

**ИЗВЕСТИЯ  
КАРЕЛО-ФИНСКОЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ БАЗЫ  
АКАДЕМИИ НАУК СССР**

**SNTL:n TIEDEAKATEMIAN KARJALAIS-SUOMALAISEN  
TIETEELLISEN TUTKIMUSJAOSTON**

**TIEDONANTOJA**

**№ 2**

**ИЗДАНИЕ КАРЕЛО-ФИНСКОЙ БАЗЫ  
АКАДЕМИИ НАУК СССР  
ПЕТРОЗАВОДСК  
1949**

ИЗВЕСТИЯ  
КАРЕЛО-ФИНСКОЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ БАЗЫ  
АКАДЕМИИ НАУК СССР

SNTL:n TIEDEAKATEMIAN KARJALAISSUOMALAISEN  
TIETEELLISEN TUTKIMUSJAOSTON

TIEDONANTOJA

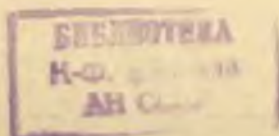
№ 2

ИЗДАНИЕ КАРЕЛО-ФИНСКОЙ БАЗЫ  
АКАДЕМИИ НАУК СССР  
ПЕТРОЗАВОДСК

1949

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член корреспондент АН СССР И. И. Горский (отв. редактор), проф. В. Г. Базанов, проф. П. А. Борнсов, канд. техн. наук С. В. Григорьев, А. В. Иванов (заместитель отв. редактора), канд. истор. наук В. И. Машезерский (секретарь редакции), проф. И. Ф. Правдин.



Л. Я. ХАРИТОНОВ

## ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА дер. ЧЕБИНО — г. МЕДВЕЖЬЕГОРСК — РУДНИК ВОРОНОВ БОР

### ВВЕДЕНИЕ

В вышеуказанном районе в различные годы и разными геологами проводились исследования, однако до настоящего времени нет ясности в геологическом строении этого участка. Здесь широко распространены своеобразные конгломераты Чебино, стратиграфическое положение которых оспаривается.

Конгломераты, обнажающиеся на вершинах возвышенностей, расположенных к югу от р. Кумсы, известны давно. Одни исследователи (А. А. Иностранцев, 4) считали эти породы базальными конгломератами, другие (Ю. С. Неуструев) называли их вулканическими брекчиями. После наших исследований 1936 г. (6,7) мы пришли к заключению о том, что данные породы являются конгломератами, разделяющими карельскую формацию на две разновозрастные серии.

Такое стратиграфическое положение конгломератов Чебино оспаривается некоторыми карельскими и финскими геологами (Н. Г. Судовиков, П. Эскола, Вейринен и М. А. Гилярова). Они считают, что эти конгломераты представляют базальные слои, отделяющие архейские граниты от вышележащей кварцевой формации ятулия, то-есть лежат в основании карельской формации.

Придавая большое значение вопросу о стратиграфическом положении Чебинских конгломератов, в особенности в связи с необходимостью установить положение промышленных на железо гимольских магнетитовых кварцитов, нами были проведены по Карело-Финской Базе АН СССР в 1947 г. дополнительные исследования в районе их распространения и собран новый фактический материал, приближающий нас к однозначному решению этого вопроса. Исследованиям подвергалась небольшая площадь распространения пород карельской формации между д. Чебино, г. Медвежьегорск и рудником Воронов бор. Для этой площади составлена прилагаемая карта в м. 1:100.000. Здесь породы карельской формации имеют почти широтное простирание и прослеживаются по обоим берегам реки Кумсы до города Медвежьегорска и рудника Воронов бор.

Породы карельской формации северной ветви представлены метадиабазами, изредка имеющими миндалевидную текстуру. Ими сложены высокие скалистые гряды, живописно возвышающиеся над окружающей местностью и круто обрывающиеся к долине реки Кумсы. Севернее простирается широкое поле более древних гранитов. Редкие обнажения кварцитов обычно встречаются на границе между гранитами и метадиабазами.

К югу от реки Кумсы также тянутся высокие и узкие гряды кристаллических пород, представленные также метадиабазами, мандельштейнами и порфиритами. Вершины возвышенностей, прилегающих к долине р. Кумсы, сложены конгломератами. Южнее же распространены только метадиабазы, которые еще далее к югу и западу сменяются гранитами, слагающими широкую заболоченную равнину. В ряде пунктов (озера Глубокое, Собачье, Григозеро) на границе распространения диабазов и гранитов встречаются выходы кварцитов.

В тектоническом отношении описываемый участок представляет собой складчатую структуру. Северная ветвь этой структуры представляет крыло синклинали, падающее к югу, а южная и меридиональная ветвь пород карельской формации является южным крылом сложной синклинальной складки, падающим к северу и востоку.

### 1. Кварциты и метадиабазы и их стратиграфическое положение

Стратиграфические соотношения пород карельской формации с древним гранитом устанавливаются довольно ясно.

Всеми исследователями признано, что диабазы и кварциты рассматриваемого участка относятся к породам карельской формации. Дискуссионным, однако, был вопрос о соотношениях этих пород с так называемым Чебинским конгломератом.

А. А. Иностранцевым (4), в период его маршрутных исследований в ряде мест Карелии (район д. Сельги, д. Паданы, д. Свят-Наволоч и др. пунктах), действительно наблюдалось залегание кварцитов на конгломератах, которые состояли из галек и крупных валунов гранитов и гранитоидных, цементированных аркозами и кварцитами. В. М. Тимофеевым (9) и Н. А. Елисеевым (10) в районе д. Сельги, д. Карельской Масельги и на Каличьих островах (Сегозеро) также наблюдались такие же соотношения. Таких же взглядов придерживались и финские геологи, которые считали, что конгломераты как у нас в Советской Карелии, так и на территории восточной Финляндии являются базальными образованиями ятулийской системы протерозоя и породами, определяющими границу между археем и протерозоем. С тех пор среди наших современных геологов прочно укрепилось представление о том, что все полимиктовые конгломераты являются породами, лежащими на границе между археем и протерозоем.

Исследования, проведенные нами на оз. Сегозеро и в Медвежьегорском районе в 1934 и 1935 гг. при детальной геологической съемке толщи кварцитов и сопровождающих их метадиабазов, позволили прийти к другим представлениям и выдвинуть новую стратиграфическую схему. Эта новая схема исходила из того факта, что среди пород карельской формации залегают такие конгломераты, которые не являются самыми нижними слоями разреза карельской формации, а залегают внутри пород этой формации и являются породами, определяющими несогласие и разделяющими последнюю на две самостоятельные системы (серии).

К детальному разбору стратиграфических соотношений пород карельской формации в районе д. Чебно — г. Медвежьегорск — рудник Воронов бор мы ниже и переходим.

Вначале рассмотрим стратиграфические соотношения между кварцевой толщей и более древними гранитами.

#### а) Кварциты и их соотношения с древними гранитами

В районе г. Лысой и в долине р. Кумсы близ г. Медвежьегорска в 1936 г. Белбалткомбинатом была пробурена скважина глубиной около 80 м, которая пересекла дибазы и кварциты, падающие к югу, и вскрыла контакт кварцитов с гранитами. Согласно описанию геолога А. С. Белицкого (2) на контакте отсутствуют базальные полимиктовые конгломераты. Вместо последних здесь наблюдаются своеобразные породы, которые напоминают древнюю кору выветривания гранитного основания — базальные сланцы — метаморфизованные остаточные глины. По простиранию кварцитов к востоку в районе ж.-д. моста через р. Вичку в 1933 г. Неустровым, а в 1936 г. А. Белицким к северу от г. Медвежьегорска в обнажении описан непосредственный контакт с гранитами.

А. Белицкий указывает, что в обнажении, расположенном в 1250 м к СВ от ж.-д. моста через р. Вичку, наблюдается непосредственное наложение кварцита на более древний гранит. На месте соприкосновения кварцита с гранитом наблюдается 1½-метровый слой сильно разложенного гранита. Порода имеет отчетливую гранитную структуру, но полевого шпата в ней нацело серицитизирован и сохранились лишь зерна кварца. Гранит основания также несет следы сильного разложения полевого шпата. На слое разложенного гранита залегает кварцевый конгломерат мощностью 6,0 м. Размеры галек кварца достигают 1—2 см, максимум 10 см в поперечнике. Кварцевые конгломераты содержат также редкую и мелкую гранитную гальку. Выше кварцевых конгломератов залегает толща кварцитов с серицитовым цементом, среди них встречаются слои сливных кварцитов. Мощность толщи кварцитов составляет от 60 до 170 м.

В районе г. Повенца в 200 м от шлюза № 6 геолог В. И. Шмыгалев (11) описал контакт гранитов и кварцитов. Он указывает, что «в контакте с кварцитом граниты выветрелые, плагиоклаз полностью замещен серицитом». Он описал также конгломераты с галькой гранита, дибаза и мандельштейна у шестого шлюза к западу от контакта кварцитов с гранитами. Мощность конгломерата 2—3 м. Соотношения с архейским гранитом здесь не ясные, так как контакт не обнажен.

Описанные контакты характеризуют соотношения кварцитов северного крыла Кумсинской складки с древним гранитным основанием в северном широтном крыле Кумсинской синклинали.

В районе озер Глубокое, Собачье и Григозеро, к западу от линии железной дороги на участке ст. Медвежья гора—разъезд Пергуба в 1947 г. закартированы кварциты в целой серии обнажений, расположенных между гранитами с запада и метадиабазами с востока. Контакты кварцитов с обеими породами здесь не обнажаются. Только в обнажениях у Григозера ясно видно, что метадиабазы залегают стратиграфически выше кварцитов. Под микроскопом кварциты представляют собой рассланцованные породы с удлиненно вытянутыми по сланцеватости извилистыми зернами кварца, обрастаемые вторичным кварцем. Цемент представлен серицитом и хлоритом. В обнажении кварцито-песчаников, нахо-

дящемся ближе всего к граниту, зерна кварца округлые и не несут следов перекристаллизации. В цементе, кроме хлорита и серицита, присутствует в значительном количестве кальцит и чистый вторичный плагиоклаз (шл. 136). Зерна последнего имеют отчетливую зональность. Наружная кайма более кислая, чем внутреннее ядро. Мелкие, почти изометрические зерна зонально угасающего плагиоклаза обнаруживают одинаковую оптическую ориентировку и заключены в крупной порфирибласте кальцита. Здесь, очевидно, имеет место процесс замещения полевого шпата кальцитом с образованием альбита. Кварцит в районе Григозера состоит из довольно крупных почти неокатанных агрегатов зерен кварца, образующих среди серицито-хлоритовой массы групповые скопления, в структурном сочетании, напоминающем кварц гранита. Серицитовая масса сплошной тканью выполняет всю промежуточную массу породы; среди нее обнаруживаются скелетные реликты зерен плагиоклаза. Эта порода напоминает кору выветривания древнего гранита (шл. 81\*). Северо-западное  $330^\circ$  простирание породы устанавливается довольно ясно.

Еще более приближается к такому древнему элювию (кора выветривания) порода из обнажения № 138, расположенного между жел. дорогой и оз. Остречье. Под микроскопом первично гранитная структура породы подчеркивается расположением зерен кварца, не обнаруживающих следов переноса и «сидящих» среди серицитовой массы породы в первоначальном положении. В промежуточной серицитовой массе отчетливо видны реликты таблиц полевого шпата.

Кварциты были также встречены в районе водопада Падун к югу от шоссе на долину. Геологический разрез для этого участка следующий.

Возвышенность, у подножия которой проходит шоссе, сложена мощной толщей полимиктовых конгломератов. Последние (непосредственный контакт) подстилаются крутопадающими к югу рассланцованными кварцитами. Непосредственно у берега р. Кумсы обнажаются рассланцованные метадиабазы. На противоположном берегу реки обнажаются высокие живописные скалы метадиабазов, слагающих крутой обрыв к оз. Кальезеро и р. Кумсе. По простиранию далее на восток указанные кварциты снова появляются на поверхности в 10 км от г. Медвежьегорска. Здесь они представлены грубозернистыми серыми разностями с отчетливой слоистостью. Плоскость напластования кварцитов падает, так же как у Падуна, к югу под углом  $70^\circ$ . Далее на большом протяжении по простиранию к востоку обнажений нет и только приблизительно через 5 км, близ р. Кумсы, на ее правом берегу, в 300 м от устья ручья Кубышкина кварциты снова появляются, но уже имеют падение в обратную сторону, на север  $35-40^\circ$ . Наконец, еще восточнее и юго-восточнее обнажения кварцитов, включающих слои кварцевых конгломератов, встречаются в районе оз. Плотицкого у г. Медвежьегорска. Здесь они имеют простирание  $S3\ 285^\circ$  и очень полого падают к северу под углом  $18-20^\circ$ . Непосредственные контакты с подстилающими породами для описанной толщи кварцитов, прослеженные главным образом от Падуна до оз. Плотицкого, по правому берегу р. Кумсы, нигде не обнажаются. На левом же берегу р. Кумсы этот контакт вскрыт скважиной и описан выше.

Принимая во внимание результаты бурения скважины у г. Лысой, которая была пройдена как раз напротив выходов кварцитов оз. Плотицкого, можно считать, что эта скважина пересекла одну и ту же толщу кварцитов и базальных слоев, лежащих на древнем граните, но только в северном крыле Кумсинской синклинали.

Контакты кварцитов с нижележащими гранитами основания, характеризующиеся наличием базальных слоев, представленных корой выветривания гранитного основания, являются типичными также и для ряда других мест распространения кварцитовой толщи в Карелии. Автором такие базальные образования были установлены и описаны для кварцитовой синклинали, расположенной западнее дер. Чебино, а также на южном берегу Сегозера в районе горы Тахковара и рудника Бергаул у ручья Кюльмяс (6). Такие же базальные слои описаны нами для кварцитов д. Чумой гора, а М. А. Гиляровой — для кварцитов оз. Калиево-ламби в районе Свят-Наволока. Вследствие этого представляется возможным сравнивать кварцитовые толщи района Чебино — Медвежьегорск и района озер Глубокое — Собачье — Черемховое к западу от рудника Воронов бор. Как здесь, так и там, кварциты этой толщи лежат на базальных слоях, образовавшихся в своеобразной лито-генетической и палеогеографической обстановке, имеют в основании кварцевый конгломерат и представлены кварцитами с серицитовым цементом и сливными кварцитами.

Наряду с базальными сланцами — породами, образовавшимися за счет продуктов выветривания архейского гранита, во многих местах в основании кварцитов Сегозерской системы были описаны конгломераты, содержащие главным образом валуны и гальки древнего гранита, гранито-гнейсов и различных зеленокаменных пород более древних, чем гранит. Мы имеем в виду обнажения конгломератов, описанные А. А. Иностранцевым (4) для контакта кварцитов с гранитами у д. Сельги, В. И. Шмыгалевым для контакта кварцитов с бергаульской толщей в районе к северу от д. Паданы (зап. берег Сегозера), В. М. Тимофеевым (9), Н. А. Елисеевым (10) и Ю. О. Желубовским (12) для Каличьих островов и д. Карельской Масельги. Возможно, что сюда же следует отнести и находку конгломерата В. И. Шмыгалевым в районе БВВП им. Сталина у шлюза № 6. Таким образом, на контакте кварцитов с гранитами встречаются как породы коры выветривания, так и базальные гранитные конгломераты, которые образовались в несколько иной физико-геологической обстановке, чем базальные сланцы. Для этих конгломератов характерна хорошая окатанность гальки и валунов, гранитный по преимуществу состав их и аркозный цемент. С базальными сланцами они занимают одинаковое стратиграфическое положение.

