и острова Медвежий. - В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., 1968.
- Владимирская Е.В. Девонские отложения Колво-Вишерского края. - Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 90, Л., 1955.
- Волочаев Ф.Я., Кукушкин А.И., Львов К.И. К стратиграфии древних толщ Тимана. - ДАН СССР, т. 173, № 6, 1967.
- Гаррис М.А., Постников Д.В. Геохронология докембрия востока Русской платформы и миогеосинклинальной области Урала. - В кн.: Геохронология докембрия. М., 1970.
- Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 85, М., 1963.
- Гецен В.Г. О лейкоксене и минеральных новообразованиях титана в осадочно-метаморфических породах Северного и Среднего Тимана. - В кн.: Матер. второй Коми республ. молодежн. научн. конфер. Сыктывкар, 1967.
- Гецен В.Г. О литологии и условиях осадконакопления докембрийских отложений Северного Тимана. - Тр. ИГ Коми филиала АН СССР, вып. 8, Сыктывкар, 1968.

- Гецен В.Г. О стратиграфическом и тектоническом положении верхнерифейской карбонатной толщи Тимана и п-ова Канин. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 45, вып. 1, 1970а.
- Гецен В.Г. Стратиграфия и структура рифейских отложений Вымско-Кедвинской гряды (Тиман). - В кн.: Матер. четвертой Коми республ. молодежи. научн. конфер. Сыктывкар, 1970б.
- Гецен В.Г. Стратиграфия и структура рифейских отложений п-ова Канин. - ДАН СССР, т. 196, вып. 4, 1971а.
- Гецен В.Г. Некоторые особенности регионального метаморфизма рифейских отложений Тимана и п-ова Канин. - Тр. ИГ Коми филиала АН СССР, вып. 14, Сыктывкар, 1971б.
- Гецен В.Г. Строение рифейского фундамента Северного Тимана и п-ова Канин. - В кн.: Матер. VII геол. конфер. Коми АССР. Сыктывкар, 1971в.
- Гецен В.Г. Сопоставление отложений верхнего докембрия Тимана (Четласский Камень) и западного склона Урала (Полудовское поднятие). - В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск, 1971 г.
- Гецен В.Г. Геохимия верхнерифейских карбонатных пород Тимана и п-ова Канин. - Тр. ИГ Коми филиала АН СССР, вып. 12, Сыктывкар, 1972а.
- Гецен В.Г. Основные структуры тиманид северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы. - В кн.: Ежегодник-1971 ИГ Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1972б.
- Гецен В.Г., Иванова Т.И. О влиянии метаморфизма на распределение малых элементов в осадочно-метаморфических породах Северного Тимана. - Тр. ИГ Коми филиала АН СССР, вып. 9. Сыктывкар, 1968.
- Гецен В.Г., Михайлова З.П., Кошелева В.Ф. Новые данные о каменноугольных и нижнепермских отложениях п-ова Канин. - В кн.: Ежегодник-1972 ИГ Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1973.
- Гецен В.Г., Наумов А.Н. Новые данные по геологии п-ова Канин. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 4.
- Гецен В.Г., Юшкова Г.Е. Корреляция рифейских отложений Среднего Тимана по элементам-примесям в обломочном кварце. - В кн.: Ежегодник-1973 ИГ Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1974.
- Гревингк К.И. Путешествие на полуостров Канин, с приложением статей Ф.Н. Чернышева, А.П. Карпинского, С.Н. Никитина. - Прилож. к 67 т. Зап. Имп. Акад. наук, № 11, СПб, 1891.
- Грецкая Т.А., Моссаковский А.А. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и