#### б) Метадиабазы

Стратиграфически выше кварцитов залегают метадиабазы. Эти соотношения хорошо устанавливаются на берегу оз. Григозеро. Здесь, на юго-восточном берегу озера, обнажаются метадиабазы. В основании горы, сложенной метадиабазами, обнажаются кварциты.

Макроскопически метадиабазы, слагающие значительные площади к югу от р. Кумсы и западу от шоссе Медвежья гора — Пергуба, представляют собой плотные мелкозернистые почти афанитового сложения породы темнозеленого цвета. Нередко среди них встречаются разности с миндалекаменной текстурой.

Под микроскопом породы очень однообразны. Структура микрофитовая с порфиоровыми вкраплениями плагиоклаза или же реже порфиробластами амфибола с миндалинами кварца, хлорита и др. минералов.

Плагиоклаз (№ 28—30) основной массы и вкрапленников в большей или меньшей степени серицитизирован. Цветной компонент породы в основном представлен актинолитовой роговой обманкой, с заметным зеле-



ным плеохроизмом. Роговая обманка почти всегда в той или иной мере биотитизирована. То в большем, то в меньшем количестве в породе присутствуют эпидот и почти не прозрачные продукты раскristаллизации основной массы породы.

Большой интерес представляют породы, встречаемые вблизи контакта описанных эффузивов с вышележащей толщей конгломератов у оз. Плотичьего на шоссе Медвежья гора — Пергуба (обн. 30). Как будет показано ниже, эта порода содержит также в качестве фрагментов конгломерата Воронова бора и, следовательно, является более древней, чем последний. Под микроскопом порода состоит из тонкочешуйчатой основной массы агрегата серицита, хлорита и биотита, среди которой встречаются миндалины, выполненные кварцем, биотитом, рудным минералом. В ней встречаются также идиоморфные псевдоморфозы эпидота по плагиоклазу и часто обнаруживаются идиоморфные зерна рудного минерала. Эта порода является, судя по ее структуре и составу, наиболее верхней стекловатой пузырчатой коркой лавового покрова эффузивного метадиабазы, ныне раскristаллизованной и частично уцелевшей от древнего размыва и ледниковой эрозии четвертичного периода и сохранившейся в качестве гальки в верхней конгломератной толще.

Рассматриваемые метадиабазы не везде залегают на кварцевой толще. Последняя отсутствует, например, в северном крыле Кумсинской складки на участке между р. Лумбушкой и оз. Сойкозеро, как это установил А. С. Белицкий при производстве поисковых работ на медь.

## II. Конгломераты зоны Чебино — Падун — оз. Плотичье — Воронов бор и их стратиграфическое положение

Еще ранее были описаны (6, 7) конгломераты Чебино и проводилась корреляция их с конгломератами Воронова бора. Исследования 1947 г. дали некоторый дополнительный материал, позволяющий придти к более ясному истолкованию значения этого конгломерата, как базального слоя, лежащего между двумя разновозрастными сериями, ранее объединяемыми в единую карельскую формацию протерозоя.

Рассмотрим последовательно ряд обнажений, характеризующих соотношения конгломератов с нижней и верхней формациями.

В обнажении у Падун на южном берегу р. Кумсы нами было установлено еще в 1935 г. непосредственное налегание базальных конгломератов, состоящих из галек кварцита, метадиабазы, гранита и других пород, на кварциты. В обнажении у Падун подстилающие конгломерат рассланцованные кварциты имеют крутое (50—70°) падение к югу и на них непосредственно залегают сначала кварцевый конгломерат с галькой кварцита, совершенно тождественного подстилающему кварциту; выше в том же обнажении залегают уже полимиктовый конгломерат с галькой кварцита, метадиабазы и гранита. Как характер залегания, так и, главным образом, наличие в нижних слоях конгломерата гальки кварцита, вполне сходного с кварцитом нижележащим, позволяют считать, что кварциты являются более древними породами, чем конгломерат.

При прослеживании толщи кварцитов, обнажающихся у водопада Падун и на 10-м км шоссе Медвежьегорск — д. Чебино, далее к востоку на правом берегу р. Кумсы близ устья ручья Кубышкина и в 200—250 м к юго-западу от оз. Плотичьего (р-н г. Медвежьегорска) были найдены новые выходы кварцитов, включающих прослой кварцевых конгломератов. Особенно хорошие обнажения кварцитов найдены близ оз. Плотичьего. Здесь они

образуют небольшие ступенчатые «гривки» обнажений среди плоской равнины, сложенной песчаными отложениями р. Кумсы и залива Онежского озера. Обнажения кварцитов в обе стороны прослеживаются по простиранию на несколько сот метров и затем скрываются под наносами. Простирание пород отчетливо выражено в направлении СЗ  $290^\circ$  с ясным падением к СВ под углом  $18-20^\circ$ . К югу они больше не обнажаются на всем протяжении до рудника Воронов бор и только в районе последнего мы вновь их обнаруживаем под метадиабазами к западу от рудного пласта песчаников.

К юго-западу от обнажений песчаников оз. Плотичьего приблизительно в 200—300 м возвышается гряда метадиабазов, на нижнем склоне которой на повороте дороги, идущей из гор. Медвежьегорска в д. Пергубу, обнажается выход конгломератов. Обнажение находится у самой



Рис. 1.  
Конгломерат оз. Плотичьего.

дороги и хорошо отполировано ледником. Отлично видны ледниковые шрамы. Конгломерат состоит из плотно упакованных хорошо окатанных валунов размером в поперечнике до 30—40 см, плотно прижатых друг к другу. Конгломерат цементируется кварцево-серицитовым песчаником и серицитовым сланцем, причем цемента в породе мало. Характер «упаковки» валунов в конгломерате схематически передает рис. 1. В поле многие валуны конгломерата были приняты за серые граниты и кварциты.

При микроскопическом изучении валунов конгломерата выяснилось, что они состоят из валунов гранита, но совершенно особого характера. Этот «гранит» под микроскопом действительно имеет гранитную структуру, а во всем остальном порода, вследствие полного разложения (серицитизации) полевого шпата, очень сходна с метаморфизованной остаточной глиной. Типично представлена эта порода из гальки и валунов в шлифах 33а и 33в. Скелет структуры ее образует кварц в форме агрегатов и отдельных зерен неправильной формы, сравнительно редко расположенных в породе. Такое расположение зерен кварца и формы их характерны для кварца гранитов и гранито-гнейсов. Никаких следов переноса и механической обработки зерна кварца не несут. Промежуточная масса между

зернами кварца выполнена чешуйчатым агрегатом серицита. Эта масса располагается таким образом, что напоминает бывшие ранее в породе таблицы полевого шпата.

Микрофотография шлифа и схематический рисунок структуры поясняют описание (см. рис. 2).

Эти породы, как выше указывалось, типичны для нижних базальных слоев кварцитовой толщи. Наряду с этой галькой и валунами разложенного гранита в конгломерате в значительном количестве содержится галька и валуны серицитового кварцита с бластопсамитовой структурой. Этот кварцит из валунов в конгломерате ничем не отличается от серицитовых кварцитов из обнажений у оз. Плотичьего. Таким образом стратиграфическое положение конгломератов озера Плотичьего определяется довольно хорошо, поскольку в них содержится галька кварцитов с бластопсамитовой структурой, которые здесь же по соседству с конгломератами встречаются в виде полого падающих слоев. Естественно, что конгломераты составляют более верхнюю толщу и образовались за счет размыва кварцитовой толщи. Больше того,



Рис. 2.

Галька серицитизированного гранита из валуна в конгломерате.

наличие конгломерата валунов разложенного гранита — базального горизонта кварцитовой толщи — свидетельствует также и о том, что эрозии подверглись не только кварциты, но их базальные слои.

Таким образом, конгломераты оз. Плотичьего являются более молодыми, чем кварциты и их базальные образования. Из прилагаемого геологического разреза, составленного по данным естественных обнажений с учетом состава фрагментов конгломератов, хорошо видны соотношения конгломератов с кварцитовой толщей и метадиабазами (рис. 3).

Каковы же соотношения конгломерата озера Плотичьего с конгломератами Чебино? Для выяснения этого вопроса обратимся к рассмотрению следующих фактов.

В нескольких метрах от данного обнажения конгломерата выше по склону довольно крутого кряжа обнажаются конгломераты, но уже с господствующей галькой метадиабазы. Конгломераты также прослеживаются вдоль склона кряжа на СЗ, и еще далее хорошие большие (70—100 м по ширине выхода) обнажения этих конгломератов находим у ручья Кубышкина, на левом берегу в 500 м от устья (обн. 105). Здесь, наряду с господствующей метадиабазовой галькой, в большом количестве содержатся галька и валуны зеленовато-белого кварцита и гранита. Форма валунов округлая или угловато-округлая, а размеры достигают 50—60 см по длинной оси и 40 см по короткой оси в поперечнике. Цементирующая масса представлена мелкообломочной темнозеленой породой. Характер и состав конгломерата передает рис. 4. Еще ниже конгломераты, после 20-метровой закрытой наносами долинки, сменяются мелкозернистыми темнозелеными метадиабазами. Метадиабазы из гальки кон-

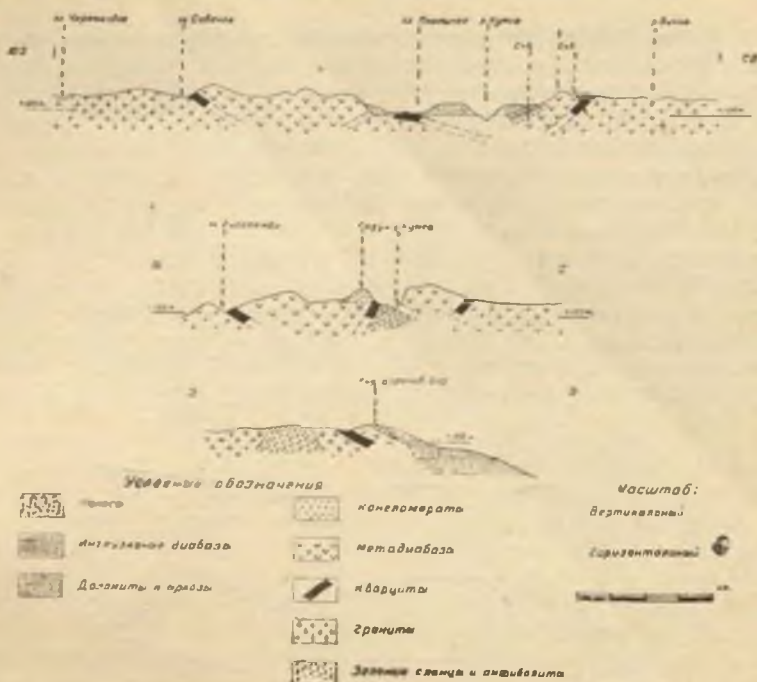


Рис. 3. Соотношение пород у оз. Плотницкого.

гломерата имеют микрофитовую структуру с редкими порфировыми вкрапленниками кислого плагисклаза. Структура основной массы породы образована мелкими лейстами плагноклаза. В породе отчетливо видны контуры зерен цветного минерала (пироксен?), нацело замещенного хлоритом, биотитом и мелкой рудной пылью (шл. 88, 100а). Совершенно такая же порода представлена в обнажении метадиорита, расположенного к югу от описанного конгломерата. Для сравнения приводим микрофотографии этих пород (рис. 6—10). Встреченный в гальке кварцит (шл. 100б) представляет собой сливную разновидность. Зерна кварца тесно спаяны по зубчато-извилистым контурам. В проходящем свете хорошо различаются тончайшие чешуйки хлорита между отдельными зернами кварца (рис. 7).

Такие же конгломераты, которые обнажаются у ручья Кубышкина,



Рис. 4. Конгломерат руч. Кубышкина (зарисовка в плане).

далее на запад непрерывно прослеживаются по высокой гряде вдоль шоссейной дороги вплоть до водопада Падун, где они, пересекая шоссейную дорогу, непрерывно прослеживаются западнее еще почти на десять километров вплоть до д. Плакковара. На этом последнем участке работами прошлых лет нами было установлено, что конгломераты, как правило, слагают вершины сопок и кражей, склоны и основание которых сложены метадиабазами. На участках, подвергавшихся наиболее глубокой эрозии, конгломераты непосредственно залегают на границах (дорога из д. Чебино в д. Остречье, в 5 км от первой).

Состав и текстура этих конгломератов нами были ранее подробно описаны (8) и здесь поэтому нет необходимости повторяться.

На основании изложенного не возникает никакого сомнения в том, что конгломераты составляют одну толщу, почти непрерывно прослеживающуюся по простиранию на протяжении более 20 км от д. Плакковара

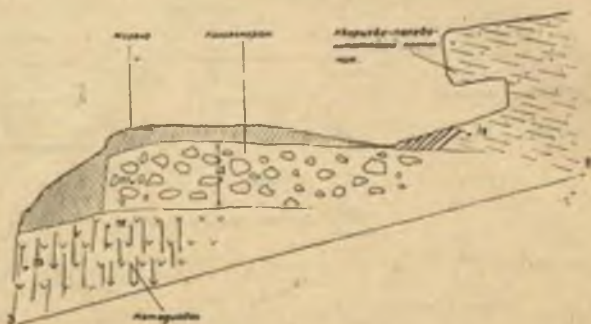


Рис. 5.

Разрез рудника Воронов бор у Медвежьегорска.

до г. Медвежьегорска. Как видно из карты, мощность этой толщи постепенно уменьшается в направлении на восток и юго-восток.

В 1935 г. во время посещения рудника Воронов бор с целью его изучения для предполагавшейся демонстрации членам северной экскурсии XVII сессии Международного Геологического Конгресса, нами совместно с Ю. С. Неуструевым были описаны в основании рудоносного пласта кварцито-песчаников конгломераты, состоящие из обломков и галек зеленокаменной породы, сцементированной кварцитом (6).

В 1947 г. специально был закартирован участок рудника с целью выяснения стратиграфических соотношений между распространенными здесь породами.

На самом руднике в канаве близ шахты Рато (рис. 5), в западном ее конце обнажаются метадиабазы, подобные вышеописанным. В непосредственном контакте с вышележащим конгломератом наблюдается хлоритовая порода миндалекаменного сложения. Эта порода очень похожа на раскристаллизованную лаву верхней части покрова эффузива (шл. 76х). Повидимому эта порода перекрывалась слоем песчаника, так как в том же шл. 76х ясно виден слой, состоящий из зерен обломочного кварца и полевого шпата, заключенных в хлоритовую цементирующую ткань.

Непосредственно выше залегает 1,5-метровый пласт конгломерата, в котором угловатые и округлые фрагменты представлены хлоритовой миндалекаменной породой, совершенно аналогичной подстилающей, и галькой мелкозернистого биотитизированного тонкослоистого песчаника и метадиабазы с бластофировой структурой. Цементом же является крупнозернистый полевошпатовый кварцит, который непосредственно залегает на конгломерате (рис. 8, 9, 10). Отчетливо можно видеть, что породы, лежащие в основании слоя конгломератов рудника Воронов бор, представляют полнейшее сходство с такой же породой из гальки в конгломерате. Подстилающий метадиабаз обнаруживает крутопадающую к западу сланцеватость, в то время как вышележащий песчаник с вкрапленностью медных сульфидов полого падает к востоку ( $15^\circ$ ) и не рассланцован.

Такие же соотношения конгломератов с нижележащими метадиабазами и вышележащими песчаниками наблюдались нами и в большом карьере, расположенном севернее описанной канавы.