- триаса на севере Центральной Монголии. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 2.
- Гринсон А.С., Смирнов Ю.Д. О строении кристаллического фундамента Русской платформы на границе с северо-восточным складчатым обрамлением. - ДАН СССР, т. 203, № 1, 1973.
- Дедеев В.А., Запольнов А.К., Кратц К.О., Лукашев А.Д., Сафронов П.Н. Сравнительная тектоника Мезенской и Печорской синеклиз. Л., 1969.
- Должанский Б.Г. Строение фундамента Тимано-Печорской плиты и методика его изучения по геолого-геофизическим данным (в связи с оценкой перспектив нефтегазосности). Автореф. канд. дисс. Л., 1971.
- Ефремов И.В., Молин В.А., Плотников М.А. Разрез татарского яруса на побережье Чешской губы. - ДАН СССР, т. 206, № 3, 1972.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 232, М., 1972.
- Журавлев В.С., Гафаров Р.А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы. - ДАН СССР, т. 128, № 5, 1969.
- Журавлев В.С., Забродин В.Е., Раабен М.Е., Черный В.Г. К стратиграфии фундамента Тиманского кряжа. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 2, 1966.
- Журавлев В.С., Осадчук М.И. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35, вып. 5, 1960.
- Журавлев В.С., Осадчук М.И. Тектоническое положение кислоручейской свиты в составе рифейского складчатого фундамента Тимана. - ДАН СССР, т. 146, № 5, 1962.
- Забродин В.Е. Микрофитолиты рифея Урала и Шпицбергена. Автореф. канд. дисс. М., 1967.
- Забродин В.Е. Катаграфии группы *Vesicularites Reitlinger*, их диагностические признаки и методика изучения. - В кн.: Проблематика пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана. М., 1968.
- Залипухин М.И. Новые данные по геологическому районированию Тимано-Печорской депрессии (по аэромагнитным данным). - В кн.: Аэромагнитная съемка в геологии. М., 1963.
- Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., 1967.

- З андер В.Н., Томашунас Ю.И., Берковский Л.Н., Суворова Л.В., Дедеев В.А., Кратц К.О. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., 1967.
- З аридзе Г.М., Татришвили Н.Д. Петрология метаморфических образований северного склона Большого Кавказа. Тбилиси, 1967.
- И в а н о в а В.П. Термограммы минералов. - Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, 2-я серия, вып. 1, М., 1961.
- И в е н с е н Ю.П. О возрасте магматических образований п-ова Канин и Северного Тимана. - Тр. Коми филиала АН СССР, № 10, Сыктывкар, 1960.
- И в е н с е н Ю.П. Магматизм Тимана и п-ова Канин. М.-Л., 1964.
- И г о л к и н а Н.С. Глубинное строение территории западного Притиманья. - В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1965.
- К а л ю ж н ы й В.А. Метаморфические древние толщи и металлогенические черты Тимана. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 6.
- К а л ю ж н ы й В.А. Фации метаморфических сланцев, происхождение и изменение их акцессорных минералов (на примере Тиманского кряжа). - Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1965.
- К а л ь б е р г Э.А. Новые данные по стратиграфии и тектонике Среднего Тимана. - Сов. геология, сб. 33, 1948.
- К е л л е р Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. - Тр. ИГН АН СССР, вып. 104, сер. геол., вып. 34, М., 1949.
- К е л л е р Б.М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. - Тр. ИГН АН СССР, сер. геол., № 37, вып. 109, М., 1952.
- К е л л е р Б.М. Общие вопросы истории развития земной коры в верхнем докембрии. - В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., 1963.
- К е л л е р Б.М. Подразделения единой стратиграфической шкалы докембрия. - ДАН СССР, т. 171, № 6, 1966.
- К е л л е р Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М., 1968.
- К е л л е р Б.М. Тектоническая история и формация верхнего докембрия. М., 1973.
- К е л л е р Б.М., Семихатов М.А. Опорные разрезы рифея материков. - В кн.: Стратиграфия и палеонтология, М., 1968.

- Келлер Б.М., Соколов Б.С. Поздний докембрий севера Мурманской области. — ДАН СССР, т. 133, № 5, 1960.
- Клитин К.А. О тектонике Шпицбергена. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1960.
- Клитин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С. Байкалиды юго-востока Сибири. М., 1970.
- Козицкий В.А., Кузьмин Ю.Д., Куланда Н.В. Некоторые особенности глубинного строения Юго-Западного Притиманья по геофизическим данным (на примере верховьев р. Мезени). — Тр. VII геол. конфер. Коми АССР, т. 1, Сыктывкар, 1971.
- Колокольцев В.Г. К вопросу о происхождении девонских бокситов Тимана. — В кн.: Тезисы пятой Коми республ. молодежи. научн. конфер. Сыктывкар, 1972.
- Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., 1965.
- Копелиович А.В., Симанович И.М. Бластические структуры в некоторых типах метаморфизованных песчаных пород. — Литология и полезные ископаемые, 1966, № 1.
- Коссовой Л.С. Стратиграфия девона Северного Тимана. — В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1971.
- Коссовой Л.С. Стратиграфия девона Северного Тимана. — В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1971.
- Коссовой Л.С., Бархатова В.П. Тиманское поднятие и п-ов Канин. — В кн.: Стратиграфия СССР. Силурийская система. М., 1965.
- Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Виллойской впадины и Западного Верхоянья. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 63, М., 1962.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Фации регионального эпигенеза и метagenеза. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1963.
- Кочетков О.С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л., 1967.
- Кочетков О.С., Поповцева А.А. Альмандин в древних толщах Тимана и Канина. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1969.
- Красильников А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия-раннего палеозоя Шпицбергена. Л., 1973.
- Кремс А.Я. Природа и происхождение структур Южного Тимана и условия формирования залежей нефти. — В кн.: Матер. III геол. конфер. Коми АССР. Сыктывкар, 1948.