На западном пологом склоне стенки карьера отчетливо видны гальки метадиабазы, мандельштейна, биотитизированной метадиабазы и мелкозернистого безрудного кварцевого песчаника, которые цементируются рудным песчаником. В юго-восточном углу карьера видны уже пласты этого песчаника, перекрывающего конгломерат и полого падающие к востоку. В низах этой толщи рудоносных песчаников содержится галька мелкозернистых песчаников. На противоположном западном склоне возвышенности (на восточном склоне которой расположен карьер) обнажается кварцит, падающий к востоку под углом  $20^\circ$ . Выше него залегает метадиабаз, который в карьере подстилает конгломерат. Эти кварциты и метадиабазы прослеживаются на север к оз. Плотичьему и Падуну и, как указывалось выше, составляют с ними единую толщу.

К востоку от рудника обнажаются метадиабазы, а еще далее у д. Пергубы и у Усовнаволока обнажаются снова песчаники, пересланцающиеся с доломитами. Конгломераты, песчаники, метадиабазы, а также доломиты и песчаники Пергубы и Усовнаволока таким образом представляют собой другую толщу, разделенную от нижней толщи поверхностью стратиграфического несогласия. Буровыми скважинами, а также разведочными выработками на месторождении установлено, что по простиранию рудоносный пласт кварцитов прослеживается на 1,0 км, а по падению перекрывается метадиабазом.

При изучении стратиграфического положения конгломератов Чебино мы старались найти физическую связь данных конгломератов с конгломератами Воронова бора. Тщательные поиски дополнительных обнажений в меридиональной ветви карелид между выходам конгломерата близ оз. Плотичьего и конгломератом рудника или вследствие очень плохой обнаженности, или благодаря линзовидному залеганию конгломератов, не дали положительных результатов. Тем не менее после находки конгломератов на повороте широтной зоны карелид к меридиональной близ оз. Плотичьего расстояние между Чебинским конгломератом и конгломератом Воронова бора сократилось вдвое. Таким образом, можно считать, что крайней южной пока что установленной точкой распространения конгломератов Чебино является рудник Воронов бор. Характерно при этом то обстоятельство, что наметившееся общее сокращение мощности конгломератов в направлении с запада на восток еще более конкретно подчеркивается 1,5—2,0-метровым слоем конгломерата на руднике Воронов бор, расположенным от выходов конгломерата оз. Плотичьего в 6 км южнее. Таким образом, мощная толща конгломератов на западе, восточ-

нее достигающая многих десятков, а возможно и сотен метров, постепенно на юге резко сокращается и, повидному, выклинивается. Исходя из описанных соотношений с подстилающими породами на Падуне, у оз. Плотичьего и на руднике Воронов бор, можно считать установленным факт залегания конгломератов Чебино на более древних кварцитах и метадиабаз.

### III. Геологический разрез верхней серии в районе Медвежьегорска

К геологическим образованиям верхней серии относятся конгломераты Чебино, рудоносные кварцито-песчаники Ворднова бора, вышележащие метадиабазы и доломито-песчаниковая толща района д. Пергубы — полуострова Усовнаволоок. Кварцито-песчаники представлены крупнозернистыми слоистыми разновидностями с пачками косослоистых серий слоев. Максимальная их мощность не превышает 12 м. По данным бурения разведочных скважин, мощность кварцито-песчаников сокращается как по простиранию, так и по падению, и в пределах изученного участка рудника они прослеживаются всего на 1,0 км. Кварцито-песчаники имеют хорошо выраженную бластопсамитовую структуру и состоят из крупных округлых зерен кварца и в меньшем количестве полевого шпата, заключенных в более мелком обломочном цементе из зерен кварца и чешуек серицита.

Вышележащие метадиабазы в отличие от метадиабазов нижней серии имеют полнокристаллическую офитовую структуру и состоят из хорошо образованных идиоморфных лейст и брусочков альбита, уралитовой роговой обманки, сфена, титаномагнетита и лейкоксена, а также вторичных минералов биотита, хлорита и эпидота. В породе встречаются миндалины, заполненные эпидотом, хлоритом и халькопиритом.

Данные метадиабазы по многочисленным обнажениям хорошо прослеживаются по линии ж. д. на участке разъезд Пергуба — ст. Медвежья гора. Особенно хорошие обнажения этих пород с прекрасной пластовой отдельностью встречаются у южной окраины г. Медвежьегорска (гора Медвежья). С рассматриваемыми метадиабазами связано гидротермальное медное оруденение как в песчаниках Ворднова бора, так и в других многочисленных мелких рудниках-ямах, известных с давних пор в районе Пергубы и Усовнаволока. Мелкие гидротермальные жилы кварца с сульфидами меди, гематитом и вторичными минералами обычно выполняют трещины в метадиабаз. Разведочные работы на наиболее крупном Вороновборском месторождении и обследование других мелких рудников-ям и карьеров дали отрицательную характеристику, и в настоящее время вследствие незначительных запасов эти месторождения не заслуживают серьезного внимания. В районе Пергубы—Усовнаволоок и к северу от г. Медвежьегорска распространены песчаники, глинистые сланцы и доломиты.

Для более полной характеристики состава этой толщи и соотношений ее с нижележащими породами представляет интерес разрез буровой скважины, пробуренной геологической партией ББК, к северу от г. Медвежьегорска. По данным геолога А. С. Белицкого (2), этот разрез приводится ниже.

Скважина задана приблизительно в 500 м к СВ от барачков, находящихся вблизи второй петли Кировской ж. д., к северо-востоку от г. Медвежьегорска. Скважина пересекла следующий геологический разрез:



Рис. 6.

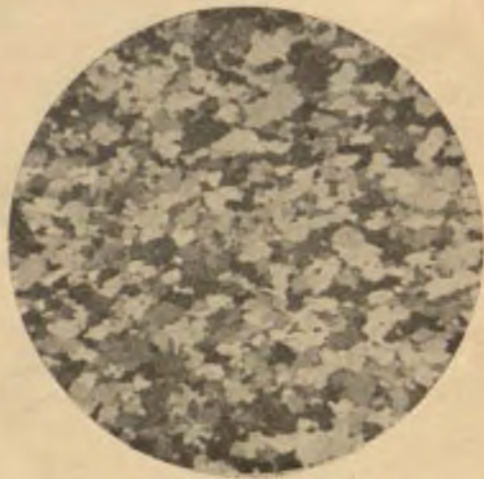


Рис. 7.



Рис. 8.

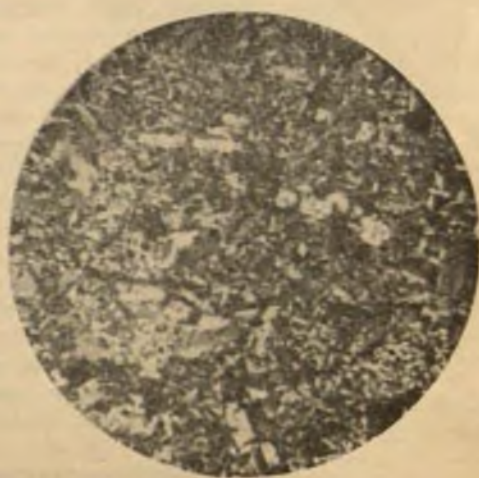


Рис. 9.

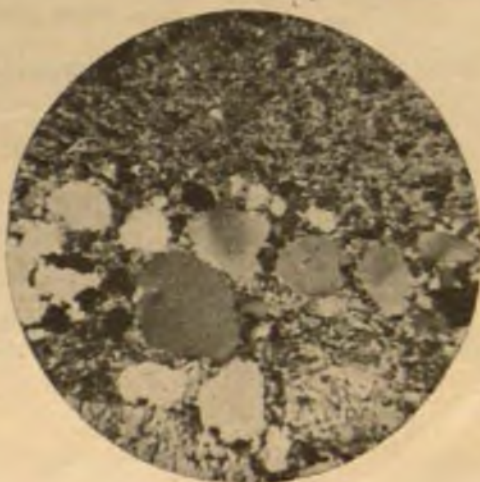


Рис. 10.

Рис. 6, 7, 8, 9, 10. Микрофотографии к тексту.



Глубина в метрах	Породы	Мощность в метрах
1) 0—13,0	песчаная морена . . . . .	13
2) 13—14,60	кварцито-полевошпатово-серицитовый сланец . . . . .	1,60
3) 14,60—15,50	кварцито-песчаник . . . . .	0,90
4) 15,50—15,90	кварцево-полевошпато-серицит. сланец . . . . .	0,40
5) 15,90—17,80	кварцевый песчаник с прослоями кварц-полевошпато-серицитового сланца . . . . .	1,90
6) 17,80—22,30	кварцево-полевошпатовый песчаник с карбонатным цементом . . . . .	4,50
7) 22,30—25,30	кварцево-серицитовый сланец . . . . .	3,0
8) 25,30—31,17	тонкое переслаивание аркозового песчаника с кварцево-серицитовым сланцем . . . . .	5,87
9) 31,17—35,14	кварц-полевошпатовый песчаник с карбонатом . . . . .	3,95
10) 35,14—46,75	окварцованный доломит . . . . .	11,63
11) 46,75—53,15	аркозовый песчаник . . . . .	6,40
12) 53,15—54,19	серицито-карбонатный сланец . . . . .	1,04
13) 54,19—60,00	аркозовый песчаник . . . . .	5,81
14) 60,00—63,53	кварцитовый песчаник . . . . .	3,53
15) 63,53—65,00	биотитовый сланец . . . . .	1,47
16) 65,00—71,00	амфиболит, инъецированный кварцево-карбонатными жилами . . . . .	6,00

Вышеприведенный разрез по скважине должен быть дополнен данными по естественным обнажениям и горным выработкам, имеющимся в отчетах А. С. Белицкого (2) и В. И. Шмыгалев (11). По данным первого геолога, ниже метадиабазов залегает толща кварцитов, которые затем залегают на гранитах. По Шмыгалеву, вблизи контакта метадиабазов и верхней толщей песчаников, переслаивающихся с доломитами, в обн. № 270 в кварцитах близ контакта песчаников с метадиабазами содержится галька этих последних. Учитывая этот факт, а также характер этого контакта в скважине (слои 14 и 15), можно заключить, что имеется «неоднородная порода» (участки породы с офитовой лепидобластической, микрогранобластической и гранитовидной структурами), которая скорее всего является не чем иным как конгломератом. Следовательно, контакт кварцита с нижележащим метадиабазом проходит по поверхности размыва, и здесь имеет место такое же стратиграфическое несогласие, как и в районе Воронова бора. Таким образом, метадиабазы, залегающие на кварцитах и подстилающие толщу песчаников и доломитов в северном крыле кумсинской структуры, так же как и в южном участке, отделены от последних стратиграфическим несогласием.

Сопоставляя разрезы рудника Воронов бор и района, расположенного к северу от Медвежьегорска, нетрудно обнаружить их сходство.

Воронов бор	Район к северу от Медвежьегорска
	Снизу вверх:
гранит	гранит
(контакт не обнажен)	базальные слои
кварцит	кварцит
метадиабазы	метадиабазы
	стратиграфическое несогласие
конгломерат	конгломерат
	песчаник
песчаник	доломит
	песчаник
диабаз	—

Различие в разрезах состоит только в том, что в районе к югу от Медвежьегорска на участке Воронов бор верхняя толща прорвана метадиа-

базом, в то время как на северном участке этот последний не был встречен.

Кроме того, в разрезе рудника Воронов бор отсутствует толща переслаивания доломитов и песчаников, а песчаники непосредственно соприкасаются с метадиабазом. Песчаники в переслаивании со сланцами и доломитами здесь появляются только в районе полуострова Усовнаволок, то-есть уже над метадиабазом. Эти данные скорее всего подтверждают природу метадиабазов, как интрузивной межпластовой залежи, явившейся источником гидротермальных рудоносных растворов, отложивших медные сульфиды в песчаниках Воронова бора и формировавших многочисленные мелкие рудные жилы в трещинах метадиабазы.

Каковы же соотношения доломитовой толщи побережья Большой губы и Повенецкого залива Онежского озера с мощной толщей черных шунгитовых сланцев, широко распространенных на Шуньгском полуострове и в других частях побережья Онежского озера и района Кондопога — Спасская губа в южной части К-ФССР?

Во всех перечисленных районах было установлено в период разведочных и поисковых работ на шунгит в 1932 г., что доломитовая толща выше сменяется толщей черных шунгитовых сланцев, прорываемых межпластовыми интрузиями альбит-роговообманковых диабазов. Переход белых доломитов в толщу черных сланцев непосредственно установлен в районе к западу от д. Спасская губа (Харитонов Л. Я., 1932), а также на Оленьем острове Онежского озера (Галибин, 1930, Харитонов Л. Я. и Швец П. Т., 1934).

Кроме того, как в районе с. Шуньги (Рябов Н. И., 1932—1933), так в районе о-ва Лычного (оз. Сандал) и в районе Спасской губы (полуостров Декнаволок) было установлено, что в толще шунгитовых черных сланцев содержатся пласты черных кристаллических зернистых доломитов.

Таким образом, исследования, проведенные в 1947 г. в Медвежьегорском районе, дали дополнительные материалы, которые позволяют рассматривать Чебинские конгломераты как базальные образования верхней системы карельской формации — Онежской. Они, так же как и конгломераты Свят-Наволока и Койкар, не залегают в основании карельской формации, как было принято считать, а разделяют ее на две самостоятельные системы (серии).

В основании карельской формации и ее нижней системы залегают породы образовавшиеся в результате выветривания гранитной поверхности древнего основания. Эти базальные слои, ныне представленные метаморфизованными «остаточными глинами» коры выветривания, образовались в своеобразной физико-геологической обстановке при таких палеогеографических условиях, которые более способствовали разложению породы, чем ее физической дезинтеграции, то-есть в условиях теплого и влажного климата.

Остается выяснять вопрос о наличии углового несогласия между этими двумя разновозрастными сериями. Исходя из данных разреза рудника Воронов бор, нельзя говорить об угловом несогласии между этими формациями, так как нижняя кварцитовая толща согласно залегают с конгломератами и песчаниками верхней толщи, хотя и отделена от нее поверхностью стратиграфического несогласия. Однако это, вероятно, только кажущееся явление.

Как нами было раньше установлено, конгломераты Чебино, прослеживаясь на большом протяжении по простиранию, залегают то на метадиабазы (руч. Кубышкина), то на гранитах по дороге из д. Чебино

в д. Остречье, то на кварцитах (Падун). Другими словами, один и тот же базальный конгломерат залегает на разных породах более древней толщи, что могло произойти только в случае, если эта нижняя толща подверглась складчатости, после чего последовал ее размыв. В пользу этого говорят также разрезы, построенные на основании замеров залегания кварцитов нижней толщи. Так, у водопада Падун кварциты, подстилая конгломерат, круто падают к югу. По простирацию те же кварциты у 10-го км дороги все еще падают круто к югу под конгломераты. У руч. Кубышкина те же самые кварциты падают уже к северу под углом 30—40°, а у оз. Плотичье к северо-западу под очень пологим углом к северо-востоку. Еще далее к югу в районе рудника Воронов бор и озера Григозеро эти же кварциты падают полого к востоку.

Исходя из стратиграфического положения конгломератов, можно говорить о том, что на участке Падун — 10-й км шоссе конгломерат залегает на южном крыле антиклинальной складки кварцитов, а на участке руч. Кубышкина — оз. Плотичье он залегает на северном крыле той же антиклинальной складки. В районе же рудника Воронов бор — Григозеро конгломераты лежат на соответствующем крыле синклинали.

Серия разрезов поясняет изложенное (см. рис. 5).

#### IV. О тектонике Кумсинской зоны карельской формации

Первоначальные наши исследования 1935 г. позволили тогда рассматривать эту зону как синклинальную складку, погружающуюся к востоку и юго-востоку. По данным разреза у Падун мы тогда считали, что эта синклиналь рассечена продольным сбросом.

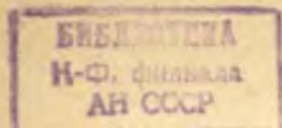
Выше мы указывали, что Кумсинская зона карелид в ее южной ветви изгибается у г. Медвежьегорска и меняет простираение с широтного на меридиональное. Северная ветвь огибает с севера Большую губу Онежского озера и протягивается в том же широтном направлении до р. Повенчанки, после чего, изгибаясь, прослеживается далее вдоль восточного берега Повенецкого залива Онежского озера на юг.

В направлении на восток и юго-восток крылья этой большой кумсинской структуры таким образом расходятся и из этого следует, что в этом направлении погружается ось большой синклинальной складки. Доломитовая толща побережья заливов Онежского озера таким образом оказывается лежащей в ядре этой структуры.

Дополнительные исследования этой структуры на ее восточном продолжении позволяют рассматривать ее как более сложную складку, чем это представлялось ранее.

Рассматривая профили (рис. 3), становится ясным, что синклиналь на самом деле оказывается усложненной антиклинальной складкой, и если принять кварциты Сегозерской системы за опорный горизонт, то, как видно из разрезов, здесь мы имеем дело по крайней мере с двумя несимметричными синклинальными складками, разделенными между собой антиклиналью. Так как на этой складчатой структуре залегает базальный конгломерат Чебино — основание Онежской системы, то породы последней (песчанико-доломито-сланцевая толща) также несогласно залегают на более древней структуре.

Поэтому внешнее согласное залегание доломитов, как бы в ядре древней кумсинской синклинальной структуры, — явление кажущееся. Если придерживаться представления о том, что конгломераты Чебино являются тиллитовыми образованиями и накопление их произошло в результате выполнения долин горной страны материалом морены горных ледников,



легко объяснить их линейное расположение и резкое выклинивание. После отложения конгломератов в этих долинах произошла трансгрессия, и в открытой части долины, обращенной к морю, началось отложение песчаников, глин и карбонатных пород, которые примыкали к грубокластическим конгломератам, но, вероятно, лишь частично их перекрывали. Ранняя тектоника карельской складчатости и последовавшая за ней эрозия определили форму этой древней долины, и породы новой толщи, выполняя эту впадину, отложились на более древних складчатых породах несогласно.

Так как направление складчатости более поздней фазы карельского орогенеза было таким же, а сама складчатость была сравнительно простой (без гранитов!), то складчатые серии доломитов и сланцев оказались внешне согласными и как бы выполняющими ядро старой структуры. Видимо уже после новой фазы складчатости (постонежской) карелид произошли ступенчатые сбросы вдоль кумсинской структуры, вследствие чего в районе озер Кальеозеро, Маткозеро и выше по р. Кумсе (Фенькина-ламбина) песчано-доломитовая толща Онежской системы оказалась лежащей гипсометрически ниже мощной толщи конгломератов в каньонообразной долине р. Кумсы и сохранилась от эрозии. По отношению к ней конгломераты южного берега реки Кумсы оказались несколько приподнятыми.

#### **V. О возрасте зеленых сланцев и амфиболитов и о наличии молодых гранитов в зоне Чебино — Воронов бор**

Нашими исследованиями было установлено, что зеленые сланцы и метадиабазы, распространенные между д. Плакковара и д. Чебино, прорываются гранитами и их пегматитами. Установлено, что эти породы так же, как и прорывающие их граниты, содержатся в качестве галек конгломерата Чебино и, следовательно, их возраст определялся как более древний по отношению к конгломератам.

При исследовании метадиабазов, расположенных к югу от реки Кумсы и подстилающих базальный конгломерат, не было найдено в метадиабазе жил гранита или пегматита. Вследствие этого в этом районе не представляется вполне ясным вопрос о возрастных взаимоотношениях зеленых сланцев, метадиабазов и амфиболитов зоны Плакковара — Чебино с метадиабазами, подстилающими конгломерат к югу от р. Кумсы. Не ясен также и вопрос о возрасте гранитов по отношению к породам Сегозерской системы. Однако, несомненным фактом является то, что породы древнего гранитного основания подстилали кварциты Сегозерской системы, так как их базальные слои представляют собой кору выветривания этого гранита.

Известные нам по исследованиям В. М. Тимофеева (9) зеленокаменные породы — зеленые сланцы, метадиабазы и мета-габбро Трехглавого озера (к западу от рудн. Воронов бор), продолжающиеся к югу в район западнее озера Нижн. Григозеро, прорываются гранитами и их пегматитами. Эти данные В. М. Тимофеева нами полностью подтверждаются.

Исследование зеленокаменных пород и амфиболитов Трехглавого озера показало наличие среди них пород, которые по реликтам структуры магматической породы определяются как мета-габбро-амфиболиты и амфиболиты. Так, в шлифе № 135 довольно отчетливо сохранились реликты габбровой структуры. Полевой шпат альбитизирован и переполнен вторичными продуктами разложения, а цветной минерал пред-

ставлен актинолитовой роговой обманкой и хлоритом. Южнее, в районе Трехглавого озера встречаются амфиболиты с компактной синезеленой роговой обманкой, кислым плагиоклазом, кварцем и вторичными минералами (эпидот, биотит, лейкоксен). Полностью утрачена первичная структура изверженной породы, и только наличие отдельных призматически лейстовидных таблиц плагиоклаза позволяет назвать эту породу ортоамфиболитом. Менее метаморфизованные разности представлены сланцеватыми породами, отвечающими по составу зеленым сланцам (альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы). Пегматитовые и гранит-аплитовые жилы, прорезающие зеленокаменные породы Трехглавого озера, относятся к олигоклазовым гранитам, содержащим изредка вторичный (шахматный) альбит и лишенным калиевого полевого шпата.

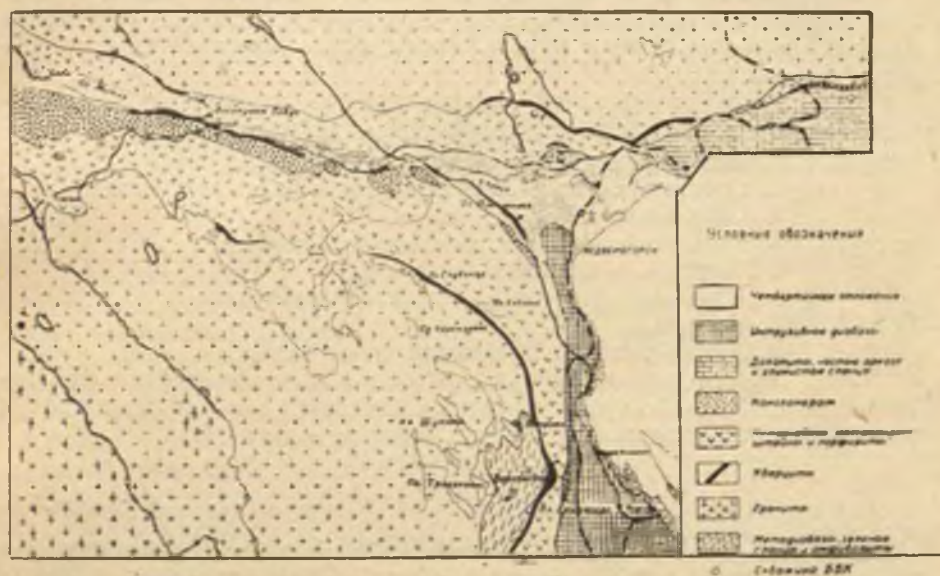


Рис. 11.

Геологическая карточка района д. Чебино — г. Медвежьегорск — рудн. Воронов бор. Масшт. 3 км в 1 см.

Если принять во внимание, что существенно олигоклазовые граниты являлись исходными породами в этом районе для образования базальных сланцев нижней формации кварцитов, то не представляется возможным рассматривать зеленые сланцы и амфиболиты Трехглавого озера метаморфизованными эквивалентами метадиабазов, описанных выше в составе нижней формации протерозоя зоны д. Чебино — рудн. Воронов бор. Граниты, распространенные в районе Трехглавого озера и группы озер (Риголампи, Черемховое, Вакшозеро и др.), представлены олигоклазовыми разностями, в которых микроклин встречается редко в виде мелких ксеноморфных зерен в интерстициях между таблицами сильно серицитизированного плагиоклаза. Микроклиновые граниты здесь самостоятельного развития, подобно району верховьев реки Кумсы, не имеют.

Исходя из вышесказанного, можно сделать заключение о том, что амфиболиты и зеленые сланцы района Трехглавого озера являются поро-

дами более древними, чем метадиабазы нижней серии и в возрастном отношении соответствуют подобным же породам рудника Бергаул и реки Семчи (к западу от д. Свят-Наволока).

Возникает также вопрос о том, следует ли отождествлять метадиабазы и зеленые сланцы зоны д. Плакковара — д. Чебино, прорываемые гранитами, и вместе с последними подстилающие базальный конгломерат нижней системы, с метадиабазами в зоне д. Чебино—г. Медвежьегорск—Воронов бор? Или же их также следует отнести к более древней серии?

### Заключение

Современные представления о геологии описываемого района иллюстрируются геологической карточкой (рис. 11).

После дополнительных исследований геологического строения карельской формации в Медвежьегорском районе представляется возможным однозначно решить вопрос о стратиграфическом положении конгломератов Чебино.

На основании исследований устанавливается следующая последовательность геологических образований в этом районе сверху вниз:

- I серия. 1. Интрузии диабазов и габбро-диабазов.  
2. Глинистые сланцы, доломиты, аркозовые песчаники.  
3. Базальный конгломерат.
- II серия. 4. Метадиабазы, порфириды, мандельштейны.  
5. Кварциты и кварцито-песчаники.  
6. Кора выветривания — базальный сланец.
- III серия. 7. Граниты.  
8. Амфиболиты, габбро-амфиболиты, зеленые сланцы.

Таким образом, в соответствии с ранее выдвинутой нами схемой стратиграфии карельской формации, здесь существует два несогласия и три разновременные геологические серии.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Белицкий А. С. и Порывкин М. Н. Месторождение меди Воронов бор. 1936. Фонд Лен. Геол. Упр.
2. Белицкий А. С. и Порывкин М. Н. Отчет о работе Повенецкой геолого-геофизической партии в районе Медвежья гора — р. Сапеница — 11 разъезд (1933 — 1935 гг.). Фонд Лен. Геол. Управ.
3. Гидярова М. А. Отчет о геолого-съёмочных работах в районах Койкара — Свят-Наволока — Юрко-остров К-ФССР. 1945. Фонд Лен. Геол. Упр.
4. Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудных месторождений. Материалы для геологии России, т. VII, 1877.
5. Судовиков Н. Г. Докембрий Карельской АССР. Тр. XVII сессии М. Г. К., т. II, Москва, 1937.
6. Харитонов Л. Я. Геологический очерк района Чебино — Покровский. Сев. Экскурс. XVII сессии М. Г. К., 1937.
7. Он же. Новые данные по стратиграфии и тектонике Онего-Сегозерского водораздела. Труды Л. Г. Т., вып. 23, 1941.
8. Он же. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. Тр. Лен. Геол. Упр., вып. 23, 1941.
9. Тимофеев В. М., Петрография Карелии. Изд. Акад. Наук СССР, М.—Л., 1935.
10. Тимофеев В. М., Елисеев Н. А. и Белоусова В. Г. Очерк геологии и полезных ископаемых Сегозера. Материалы по геологии и полезным ископаемым Карелии. Изд. ЦСНХ КАСР, 1928.
11. Шмыгалев В. И. Отчет Медвежьегорской валунно-поисковой партии 1940 г. Фонд. ЛГУ.
12. Желубовский Ю. С. Отчет Повенецкой партии. Фонд ЛГУ, 1934.
13. Курылева Н. А. Отчет о поездке в Печенгские тундры летом 1946 г. Фонд ЛГУ.

М. А. ГИЛЯРОВА

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КАРЕЛИИ

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящей статье освещаются новые данные (по сравнению со статьей, опубликованной в № 1 «Известий» за 1948 г.), полученные нами на основании изучения новых территорий, расположенных севернее, в Медвежьегорском и Сегозерском районах. Вновь полученные данные позволяют обобщить и развить некоторые положения, высказанные нами в предыдущей статье относительно толщи до-карельских сланцев, а также приводят к некоторым новым заключениям и выводам относительно стратиграфического положения Суйсарского вулканического комплекса и тектоники до-карельской и карельской формаций.

На основании наших работ 1945 — 1947 гг. удалось выделить в южной и центральной Карелии следующие разделенные эпохами диастрофизма и несогласиями системы:

I. Древнейшие гнейсо-граниты с реликтами основных пород — амфиболитов свионийского и пост-свионийского возраста, представляющие глубоко-метаморфизованные, неоднократно гранитизированные породы, известные в южной и центральной Карелии со времени работ Рамсея (1902), Эскола (1925) и Тимофеева (с 1916 г.).

II. Мощная толща разнообразных как по составу, так и по генезису сильно дислоцированных и пересеченных гнейсо-гранитом сланцев, названных нами до-карельскими, которые предположительно залегают на размытой поверхности древнейших гнейсо-гранитов.

III. На глубоко-эродированной поверхности толщи сланцев и древнейших гнейсо-гранитов с резким угловым несогласием покоится карельская формация с базальными сланцами или базальными конгломератами в основании, установленная в Карелии со времени работ Рамсея (1902), Эскола (1925) и Тимофеева (1916—1935).

IV. Все вышележащие формации несогласно перекрываются породами Суйсарского вулканического комплекса.

V. Выше следует ютнийская формация песчаников с подчиненными ей силами габбро-диабазов.

Так как по свионийским гнейсо-гранитам мы не располагаем принципиально новым материалом, описание этой формации мы не считаем необходимым здесь приводить.

### Формация до-карельских сланцев

Формация до-карельских сланцев состоит из следующих групп пород (от молодых к старым).

Полевошпатовые амфиболиты и связанные с ними габбро-амфиболиты и пироксениты, содержащие диопсид.

Серпентиниты.

Кварцевые порфиры.

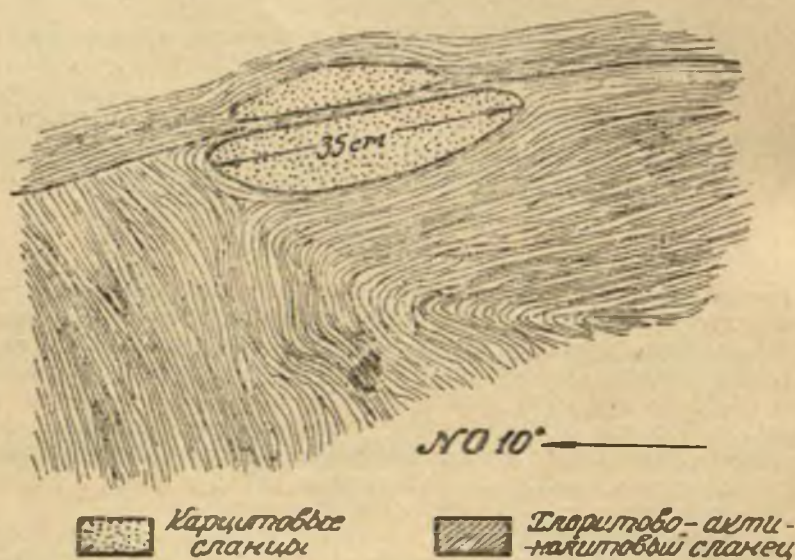


Рис. 1.  
Ксенолит кварцитового сланца в актинолитовом сланце.  
Обн. № 2557 (стена).