- Курбацкая Ф.А. Эпигенез и метагенез в древних толщах западного склона Среднего Урала. — В кн.: Геология и петрография Западного Урала. Пермь, 1968.
- Кушнарева Т.И., Журавлев В.С., Зарх В.П., Саар А.А. К стратиграфии и тектонике фундамента юго-западного Притиманья. — ДАН СССР, 162, № 3, 1965.
- Ленных В.М. Об „удревнении“ калий-аргонового возраста основных пород в тараташском комплексе и зоне Зюраткульского разлома. — В кн.: Ежегодник Ин-та геол. и геохим. Свердловск, 1972.
- Литвиненко И.В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского п-ова и Карелии. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.
- Люткевич Е.М. Геология Канина полуострова. — Тр. ВНИГРИ, вып. 4, Л., 1953.
- Мальков Б.А. Метаморфизованные песчано-карбонатные конкреции в рифейских отложениях хребта Канин. — Тр. ИГ Коми филиала АН СССР, вып. 5, Сыктывкар, 1965.
- Мальков Б.А. Новые данные о возрасте досилурийских интрузивных комплексов Тимана и Канина. — ДАН СССР, т. 170, № 3, 1966.
- Мальков Б.А. О возрасте диабазов в быструхинской свите рифея Среднего Тимана. — ДАН СССР, т. 189, № 4, 1969.
- Мальков Б.А. Петрология дайковой серии щелочных габброидов Северного Тимана. Л., 1972.
- Мальков Б.А., Естафьева А.Д., Малькова Н.А. О возрасте бокситоносных латеритов на Среднем Тимане. — Тр. ИГ Коми филиала АН СССР, вып. 17, Сыктывкар, 1972.
- Мальков Б.А., Плякин А.М., Естафьева А.Д. О возрасте диабазов Четласского Камня. — Тр. ИГ Коми филиала АН СССР, вып. 17, Сыктывкар, 1972.
- Мальков Б.А., Пучков В.Н. Стратиграфия и структура метаморфических толщ Северного Тимана и п-ова Канин. — Тр. ИГ Коми филиала АН СССР, вып. 4, Сыктывкар, 1964.
- Мартынов В.В., Плякина И.Г. Геологическая интерпретация геофизических данных по профилю Вожгора-Ямозеро-Усть-Цильма в связи с проблемой глубинного строения Тимана. — Матер. УП геол. конфер. Коми АССР, Сыктывкар, 1971.
- Меннер В.В., Штрейс Н.А. О тектонических аспектах геохронологической шкалы. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971.

- Младших С.В., Аблизин Б.Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. - Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1967.
- Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. - Геотектоника, 1970, № 2.
- Мурхауз В. Практическая петрография. М., 1963.
- Наливкин А.Б. О стратиграфии и тектонике метаморфической толши Тимана. - В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Ч. 1. Додевон. М., 1962.
- Олли А.И., Романов В.А. Доордовикская история тектонического развития Урала. - Тр. Башкирск. филиала АН СССР, вып. 7, Уфа, 1969.
- Оффман П.Е. Происхождение Тимана. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 58, М., 1961.
- Павловский Е.В. Зона перикратонных опусканий - платформенные структуры нового порядка. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 12.
- Пачуковский В.М. Рифей (верхний протерозой) восточной половины п-ова Канин. - В кн.: Матер. 1У Коми республ. молодежи. научн. конфер. Сыктывкар, 1970.
- Плотников М.А. Новые данные о стратиграфии пермских отложений полуострова Канин. - В кн.: Матер. по геол. и петрогр. Тимана и п-ова Канин. М.-Л., 1961.
- Плякин А.М. Литолого-стратиграфические особенности рифейских отложений западной структурно-фациальной зоны Среднего Тимана. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 7.
- Плякин А.М., Плякина И.Г. Особенности тектонического строения рифейского фундамента Тимана. - Геотектоника, 1972, № 1.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. - Тр. Лабор. докембрия АН СССР, вып. 12, М.-Л., 1961.
- Попов В.И. Использование кларков для оценки баланса химических элементов и вероятности нахождения осадочных месторождений. - В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., 1963.
- Постникова И.Е. Верхний докембрий Восточно-Европейской платформы и возможная его нефтеносность. Автореф. докт. дисс. М., 1972.
- Проводников Л.Я. Фундамент Тимано-Печорской области. - ДАН СССР, 191, № 1, 1970.
- Раабен М.Е. Строматолиты верхнего рифея Полудова кряжа и их вертикальное распространение. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 3, 1964.

- Раабен М.Е. Верхний рифей как подразделение общей стратиграфической шкалы. Автореф. докт. дисс. М., 1971.
- Раабен М.Е., Журавлев В.С. Сопоставление разрезов рифея Полудова кряжа и Южного Урала. - ДАН СССР, т. 147, № 2, 1962.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. Водорослевая проблематика верхнего рифея (строматолиты, онколиты). М., 1972.
- Разницын В.А. Тектоника Южного Тимана. М.-Л., 1964.
- Разницын В.А. Тектоника Среднего Тимана. М.-Л., 1968.
- Разницын В.А. Новые данные о геологическом строении переходной области между Средним и Северным Тиманом. - ДАН СССР, т. 192, № 2, 1970.
- Румянцева Н.А. О проявлении щелочного вулканизма на западном склоне Урала. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала и Тургая. Л., 1960.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М., 1967.
- Салоп Л.И. Общие принципы стратиграфического и геохронологического расчленения докембрия. - В кн.: Геохронология докембрия. М., 1970.
- Сердюченко Д.П. Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. М., 1959.
- Сидоренко А.В., Лунева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., 1961.
- Соболев И.Д. Основные черты глубинного строения Урала. - В кн.: Глубинное строение Урала. М., 1968.
- Соколов В.Н., Красильщиков А.А., Лифшиц Ю.Я. Тектоника архипелага Шпицберген. - Геотектоника, № 2, 1968.
- Солнцев О.А. Метаморфические сланцы. - Тр. ВНИГРИ, вып. 133, Л., 1959.
- Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий (под ред. Б.М. Келлера). М., 1963.
- Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., 1964.
- Тектоника севера Русской плиты. Под ред. В.В. Дедеева, С.М. Домрачева, Л.Н. Розанова. (Тр. ВНИГРИ, вып. 175). Л., 1969.
- Тихонович Н.Н. О структуре Тимацкого кряжа. - Бюлл. МОИП, отдел геол., т. 26, вып. 6, 1946.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Т. 1. М., 1971.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. М., 1967.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. Т. 1. М., 1958.
- Хорева Б.Я. Типы метаморфических комплексов постпротерозойских складчатых областей и проблема метаморфиче-

ских фаций. - Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 158, Л., 1971.

- Хорева Б.Я., Блюман Б.А., Розина Е.Л., Касатов Б.К. Минералогические и структурно-петрологические изменения в породах низких ступеней регионального метаморфизма. - Зап. Всес. минер. об-ва, 2-я серия, ч. 99, вып. 1, М., 1970.
- Цзю З.И. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции. - В кн.: Геология нефти и газа северо-востока европейской части СССР. М., 1964.
- Цзю З.И., Л.С. Коссовой. Тимано-Печорская область. - В кн.: Стратиграфия СССР. Девонская система, кн. 1. М., 1973.
- Чернов А.А. Геологические исследования Северного Тимана. М., 1947.
- Чернов Г.А. Базальты рр. Белой, Б. Светлой и Кумушки-Волонги на Северном Тимане. - В кн.: Матер. по геол. и петрогр. Тимана и п-ова Канин, М.-Л., 1961.
- Чернов Г.А. О неизвестных ранее выходах рифея на р. Лямце Северного Тимана. - Тр. ИГ Коми филиала АН СССР, вып. 8, Сыктывкар, 1968.
- Чернов Г.А. Палеозой Большеземельской тундры и перспективы ее нефтегазоносности. М., 1972.
- Черный В.Г. Стратиграфия и тектоника рифейского складчатого фундамента северо-западной части п-ова Канин. - Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1965.
- Черный В.Г., Черная И.П., Смирнов В.Г. Основные черты металлогении Тимана. - Тр. У1 геол. конфер. Коми АССР, Сыктывкар, 1965.
- Чернышев Ф.Н. О тектонике Тимана и об отношении Тиманской дислокации к другим областям севера Европы. - Зап. Импер. Мин. общ., сер. 2, ч. XXXIV, вып. 1, СПб., 1902.
- Чернышев Ф.Н. Орографический очерк Тимана. - Тр. Геол. ком., т. XII, № 1, Пгр. 1915.
- Чочиа Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. - Тр. ВНИГРИ, вып. 91, Л., 1955.
- Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. - Матер. к позн. геол. строен. СССР, нов. сер., М., вып. 2 (6), 1945.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы, (Сравнительная тектоника древних платформ, Ст. 1). - Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