Зеленые сланцы (актинолитовые, амфиболовые, хлоритовые, талькохлоритовые).

Кристаллические доломиты.

Филлиты, кварцитовые сланцы и гнейсо-сланцы.

Магнетитовые кварциты.

Магнетитовые кварциты, перемежающиеся с амфиболовыми, мусковитовыми, кварц-серпичитовыми, иногда гранатовыми и ставролитовыми сланцами и гнейсо-сланцами, повидимому, представляют собою низы формации до-карельских сланцев и являются несколько более метаморфизованными, чем филлиты с прослоями кварцитовых сланцев, зеленые сланцы и амфиболиты.

Взаимоотношения филлитов и кварцитовых сланцев с зелеными сланцами определяются тем, что зеленые сланцы, представляющие собой метаморфизованные эффузивы, содержат ксенолиты филлитовых и квар-



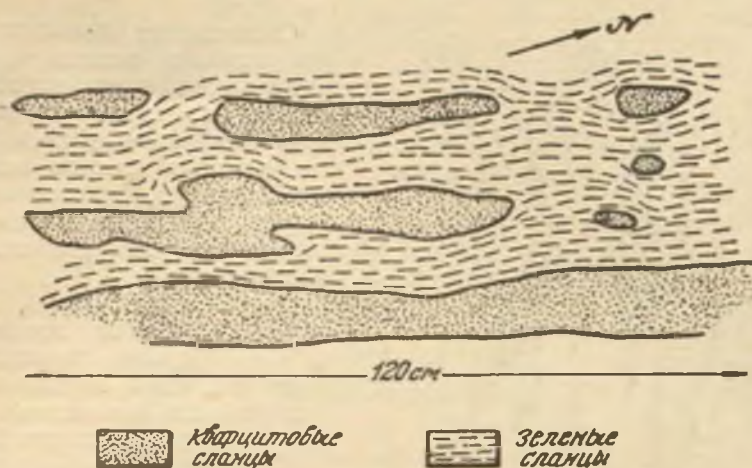


Рис. 2.  
Ксенолиты кварцитовых сланцев в зеленых (хлорито-биотитовых) сланцах обн. № 2713 (план).

цитовых сланцев, дают в них жилы и прожилки и в контактах местами обнаруживают реликтовые эруптивные брекчии. (Рис. 1, 2, 3, 4). Наряду с этим зеленые сланцы дают согласные контакты с кварцитами и филлитами, местами наблюдается частое чередование филлитов с туфогенными прослоями и, следовательно, в определенный период времени они образовывались одновременно.

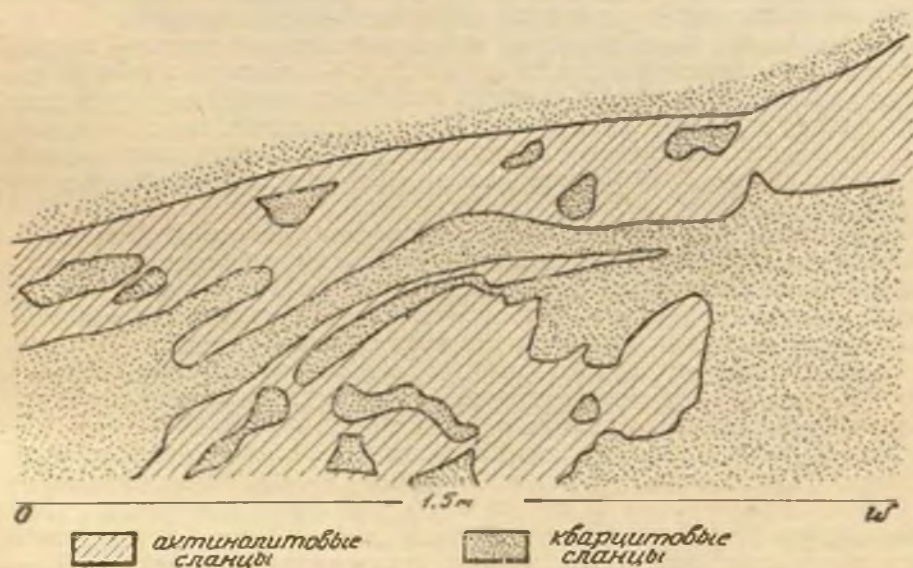


Рис. 3.  
Контакт кварцитовых и актинолитовых сланцев обн. № 2127 (стенка).



Рис. 4

Реликтовая эруптивная брекчия. Внедрение зеленого сланца в кварцитовый сланец. Обл. № 2253 (стенка).

Соотношения филлитовых и кварцитовых сланцев с кварцевыми порфирами устанавливаются по тому, что первые являются вмещающими для интрузивных пластов кварцевых порфиров, а кварцевые порфиры содержат ксенолиты филлитов и кварцитовых сланцев. (Койкары).

Соотношения зеленых сланцев с кварцевыми порфирами и кератофирами характеризуются тем, что в первых встречаются жилы и пластовые интрузии вторых (Сондалы).

Полевошпатовые амфиболиты или связаны постепенными переходами с зелеными сланцами, являясь их приконтактовыми с гнейсо-гранитами зонами, или содержат ксенолиты сланцев, в этом случае представляя собою интрузивные габбро-диабазовые породы, позднее метаморфизованные в амфиболиты. Постепенными переходами они связаны с редко встречающимися габбро-амфиболитами, со-

держащими диопсид, и пироксенит-амфиболитами (р-н Паданы).

Кератофиры с более молодыми породами сланцевой толщи — серпентинитами и полевошпатовыми амфиболитами — в контактах не найдены, так же как и серпентиниты в контакте с полевошпатовыми амфиболитами. Но так как кератофиры и серпентиниты залегают согласно с зелеными сланцами, а полевошпатовые ортоамфиболиты моложе зеленых сланцев, то, следовательно, амфиболиты должны быть моложе кератофиров с серпентинитами.

Возрастное положение до-карельской толщи сланцев в целом определяется тем, что они прорываются и мигматизируются розовыми микроклиновыми гнейсо-гранитами (рис. 5, 6), а на их размытой поверхности залегают с резким угловым несогласием базальные образования карельской формации, представленные базальными сланцами, полимиктовыми конгломератами и кварцевыми конгломератами, замещающими друг друга в разрезе как по простиранию, так и вкрест простирания, хотя и не являющимися синхронными.

Нами наблюдались несколько обнажений, вскрывающих непосредственно поверхность несогласия в Койкарском и Сегозерском районах: на стоящих на головах или падающих под крутыми углами филлитовых или зеленых сланцах полого залегают базальные кварцевые конгломераты и песчаники карельской формации. Эти руководящие обнажения Койкарского и Сегозерского районов: 1) на юго-западном берегу Янис-ярви, (рис. 7), 2) на юго-восточном берегу оз. Реба (рис. 8), 3) на юго-восточном берегу Митрий ламби, 4) на юго-восточном берегу Ласетовой лам-



Рис. 5.  
Контакт и ксенолит филлита в граните.  
Обн. № 2716 (план).

бины (рис. 9), 5) близ шоссе на 3 км от Паданы (рис. 10), 6) у кладбища с. Покровское, — подробно описаны нами в работах 1948 г.

Достоверные базальные образования до-карельской формации до сих пор на площади Карело-Финской ССР нигде не были найдены.

Толща сланцев собрана в ряд сильно сжатых круто наклонных, изоклинальных складок, усложненных мелкими складками второго порядка и пльчатостью. В настоящий момент мы наблюдаем только корневые части этой сложной складчатой структуры. Архейские структуры почти не



Рис. 6.  
Инъекция гранита в амфиболизированные зеленые сланцы. Обн. № 2753.

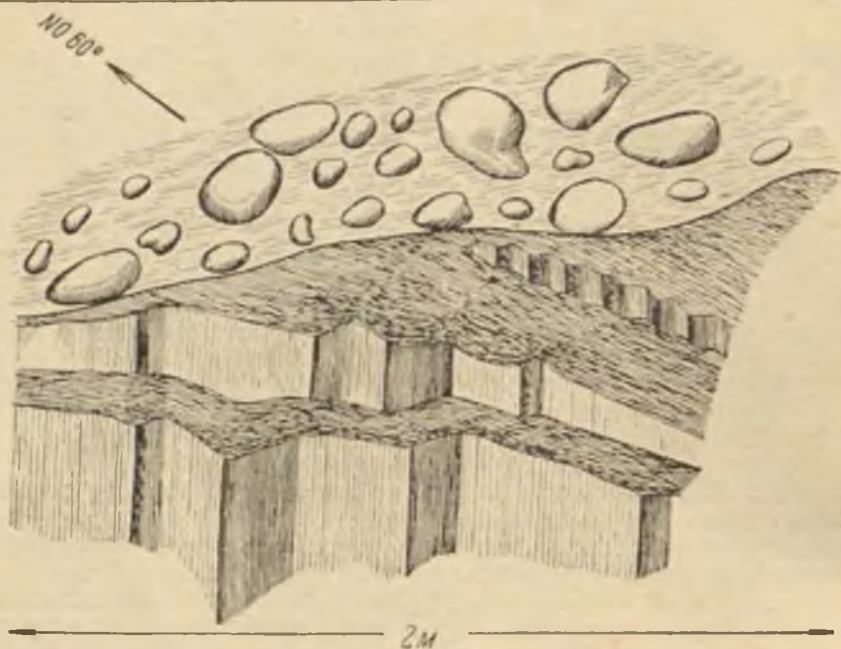


Рис. 7.

Контакт кварцево-хлоритовых сланцев до-карелия с базальными кварцевыми конгломератами.

изменялись в течение карельского диастрофизма и оказались непригодными к новой, более молодой, пост-карельской складчатости, что находит свое выражение на карте (Гилярова, 1948), где породы архея, простирающиеся почти широтно, подходят к породам карельской формации с почти меридиональным простиранием и уходят под нее с резким угловым несогласием.

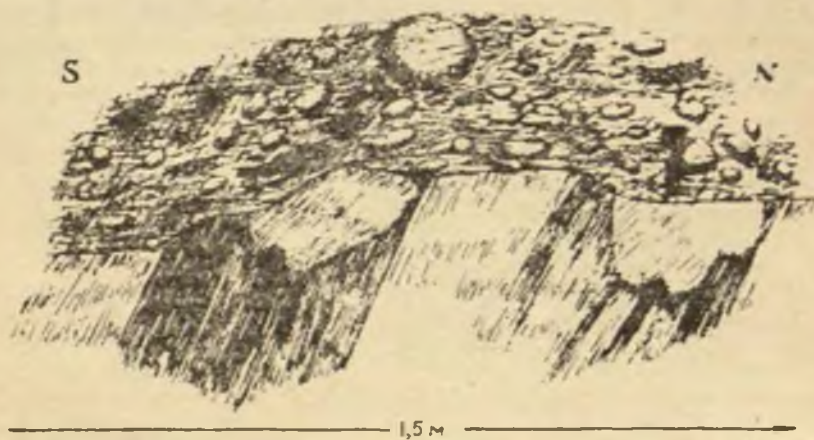


Рис. 8.

Контакт кварцевых конгломератов и сланцев (стенка обнажения 1262).

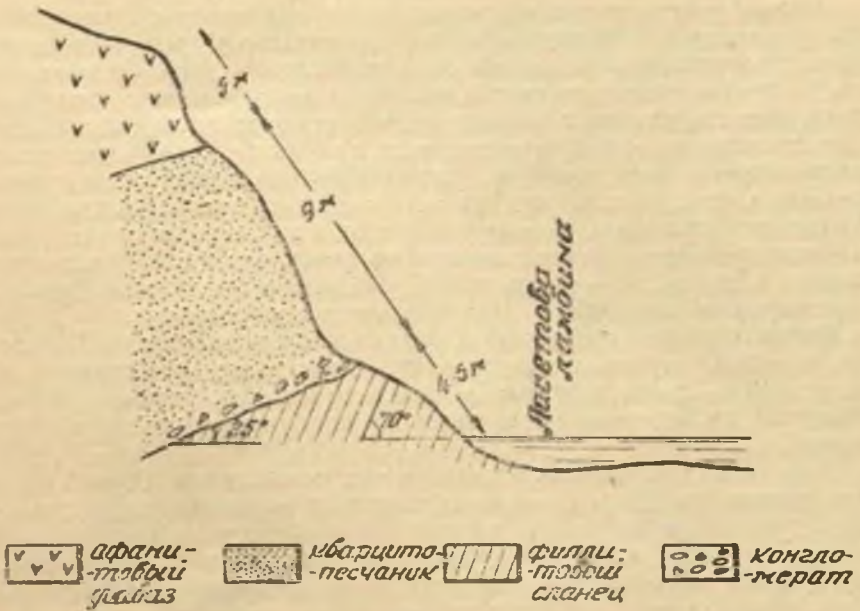


Рис. 9.  
Разрез по южному берегу Ласетовой ламбины.

Слабая реакция архейских структур на проявление пост-карельского диастрофизма возможно объясняется слабой интенсивностью пост-карельских горообразовательных усилий, которые хотя и собрали карельские пластичные осадки в пологие складки, но почти не смогли воздействовать на более жесткие архейские породы, а также и тем, что маломощный покров карельских осадков был защищен от воздействия давления, залегая на консолидированном архейском основании.

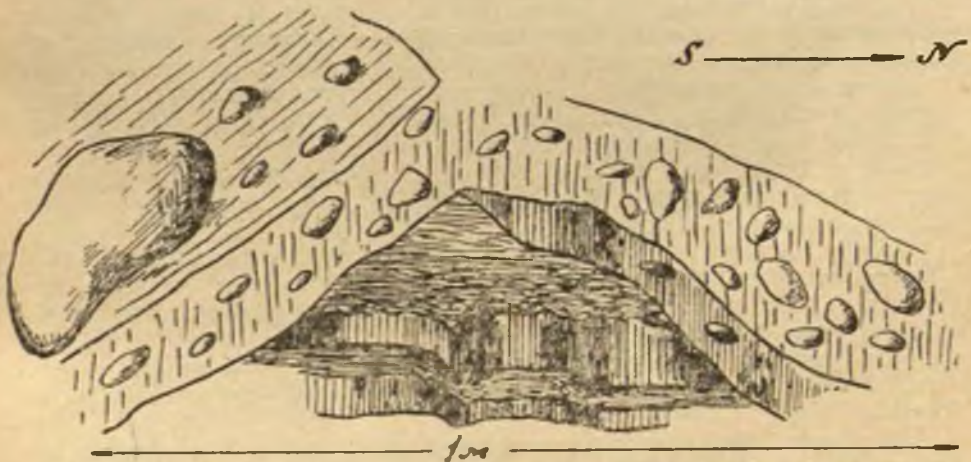


Рис. 10.  
Контакт до-карельских филлитов с базальными кварцевыми конгломератами карельской формации. Оби. № 2205 (склон).

Осадочные породы толщи сланцев были представлены перемежающимися глинистыми (преимущественно), кремнистыми, реже известковистыми и песчанистыми осадками геосинклинального типа. Сопровождающие их зеленые сланцы являются метаморфизованными основными эффузивами или связанными с ними туфогенными породами. На основании их переслаивания и постоянной ассоциации с морскими осадочными отложениями геосинклинального типа и наличия большого количества пирокластического материала, можно говорить о древней подводной вулканической формации в пределах сланцевой толщи, а если в связи с этим принять во внимание наличие кварцевых кератофигов, с одной стороны, и серпентинитов, с другой, то — о спилитовой или даже о филлитовой формации, представленной здесь всеми своими характерными звеньями.

Полевошпатовые амфиболиты, образовавшиеся за счет габбро-диабазов, частично секущие структуру сланцев, частично согласные с нею, представляли собою, повидимому, наиболее молодые члены сланцевой формации, интродуцировавшие в нее или в виде секущих тел или в форме силлов.

Мощность сланцевой толщи измеряется километрами. Однако определить величину мощности в точных цифрах и составить подробную стратиграфическую колонку этой толщи чрезвычайно трудно из-за сложности ее тектонического строения, глубокого эрозийного среза этой складчатой системы, доступного для наблюдения в настоящей момент, и из-за очень плохой обнаженности в местах развития сланцевой толщи.

В пределах Карелии породы сланцевой формации были прослежены нами из Койкарского района к северу до села Покровского и дер. Чебино; отсюда они протягиваются далее к северу по юго-западному и западному берегам Сегозера и в район Маслозера. Есть основания предполагать, пользуясь рядом аналогий, что описанные ранее под именем карельской формации они же (судя по описанию различных авторов) слагают полосу Надвоныч—Парандово, примыкают с востока к протерозою Тунгудского района от Никоновой Сельги до Маслозера и Пибозера, формируют частично толщу «протерозоя» Шомбозера, слагают Кукаозерскую зону и отсюда тянутся к западу в район Куолаярви, где они были описаны Хакманом и Вилькманом под наименованием калевия. Наконец, в районе Приладожья они слагают свиту Коват-ярви — Тулмозеро и полосу Нядлахта — Уялеги — Ведлозеро. Повидимому, к этой же толще относится сходная с нею по разрезу, тектоническому строению, степени метаморфизма и стратиграфическим соотношениям железорудная толща, обнаруженная в результате аэромагнитной съемки в Маньге, Гимоле, Костамукше и Тикшезеро, а также ладожская формация. И та и другая представляют собою еще более глубинные и более метаморфизованные части до-карельских складок.

Таким образом, толща сланцев представляет собою обособленную формацию седиментогенно-вулканического происхождения и должна быть выделена в качестве самостоятельной стратиграфической единицы наряду с карельской формацией.

Она имеет широкое распространение, не меньшее, чем породы карельской формации, и громадную мощность, большую чем породы карельской формации.

Эту формацию, согласно ее стратиграфическому положению, мы называли до-карельской. Вейринен множественным наименованием «до-карельские» называл все формации более древние, чем ятулий (лептитовая, ботнийская, ладожская), для того, чтобы исключить их из круга рассмот-

рения, противопоставив ятулию, изучением которого он специально занимался. Мы же употребляем это наименование для одной, выделенной и изучаемой нами формации, положение которой стратиграфически точно обосновано.

В большинстве случаев породы до-карельской формации относились к более метаморфизованным и дислоцированным породам карельской формации, но в отдельных случаях они описывались самостоятельно и даже правильно определялся их архейский возраст; но эти отдельные участки не связывались друг с другом и не объединялись в одну, широко распространенную формацию, отличную от карельской. Так, например, в 1902 г. Рамсей в районе Паданы выделял зеленые сланцы в качестве калевия, более древнего, чем ятулий. Однако, после дискуссии с Эскола, объединившим ладожскую формацию, калевий и ятулий в одновозрастную карельскую формацию, он отказался от своего мнения, принимая, согласно Эскола и Хаузену, калевий за кинетически измененный ятулий (Седергольм, 1916). Зеленые сланцы Ребольского района Судовиков (1934) совершенно правильно относил к архею. Тимофеев и Елисеев (1929) доказали архейский возраст для горшечного камня и связанных с ним метапикритов юго-восточного побережья Сегозера. Бергаульскую свиту Харитонов (1938, 1941) неопределенно помещал то в пределы карельской формации, то, предположительно, между археем и протерозоем; по нашим данным эта свита, вместе с окружающими зелеными сланцами, относимыми ранее к карельской формации, должна войти в состав до-карельской толщи, среди которой она занимает очень малую площадь на карте (1 кв. км) и очень малый отрезок по мощности в стратиграфической колонке. Филлиты западного берега Сегозера Шмыгалев (1939) совершенно основательно считал более древними, отделенными несогласием от кварцитов карельской формации. Наконец, Койкарские филлиты и зеленые сланцы Ильин (1935) предположительно относил к ботнии, основываясь на том, что они прорываются гранитами предположительно ботнийского возраста.

Выделяемую нами до-карельскую формацию мы намеренно не параллелизуем ни с одним подразделением финляндских геологов, так как в Фенноскандии строго установленными, стратиграфически обоснованными и не вызывающими никаких разногласий являются только ятулий и вышележащие, чем ятулий, формации. Что касается формаций более древних, чем ятулий, среди самих финляндских геологов нет никакого единства ни в отношении их площадного распространения на карте, ни в отношении их возрастной последовательности в стратиграфической колонке. Одну и ту же сланцевую толщу, исследуя ее от Ладоги к северо-западу до оз. Пиелис-ярви, Седергольм называет ладожской; исследуя от оз. Пиелис-ярви к юго-западу до Ладоги, Фростерус называет ее же калевийской. Хаузен отрицает необходимость выделения и ладожской и калевийской формации и те же сланцы относит к древнейшей сланцевой формации, аналогичной сланцам восточной Финляндии. С другой стороны, Седергольм считал ладожскую формацию древнее ботнии. Впоследствии, убежденный Берхгеллем и Фростерусом, он готов был отождествить ладожскую формацию с калевием, но в 1916 г. вновь пришел к выводу о ее самостоятельности, наряду с ботнией.

Такой же кризис переживает наименование калевий. Авторы этого наименования Фростерус и Рамсей (1902, 1907) доказывали более древний возраст калевия, отделенного от ятулия эпохой диастрофизма.

Вейринен (1923, 1928) перевернул стратиграфию молодого докембрия, утверждая, что калевийские филлиты моложе ятулия и залегают согласно с ними в восточной Финляндии, при отчетливо выраженном несогласии между ними в западной Финляндии. Седергольм (1930) считал доказанным тождественность калевия и ятулия, так как в области Куусамо калевийские кварциты непосредственно будто-бы переходили в ятулийские. В этом свете отчетливое несогласие, наблюдавшееся в Лапландии, между «калевием» и «ятулием», — должно переместиться вверх, между калево-ятулием и более молодой формацией, возможно иотнием.

Из приведенных примеров следует, что попытка параллелизовать до-карельскую толщу с более древними, чем ятулий, формациями Фенноскандии была бы явно обречена на неудачу и сообщила бы оттенок дискуссионной неопределенности точно установленному для нашей территории стратиграфическому положению толщи сланцев. Поэтому пока этого не следует делать.

Карельскую формацию (ятулий) все геологи, как русские, так и фенноскандинавские до сих пор единогласно относили к нижнему протерозою. Если это так, то до-карельскую формацию, отделенную от карельской интенсивной эпохой диастрофизма, длительнейшей эпохой размыва, в течение которой до-карельские структуры были размыты до корневых частей складок и, следовательно, резким и значительным несогласием, — следует отнести к архею. Однако, в 1948 г. Турищевым и Перевозчиковой была найдена фауна в доломитах Лижмозера (предположительно палеозойские кораллы, определяемые в настоящий момент). Если эти данные подтверждаются, то карельская формация будет относиться к палеозою, а до-карельская окажется до-палеозойской.

Как известно, Эскола под именем карельской формации объединил ладожскую, калевийскую, ятулийскую формации, считая их одновозрастными и объясняя различную степень метаморфизма их различным положением в орогенной области.

С тех пор, как в русской Карелии было доказано существование сланцевой толщи (до-карельская формация) и с несомненностью установлено несогласие между этой сланцевой толщей и нижним протерозоем (ятулием = карельской формации), наименование «карельская формация», в смысле Эскола, потеряло свое значение, ибо нельзя в одну формацию объединять разновозрастные образования. Поэтому необходимо или от этого термина совершенно отказаться или вложить в него иное содержание. Так как наименование «карельская формация» могло бы быть очень удачным для одной, точно обоснованной формации, распространенной в Карелии и вошедшей в русскую геологическую литературу, очень трудно было бы отказаться совсем от его употребления. С нашей точки зрения следовало бы оставить его в качестве эквивалента наименования ятулий. По существу в русской Карелии, где ранее не находили осадочных формаций более древних, под карельской формацией разумели именно один ятулий, хотя и резервировали внутри этой формации место для возможных, но еще не найденных калевия и ладожня.

### Карельская формация

На неплененизированной поверхности архейских гнейсо-гранитов и докарельских сланцев залегают базальные образования карельской формации, представленные базальными сланцами, базальными полимиктовыми конгломератами и базальными кварцевыми конгломератами, замещающими



ми друг друга в разрезе (см. наши работы 1947 и 1948 гг.), хотя и не являющимися синхронными.

В гальке полимиктовых конгломератов встречены все архейские породы, т. е. разнообразные гнейсо-граниты, их пегматитовые, аплитовые и кварцевые жилы, разнообразные мигматиты и все члены до-карельской сланцевой толщи с секущими их микроклиновыми гнейсо-гранитами. Частота встречаемости галек тех или иных пород в общем соответствует площадям их распространения в коренных выходах.

В некоторых случаях встречены обломки или галька сравнительно мало измененных диабазовых эффузивов (спилитов), тождественных эффузивам карельского возраста. Эта галька всегда обладает очень малыми размерами по сравнению с валунами архейских пород, встречается в локализованных участках только в тех полимиктовых конгломератах, в цементе которых присутствует аналогичный вулканический материал (туфовый или лавовый), и которые в большинстве случаев граничат и перемежаются с туфобрекчиями или лавами, по составу тождественными гальке эффузивов этих конгломератов. Никогда в этих конгломератах не была найдена галька осадочных пород карельского возраста, переслаивающихся с подобными же эффузивами, или галька одновозрастных с ними интрузивных диабазов. Отсюда следует сделать вывод о том, что галька эффузивов представляет собою пирокластический материал, образовавшийся в результате вулканической деятельности, одновременной или более поздней, чем полимиктовые конгломераты. Если полимиктовым конгломератам приписывать ледниковое происхождение (см. работы Эскола, Харитонова, наши работы 1948 г.), следует предполагать развитие интенсивной вулканической деятельности в момент оледенения. Пирокластический материал падал на поверхность ледников, смешиваясь с нормальным моренным материалом. В этом случае обломки пород вулканического происхождения, транспортируемые ледником, могли приобретать следы ледниковой обработки, что несколько не противоречит идее их образования в момент отложения полимиктовых конгломератов.

Выше базальных образований карельской формации залегает кварцито-диабазовая свита, доломитовая и сланцевая шунгитоносная свита. Разрез, обычный для карельской формации и ничего принципиально нового, по сравнению со стратиграфической схемой Тимофеева, не дает. Наиболее полные разрезы карельской формации мы приводим ниже.

### Святнаволоцкий сводный разрез

1. Полимиктовые конгломераты, вытянутые в виде меридиональной полосы до 1,5 км. шириной к югу и северу от Свят-Наволока. К западу от них найдены выходы гнейсо-гранитов и сланцев до-карельской сланцевой толщи (кварцитовые сланцы, кварцевые порфиры), на которых они, повидимому, залегают, хотя непосредственных контактов из-за плохой обнаженности наблюдать здесь не приходилось. Полимиктовые конгломераты содержат валуны до 1 м, преимущественно гнейсо-гранитов, пегматитов, мигматитов, полевошпатовых амфиболитов, кварца и реже пород сланцевой до-карельской толщи. В единичных случаях наблюдаются обломки афанитовых диабазовых пород, близ границ полимиктовых конгломератов с туфо-брекчиями афанитовых диабазовых пород. Цемент зеленый, сланцеватый, тонкозернистый, в виде тонких каемок облегающий валуны и состоящий из перетертого материала тех же валунов (обломки кварца и плагиоклаза, серицит, хлорит, эпидот) и примеси туфогенного материала. Ни слоистости, ни следов сортировки материала

наблюдать не приходилось. Близ оз. Салва-ламби в конгломератах наблюдаются участки и прослой афанитовых диабазовых пород и туфо-брекчий, одновременных или более поздних, чем конгломерат.

2. Вышележащие кварцевые конгломераты связаны постепенными переходами с полимиктовыми конгломератами, как это можно наблюдать на 1, 2 км к северу от д. Свят-Наволок на левой стороне р. Эльмус в 40 м к западу от шоссе. Постепенный переход совершается на протяжении только 2—3 м и обуславливается не столько изменением состава гальки, сколько изменением состава цемента. Зеленый рассланцованный цемент полимиктового конгломерата к контакту приобретает все более светлый, почти белый цвет; уменьшается количество зерен плагиоклаза и количество хлорита до полного его исчезновения, увеличивается количество серицита (за счет разрушения плагиоклаза). Резко уменьшается величина гальки архейских пород и ее количество. Ближайший к контакту кварцевый конгломерат мощностью до 0,5 м (собственно это промежуточная порода) содержит преобладающую гальку кварца до 7 см в поперечнике и редкую мелкую гальку гранита и кремнистого сланца. Цемент серовато-белый состоит из угловатых зерен кварца и серицитизированного плагиоклаза, погруженных в спутанную массу чешуек серицита. По мере удаления от контакта в кварцевом конгломерате уменьшается и исчезает количество зерен плагиоклаза, песчинки кварца приобретают большую степень окатанности, уменьшается степень осланцевания цемента. Мощность приблизительно 10 м.(?)

3. На 50 м к востоку от выходов кварцевого конгломерата наблюдается белый, мелкозернистый кварцевый песчаник с окатанными зернами кварца до 1 мм, лишенный плагиоклаза, простирающийся в направлении СЗ 335°, падающий на СВ 55° и, следовательно, лежащий на кварцевом конгломерате.

Эти же горизонты белых кварцевых конгломератов и песчаников прослежены на север до оз. Салва-ламби, протягиваются по его западному берегу, также налегают на полимиктовый конгломерат и уходя далее к северу под афанитовые диабазовые породы Суйсарского комплекса. Мощность 25—30 м.

4. Выше залегают мелкозернистые и среднезернистые метадиабазы, выходящие на 30—40 м восточнее кварцевых песчаников. Мощность приблизительно 75—100 м.

5. Следующим вышележащим горизонтом, повидимому, являются розоватые кварцевые песчаники с прослоями мелкогалечного конгломерата, найденные по шоссе в д. Свят-Наволок (к западу от них — необнаженная полоса, в которой, очевидно, помещаются горизонты 4, 3, 2 и на вершине, на которой стоит д. Гора, — обнаженные полимиктовые конгломераты), и такие же кварцевые песчаники, найденные на южной стороне оз. Мая-ламбина (к северу от северной оконечности Пял-озера) в непосредственных контактах с нижележащими метадиабазами и вышележащими миндалевидными диабазами. Песчаники, помимо зерен кварца, содержат зерна плагиоклаза и микроклина. Цемент кварцево-серицитовый. Мощность 15 м.

6. Выше залегают миндалевидные метадиабазы, аналогичные также второму горизонту миндалевидного диабаза в Койкарском районе, типичного облика с лиловатым оттенком основной массы, темными хлоритовыми (иногда с эпидотом, кальцитом, гематитом) миндалинами и часто встречающимися порфиробластами актинолита. Мощность 150—200 м.

7. На миндалевидных диабазах залегают мраморизованные доломиты, обнаруженные на северо-восточном берегу Шита-ламбины, в основании высокого кряжа, сложенного вышележащими габбро-диабазами. Ближайшие выходы миндалевидных диабазов на северо-западном берегу Шита-ламбины и доломитов разделены логом шириной приблизительно 50 м. В этом необнаженном пространстве возможно помещаются песчаники и пестрые сланцы, подстилающие доломит, аналогично Койкарскому разрезу (см. наш отчет за 1945 г.). Доломиты желтоватого и белого цвета, рыхлые, мягкие, легко рассыпающиеся в порошок. Эти их свойства обусловлены контактовым воздействием габбро-диабазов. Видимая мощность доломитов 2 м. Они простираются в меридиональном направлении с падением на восток 40°, налегая на миндалевидные диабазы, лежащие западнее.