- Ш а т с к и й Н.С. О прогибах Донецкого типа. Избр. тр., т. 2. М., 1964.
- Ш в е ц о в а И.В. Минералогические особенности титановой руды Ярегского месторождения. - Тр. ИГ, вып. 14, Сыктывкар, 1971.
- Ш р е н к А.Г. Путешествие по северо-востоку европейской части России через тундры самоедов к Северным Уральским горам. Пер. с нем. СПб., 1855.
- Ш т и л л е Г. Древнейшие направления в тектонике Европы. Избр. тр. М., 1965.
- Ш т и л л е Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., 1968.
- Ш т у к е н б е р г А.А. Отчет геологического путешествия в Печорский край и Тиманскую тундру. - Матер. по геологии России, т. 6, вып. 1, СПб., 1875.
- Я к о в л е в Н.Н. Геологические исследования на Южном Тимане. - Изв. Геол. ком., т. 29, № 4, СПб., 1910.
- Я р о ш А.Я. Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом. - В кн.: Глубинное строение Урала. М., 1968.
- Harland W.B. An outline structural history of Spitsbergeh. - Geol. of the Arctic, v. 1, Toronto, 1961.
- Harland W.B., Wilson C.B. The Hecla Hoek succession in Ny Frisland, Spitsbergen. - Geol. Mag. Ld., v. 93, No 4, 1956.
- Ramsay W. Beitrage zur Geologie der Halbinsel Kanin. - Fennia, 31, No 4, 1911.
- Siedleska A., Siedleski St. Litostratigraphical Correlation and Sedimentology of the late Precambrian of Varanger Peninsula and Neighbouring Areas of East Finnmark, Northern Norway. - Norges geol. Ungers., 269, 1972.
- F ø y n S. The Eo-cambrian series of Tana district. - Norsk geol. tidsskr., 17, Hft 2, 1937.
- Wenk E. Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. - Schweiz. Miner. Petrol. Mitt., Bd. 42, No 4, 1962.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
История исследований . . . . .	6
Стратиграфия рифейских отложений Тимана и п-ова Канин	10
1. Рифейские отложения Северного Тимана . . . . .	11
2. Рифейские отложения п-ова Канин . . . . .	25
3. О положении в разрезе рифея карбонатной толщи Тимана и п-ова Канин . . . . .	45
4. Сопоставление рифейских отложений Северного Тимана, п-ова Канин и сопредельных террито- рий . . . . .	66
Основные черты магматизма и регионального метаморфиз- ма рифея Тимана и п-ова Канин . . . . .	74
1. Интрузивные комплексы . . . . .	74
2. Некоторые особенности регионального метамор- физма рифейских отложений Тимана и п-ова Канин . . . . .	82
3. Осадочно-метаморфические формации рифея Тима- на и п-ова Канин и связь с ними полезных ископаемых . . . . .	89
Тектоника рифейского фундамента Тимана и п-ова Канин	93
1. Зональность рифейского фундамента . . . . .	93
2. Структура рифейских отложений окраинного про- гиба Тимано-Уральской геосинклинали . . . . .	97
3. Структура рифейских отложений внутренней зоны миogeосинклинали . . . . .	100
4. История развития тиманид . . . . .	113

Влияние структур фундамента на структуры платформенного чехла . . . . .	117
1. Структуры платформенного чехла . . . . .	117
2. Структурные этажи платформенного чехла Канино-Северотиманского мегавала . . . . .	121
3. Влияние структур фундамента на структуры платформенного чехла . . . . .	125
Заключение . . . . .	127
Литература . . . . .	130

Всеволод Георгиевич Г е ц е н

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРНОГО ТИМАНА  
И ПОЛУОСТРОВА КАНИН

Утверждено к печати  
Институтом геологии Коми филиала АН СССР

Редактор издательства Г.Л. Кирикова  
Художник Я.В. Гаубвурцель  
Технический редактор В.В. Шиханова  
Корректор Л.М. Агаджанова

Сдано в производство и подписано к печати 13/УШ 1975 г.  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага № 1. Печ. л. 9 + 6 вкладок  
(3 7/8 печ. л.) = 12.85 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 10.97.  
Изд. № 5870. Тип. зак. № 606. М-31798. Тираж 700.  
Цена 1 р. 10 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства „Наука“  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12.

1 р. 10 к.

1566



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