8. Непосредственно на доломитах залегают габбро-диабазы, слагающие большой кряж и представляющие собой интрузивный пласт, дифференцированный *in situ*. Эти габбро-диабазы далеко уходят к югу, в Койкарский район, где они были описаны нами в 1945 г. В нижней части силла наблюдаются линзовидные тела и прослои меланократовых габбро-диабазов, обогащенных магнетитом и амфиболом, чередующиеся с лейкократовыми, пегматоидного облика, крупнозернистыми габбро-диабазами, обогащенными крупными кристаллами розового альбита и содержащими гранофир. В верхней части силла эти пегматоидные габбро-диабазы преобладают. Видимая мощность габбро-диабазов до 350 м. Покрывающих их пород в данном районе не найдено. Габбро-диабазы слагают ядро синклинали складки, через западное крыло которой прошел наш разрез.

### Сводный разрез у Фенькиной ламбины

Базальные горизонты кварцито-песчаников, строго говоря, неизвестны, так как непосредственных контактов их с архейскими гнейсо-гранитами здесь не найдено, но ближайшие их выходы находятся на расстоянии 50 м. В разрезе участвуют 3 горизонта кварцито-песчаников, переслаивающиеся с 2 горизонтами метадиабазов; на третьем горизонте песчаников залегают пестрые сланцы, на которых лежат доломиты, в свою очередь перекрываемые габбро-диабазами. Как видно, разрез является сходным с Койкарским и Святнаволоцким разрезами.

1. Нижний горизонт светлых, серовато-зеленых аркозовых кварцито-песчаников содержит маломощные, выдерживающиеся по простиранию прослой кварцевых галечников и конгломератов. Хорошо окатанные зерна кварца и микроклина погружены в серицитовый цемент, но отдельные прослой кварцито-песчаников обладают кварцевым цементом. В некоторых пачках наблюдается косяя слоистость, иногда прослой и обломки серых глинисто-серицитовых сланцев. Мощность около 70 м.

2. Выше залегают плотный, тонкозернистый, местами сильно эпидоти-зированный метадиабаз. Мощность около 50 м.

3. Белый кварцевый кварцито-песчаник. Грубозернистые прослой чередуются с тонкозернистыми. Зерна кварца сравнительно хорошо окатаны. Цемент кварцево-серицитовый или серицитовый (глинистый).

4. Миндалевидные диабазы с хлоритовыми миндальянами и порфиробластами актинолита. Мощность 250—300 м.

5. Белые равномернозернистые кварцевые песчаники «стекловидного» облика с хорошо окатанными зернами кварца, редко микроклина до 1 мм в поперечнике. Цемент мелкозернистый, кварцево-серицитовый

или серицитовый, стратиграфически выше переходящий в кварцево-известковистый. Мощность не выяснена. Вероятно, около 30 м.

6. Пестрые, преимущественно лиловые и кирпично-красные сланцы с прослоями тонкозернистых, хорошо отсортированных кварцевых песчаников, иногда с зернами полевых шпатов. Песчинки являются разобщенными и погружены в глинисто-серицитовый цемент. При уменьшении количества зерен кварца песчаники постепенно переходят в сланцы. Мощность приблизительно 20 м.

7. Пестрые тонкослоистые ленточные глинистые сланцы преимущественно лилового и кирпично-красного цвета с тонкими пропластками зеленого и белого цвета. Полосчатость обусловлена не только изменением в окраске, но и изменением в крупности материала. Очень тонкозернистые глинистые и глинисто-серицитовые тонкие прослои чередуются с более мощными песчанистыми прослойками, состоящими из мелких зерен кварца в той же глинистой массе. Стратиграфически выше к глинистому материалу сланцев примешивается тонкозернистый карбонатный материал. В этой глинисто-карбонатной массе с чешуйками серицита наблюдаются отдельные изолированные, окатанные зерна кварца. Мощность приблизительно 15—20 м.

8. Розовые светлые доломиты лежат непосредственно на сланцах (на р. Кумсе ниже Фенькиной ламбины в обн. № 2492 между ними наблюдается прослой среднезернистого песчаника с окатанными зернами кварца в кварцево-карбонатном цементе).

9. На доломитах лежат габбро-диабазы. Их нижние контакты с доломитом наблюдались в долине р. Кумсы и описаны Желубовским и др. Верхние контакты габбро-диабазов неизвестны.

### Разрез на р. Кумсе у лесопункта Падун

1. Полимиктовые конгломераты залегают на гнейсо-гранитовом архейском основании. Непосредственно контакты найдены не были, но по дороге Остречье — Чебино их сближенные выходы находятся на близком расстоянии. Полимиктовые конгломераты содержат гальку и валуны, преимущественно, различных гнейсо-гранитов, пегматитов, кварца, амфиболитов, кварцитов сланцев и других пород сланцевой толщи и обломки афанитовых диабазовых пород в тех конгломератах, которые содержат в цементе туфовый материал. Валуны и галька довольно тесно упакованы, так что цемент только тонкими пленками обволакивает гальку. Цемент обычно зеленый, сильно осланцованный, представляет собою обломки тех же пород и минералов в кварцево-серицито-биотитовом цементе, иногда обогащенном хлоритом и эпидотом. С увеличением количества хлорита и эпидота цемент переходит в хлоритовый сланец. Кумсинские конгломераты были подробно описаны ранее Желубовским и Харитоновым, которые указывают на присутствие в качестве цемента иногда диабазового порфирита.

2. Стратиграфически выше полимиктовый конгломерат постепенно переходит в белые кварцевые кварцито-песчаники. Переход осуществляется на протяжении 3 м по разрезу. Количество и величина валунов и галек уменьшается (стратиграфически вверх), в цементе появляется и увеличивается количество песчанистого материала и он переходит в серую, рассланцованную породу с мелкой спорадической галькой кварца и гранита. Далее вверх еще более уменьшается количество глинистого материала, порода становится все более светлой, совершенно теряет гальку, стано-

вится менее осланцованной и переходит в грубозернистые белые и зеленоватые песчаники с серицитовым цементом, который располагается в породе в виде обособленных участков. Также постепенно эти песчаники далее вверх по разрезу переходят в кварциты, иногда с очковой структурой, содержащие мусковит, и перекрываются кварцевыми конгломератами с галькой кварца 5—10 см в поперечнике и тем же кварцитовым цементом. Мощность этого горизонта 15—20 м. Наблюдается неясная слоистость. Простираание СЗ 300°, падение на СВ 20°.

3. Выше кварцевого конгломерата (непосредственно по берегам р. Кумсы) залегает среднезернистый метадиабаз с меняющимся количественным соотношением эпидота, хлорита, актинолита. Непосредственный контакт с кварцито-песчаниками закрыт.

Все описанные породы, особенно кварцито-песчаники, интенсивно осланцованы, перебиты кливажом, ориентированным почти перпендикулярно слоистости с тем же простираанием, но падением на ЮЮЗ 65—70°. Галька кварца в кварцевом конгломерате переориентируется параллельно плоскостям кливажа, часто является раздробленной.

Прежние исследователи, приводя описание этого разреза, повидимому принимали плоскости кливажа, перпендикулярные слоистости, за слоистость и считали, следовательно, что полимиктовые конгломераты залегают на кварцито-песчаниках, разделяя карельскую формацию на 2 системы. Для сравнения приводим разрез у Падуна в представлении различных авторов (рис. 11).

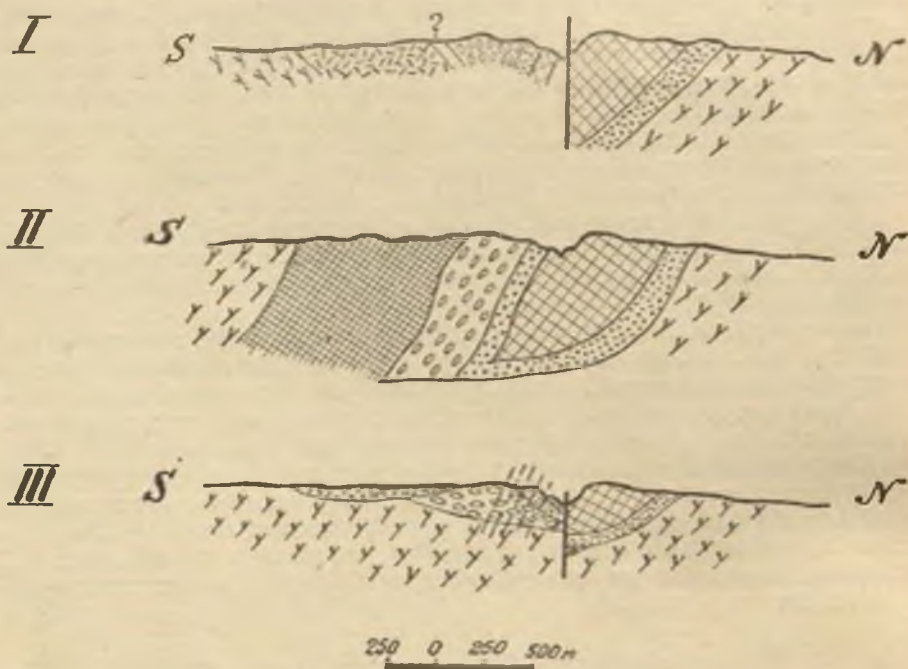
### Разрез на западном берегу Сегозера у села Паданы

1. В основании разреза залегает базальный кварцевый конгломерат, найденный на 2500 м севернее Паданы (непосредственный контакт его с нижележащими до-карельскими сланцами описан ранее), с галькой кварца 4—10 см, иногда до 15 см в диаметре. Встречается спорадическая галька нижележащего сланца 2—3 см в диаметре. Цемент конгломерата представляют собою грубозернистый песчаник, с плохо окатанными песчинками в кварцево-хлоритово-серицитовой массе. Цемент зеленоватого цвета, благодаря содержанию измельченного материала сланцев. Мощность конгломерата до 50 см. Выше залегают грубозернистые серые песчаники, лишенные гальки, с красноватыми пятнами железистых окислов. Мощность 1,5—2 м.

2. Белые мелкозернистые и среднезернистые кварцевые песчаники с хорошо окатанными зернами кварца в серицитовом цементе. Эти кварцито-песчаники прослеживаются с южной и с северной стороны Паданской губы, слагая горки непосредственно к северу от села Падан. Мощность 300 м (?)

3. Стратиграфически выше залегает интрузивный пласт среднезернистых метадиабазов хлоритовых или эпидотовых, иногда с порфиробластами актинолита. Ближе к верхнему контакту наблюдаются миндалины, заполненные хлоритом, эпидотом, кварцем, кальцитом. Непосредственные контакты с выше-и нижележащими кварцито-песчаниками не наблюдались. Мощность 400—350 м.

4. Выше наблюдаются светло-серые и белые грубозернистые, плохо отсортированные кварцевые песчаники с вишнево-красными прослоями глинистого и мергелистого сланца, от долей миллиметра до 20 см мощности. Тонкие прослой (3—4 см) обнаруживают гофрировку, разбиваются, в пределах прослоя, трещинами усыхания на ряд неровных тра-



- I* - По Харитонову 1937 г.  
*II* - По Вайрину 1939 г.  
*III* - По Гиляровой 1946 г.









-  Архейские диориты, порфириты, туфобрежчи буцарского комплекса
-  Интрузивные диориты
-  Кварцито-песчаники
-  Ампфиболовые комплекситы
-  Амфиболиты
-  Гнейсы
-  Сброс
-  Кливаж

Рис. 11.  
 Разрез у поселка Падун.

пещей с более широким основанием у нижней границы слоя. Трещинки между трапециями сланца суживаются книзу и заполняются тем же песчаником, который залегает выше каждого данного глинистого прослоя, и представляют собою типичные трещины усыхания. В разрезе эти песчаники с прослоями сланцев и трещинами усыхания в них наблюдаются особенно хорошо на Нефентьевом наволоке. Отсюда этот горизонт прослеживается с южной стороны Паданской губы далее на юг по западному берегу Сегозера и на восток по южному берегу Сегозера, повторяя очертания его береговой линии. На южном берегу Сегозера наблюдаются трещины усыхания в прослоях сланцев, видимые в плане (рис. 15). В песчаниках наблюдаются признаки ряби и косая слоистость. Видимая мощность 200—250 м.

5. Выше залегают полосатые кварцито-песчаники и песчаники, слои которых окрашены в зеленоватые, серые, белые и розовые тона. Некоторые прослои обогащаются известковистым материалом, глинисто-известковистым и железистым. Толщина слоев окраски от долей сантиметра до нескольких сантиметров. Наблюдается переслаивание этих кварцитов с кирпично-красными прослоями сланцев. Этот горизонт выходит близ Кюльмяс-ручья по шоссе в Паданы. Мощность, вероятно, несколько десятков метров.

6. Кирпично-красные сланцы и пестрые (кирпично-красные, перемежающиеся с белыми кварцито-сланцами) глинисто-известковистые сланцы. Обнажаются на мысах южного берега Сегозера в Кюльмяс-губе, восточнее и западнее устья Кюльмяс-ручья и к востоку от Кюльмяс-губы. Предполагаемая мощность до 20 м.

7. Миндалевидные метадиабазы, нижний контакт которых со сланцами не наблюдался. Верхний обнажается на островке против Кюльмяс-губы, где, как это было известно еще со времен В. М. Тимофеева, миндалевидные диабазы покрываются сводообразно над ними приподнятыми доломитами.

8. Доломиты, покрывающие метадиабазы, представлены только нижними горизонтами. В северном конце острова доломит смят в мелкие складки и содержит прослойки и куски раздробленных фиолетовых сланцев. В зоне контакта известняк содержит турмалин и множество кристаллов тремолита, как это было еще отмечено В. М. Тимофеевым и П. А. Борисовым.

Простирание всей описанной пачки слоев СВ 15—20, падение на ЮВ 30—25 (у Падан).

Шмыгалев, проводивший в 1939 г. съемку Паданского планшета (1 : 100 000), считал, без достаточных оснований, что песчаники, соответствующие нашему 4-му горизонту, лежат несогласно на 1, 2 и 3 горизонтах, и если 1, 2 и 3 горизонта он относит к нижнему протерозою, то 4-й горизонт — к верхнему протерозою.

С нашей точки зрения все описанные горизонты залегают совершенно согласно друг с другом, представляя собою один из типичных разрезов карельской формации.

### Разрез на о-ве Сондалы

1. Полимиктовые базальные конгломераты залегают несогласно на до-карельских зеленых сланцах с дайками кератофиров, в основании разреза карельской формации. Они содержат валуны и гальку гранитов, зеленых сланцев, кератофиров, филлитов, кварца, полевошпатовых амфиболитов, слюдитов, кремнистых сланцев, афанитовых диабазовых пород.

Цемент зеленого цвета, сильно рассланцован, состоит из обломков кварцевых зерен в кварцево-хлоритово-серицитовом цементе. У дороги, соединяющей кирпичный завод Сондалы с шоссе, наблюдается непосредственный контакт полимиктовых конгломератов с вышележащими кварцевыми песчаниками и конгломератами. По мере приближения к песчаникам количество гальки и ее размеры в конгломератах уменьшаются.

2. а) Серый грубозернистый песчаник с разбросанной в нем редкой галькой зернистого кварца и хлоритово-серицитовым цементом залегает на полимиктовом конгломерате, срезая его сланцеватость. Слои песчаника не обтекают, а упираются в гальку кварца 3—5 см в поперечнике. Мощность 35 см.

б) Выше залегает плотный неслоистый прослой глинисто-кремнистой породы фиолетово-вишневого цвета, нижняя и верхняя граница которого отмечена линиями кварцевой гальки, идущей в один ряд. Мощность 35 см.

в) Грубозернистый, серый, отчетливо-и тонкослоистый песчаник. Песчинки уже лучше окатаны, погружены в кварцево-серицитово-кальцитовый цемент.

3. Белые кварцевые песчаники с прослоями кварцевых конгломератов и серицитовым цементом.

4. Белые и зеленоватые кварцито-песчаники и кварциты с кварцевым же цементом. Кластическая структура различается с трудом.

На острове Сондалы белые кварцито-песчаники образуют высокую сельгу, окаймляющую с востока полимиктовые конгломераты, в свою очередь залегающие на зеленых сланцах с жилами кератофилов. Кряж кварцито-песчаников круто обрывается к западу, образуя ряд обрывов.

Приведенными разрезами мы заканчиваем описание карельской формации. Как видно, эти разрезы являются совершенно аналогичными тем, которые мы составили ранее для Койкарского района (1948).

Следует указать на закономерное нарастание мощности кварцито-песчаников с ЮЮВ на ССЗ. В районе д. Кузино мощность кварцевых конгломератов и кварцито-песчаников, по Судовикову, всего несколько метров; севернее, в районе Юркостров—Сундозеро, по нашим данным, она равняется 30—40 м, а в районе Койкары—Свят-Наволок достигает до 100—120 м. Далее к северо-западу в районе Чебино—Покровское и по южному берегу Сегозера она равняется 400—500 м, так же как и в районе Янгозера (по Ушаковой и Барковскому). По западному берегу Сегозера Шмыгалев дает цифру мощности до 2 км (она, вероятно, является преувеличенной) и еще далее к северо-западу в районе Маслозера, по Первозчиковой, и в районе Гимолы, по Хазановичу, мощность увеличивается до 800—1000 м.

Одновременно с уменьшением мощности кварцито-песчаников на ЮЮВ появляются и увеличиваются в мощности доломито-сланцевые породы карельской формации; однако об этой сопряженности мощностей говорить с определенностью затруднительно, так как кровли доломитово-сланцевой толщи здесь не наблюдается и уменьшение ее видимой мощности к северо-западу возможно объясняется большей глубиной эрозийного среза.

### Сравнение карельской и до-карельской формаций

Сравнивая обе формации — до-карельскую и карельскую, можно отметить некоторые черты сходства, но одновременно и резкое различие между ними.



Сходство выражается в разрезе: зеленые сланцы, кварцитовые сланцы и филлиты одной соответствуют диабазовым породам, кварцито-песчаникам и глинистым сланцам другой.

Различие прежде всего выражается в том, что до-карельская формация представляет собою осадки законченного геосинклинального цикла, в то время как осадки карельской формации образовались в области без геосинклинальной подготовки и представляют собою континентальные или полуконтинентальные отложения. Это подтверждается: 1) различием в мощности: до-карельская формация обладает огромной мощностью, измеряемой километрами; мощность осадков карельской формации изменчива и вряд ли превышает сотни метров. 2) Различием фациального состава: осадки до-карельской формации представлены глубоководными фациями, в то время как осадки карельской формации являются частично континентальными, частично мелководными фациями. 3) Различным характером и интенсивностью складчатости. До-карельские складки сложно и сильно дислоцированы; сохранились только корневые части их в виде сильно сжатых, крутонаклонных изоклинальных складок, свидетельствующих о глубинной складчатости. Карельские отложения характеризуются чрезвычайно простой и спокойной тектоникой: ряд пологих, симметричных, синклинальных складок интенсивно перебиты кливажом и кое-где нарушены сбросами. Кроме того, до-карельские сланцы прорываются и мигматизируются микроклиновыми гнейсо-гранитами. Карельская толща, повидимому, не прорывается гранитами.

До-карельские сланцы обладают значительно большей степенью метаморфизма; это выражается в почти полном исчезновении первичных кластических и магматических структур, в образовании порфиробластических структур, вторичных структур течения, в резкой осланцованности пород, в широко развитых процессах гранитизации; зеленокаменные породы метаморфизованы до фации зеленых сланцев и до амфиболитовой фации. В противоположность этому карельские породы метаморфизованы очень мало и даже в тектонических зонах, будучи катаклазирванными, сохраняют свою первичную структуру. Изменения, обнаруженные в зеленокаменных карельских породах, сводятся только к автометаморфизму, к последующему низкотемпературному гидротермальному метаморфизму или к дислокационному метаморфизму.

### Суйсарский вулканический комплекс

Помимо несогласия между до-карельской и карельской формациями, установленного с несомненностью, возможно в настоящий момент поставить вопрос о несогласии более высокого стратиграфического уровня между карельской формацией и породами Суйсарского вулканического комплекса.

В. М. Тимофеев относил Суйсарский вулканический комплекс к верхам карельской формации, принимая согласное его залегание с нижележащими глинистыми сланцами карельской формации. Петрозаводские песчаники он рассматривал как базальные образования иотния.

Седергольм выделял Суйсарский вулканический комплекс с покрывающими их петрозаводскими песчаниками в особую формацию Хогландий, основываясь на материале Валя, который находил будто бы в этих песчаниках вулканические бомбы и ляпиллы. Хогландий, по его мнению,

отделен от иотнийских песчаников эпохой диастрофизма (гранитами-рапакиви).

Судовиков считал, что согласное залегание Суйсарского вулканического комплекса на породах карельской формации не есть еще признак отсутствия несогласия между ними при тех пологих залеганиях, которыми они обладают.

По нашим данным, к породам Суйсарского вулканического комплекса следует относить туфо-сланцы типа Лайв-острова, туфо-песчаники и мало измененные основные эффузивы с подчиненными им туфо-брекчиями, туфами и агломератными лавами. Эти породы распространены не только непосредственно к северу от г. Петрозаводска, где они были описаны Тимофеевым, но имеют, повидимому, очень широкое распространение на площади Карелии. Они были встречены нами на западном берегу Сундозера, в районе д. Мелосельги, к северу от Свят-Наволока, в районе р. Кумсы и в районе д. Карельской Масельги. Судя по литературным источникам, они же встречены и в Тунгудском районе. Нигде до сих пор не были описаны разрезы, из которых следовало бы заключение о постепенном переходе сланцевой шунгитоносной толщи в пестрые глинистые сланцы типа Вегоруксы и затем в туфо-сланцы типа Лайв-острова, хотя такое представление казалось до сих пор установленным.

Наоборот, следующие данные позволяют ставить вопрос о несогласии между Суйсарским вулканическим комплексом и карельской формацией.

1) Залегание туфо-сланцев и эффузивов Суйсарского вулканического комплекса на различных стратиграфических уровнях: на архейских гнейсо-гранитах, до-карельских сланцах и полимиктовых конгломератах в районе р. Кумсы, Сундозера, Мелосельги, Свят-Наволока, д. Карельской Масельги; на кварцито-песчаниках карельской формации (непосредственный контакт наблюдался нами в районе д. Карельской Масельги); на шунгитоносных сланцах (в ряде непосредственных контактов в районе Суйсари — Кончезеро).

2) В районе р. Кумсы между д. Острече и д. Чебино были найдены конгломераты с окатанной галькой доломита и кварцевого песчаника верхов карельской формации и цементом, превращенным в глинистый сланец, залегающие непосредственно на карельских габбро-диабазов. Подобные же сланцы были описаны Барковским в районе Совдозера. Возможно, эти конгломераты окажутся базальными образованиями формации Суйсарского вулканического комплекса. Однако это предположение требует дальнейшей проверки.

3) Складчатые структуры карелид уходят под несогласно их перекрывающие эффузивы Суйсарского комплекса, что отчетливо вырисовывается на геологической карте, особенно в районе к северу от Свят-Наволока, в районе р. Кумсы и д. Карельской Масельги.

Приведенные факты не решают окончательного вопроса о несогласии, но являются достаточными для того, чтобы обратить внимание исследователей Карелии в этом отношении и собрать новый фактический материал, который или утвердит это несогласие или позволит объяснить указанные факты иным образом.

Выше формации Суйсарского вулканического комплекса несогласно залегает иотнийская формация кварцито-песчаников и подчиненных им силлов габбро-диабазов, относительно которой мы не располагаем никаким дополнительным материалом.

## Дискуссия

1) Следует пересмотреть согласно новой стратиграфической схеме геологические карты, составленные для районов протерозоя Карелии, особенно для районов Сегозерского, Медвежьегогорского и Тунгудского.

В результате последних исследований Сегозерского и Медвежьегогорского районов было обнаружено, что в районе Келдосельга — Столбовая гора — Мяндусельга — д. Покровское и д. Покровское — д. Чебино вместо одной карельской формации (по Харитонову, одной Сегозерской системы) пользуются развитием две разновозрастные формации: докарельская и карельская (см. рис. 12—15). На сильно дислоцированных докарельских сланцах, всегда стоящих на головах или круто падающих с угловым несогласием, полого залегают кварцевые конгломераты и песчаники карельской формации. Непосредственные контакты наблюдались по р. Кюльмяс, где на филлитовидных и кварцитовых сланцах залегают кварцевые конгломераты, и у кладбища близ с. Покровского, где на крутопадающих филлитовых сланцах с прослоем мраморизованного доломита 40 см мощности полого залегают кварцевые песчаники. Филлиты в контакте не несут никаких следов изменения, в то время как белые кварцевые песчаники осланцовываются, приобретают зеленую окраску, благодаря участию в их составе измельченного материала сланцев, содержит мелкую спорадическую гальку филлита и в самом контакте пронизываются обильными железистыми окислами.

С другой стороны, в районе д. Плаковара — Чебино — г. Медвежья гора вместо двух систем — Сегозерской и Онежской, разделенных эпохой диастрофизма и полимиктовыми конгломератами, имеет место одна карельская формация с полимиктовыми конгломератами в основании. Разделение карельской формации на две системы базировалось на следующих данных:

а) присутствие в гальке полимиктового конгломерата диабазов и кварцитов Сегозерской системы; но как это было изложено выше, галька кварцитовых сланцев имеет более древний, докарельский возраст, а галька диабазовых эффузивов одновременна с образованием полимиктовых конгломератов;

в) залегание полимиктовых конгломератов на кварцито-песчаниках Сегозерской системы у поселка Падун, р. Кумса. Но по нашим данным за слоистость кварцито-песчаников принималась сланцеватость, крутопадающая на юг. Истинная же слоистость падает на север под пологим углом; таким образом у Падуна не полимиктовые конгломераты лежат на кварцито-песчаниках «Сегозерской системы», а, наоборот, кварцито-песчаники лежат на полимиктовых конгломератах подобно тому, как это неоднократно наблюдалось нами в районе Койкары — Свят-Наволоч и по западному берегу Сегозера (рис. 11);

с) на руднике Воронов бор Харитоновым наблюдалось залегание полимиктовых конгломератов (мощность 2 м) на миндалевидных диабазах, обломки которых были найдены в полимиктовом конгломерате. Тот же диабаз в виде измельченных (туфовых?) частиц участвовал в цементе конгломерата. На полимиктовых конгломератах залегают кварцито-песчаники, падающие на В под углом  $25^\circ$ , переслаивающиеся с диабазами, описанные в разрезе карельской формации по Воронову бору еще В. М. Тимофеевым (1935). К западу от рудника Воронов бор Л. Я. Харитонов (1938, 1941) дает сводный разрез, составленный по «редким обнажениям» — на гранитах залегают грубозернистые кварциты, метадиабазы,

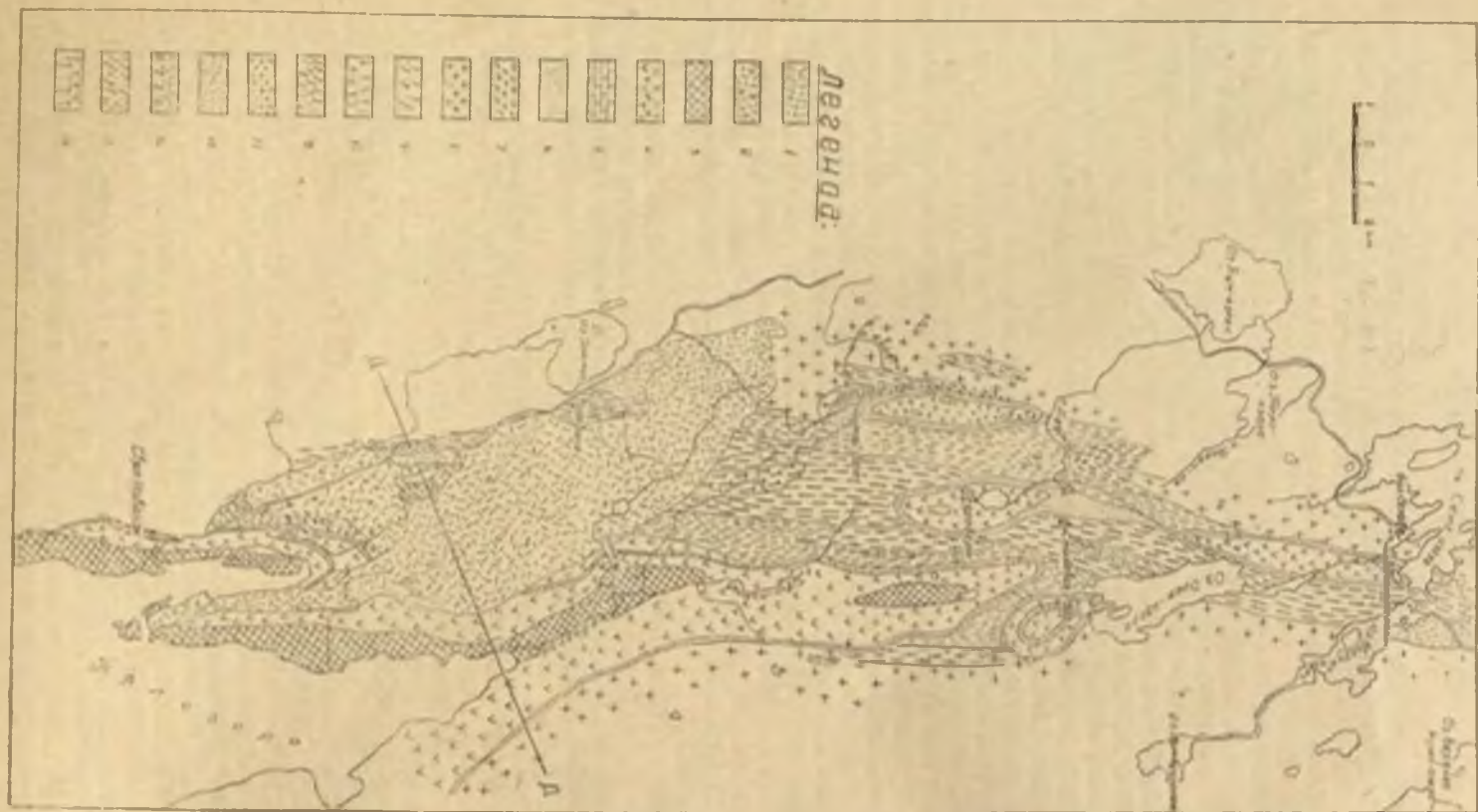


Рис. 12.  
Схематическая геологическая карта района Светлицы—Новолок—Миндусельга.

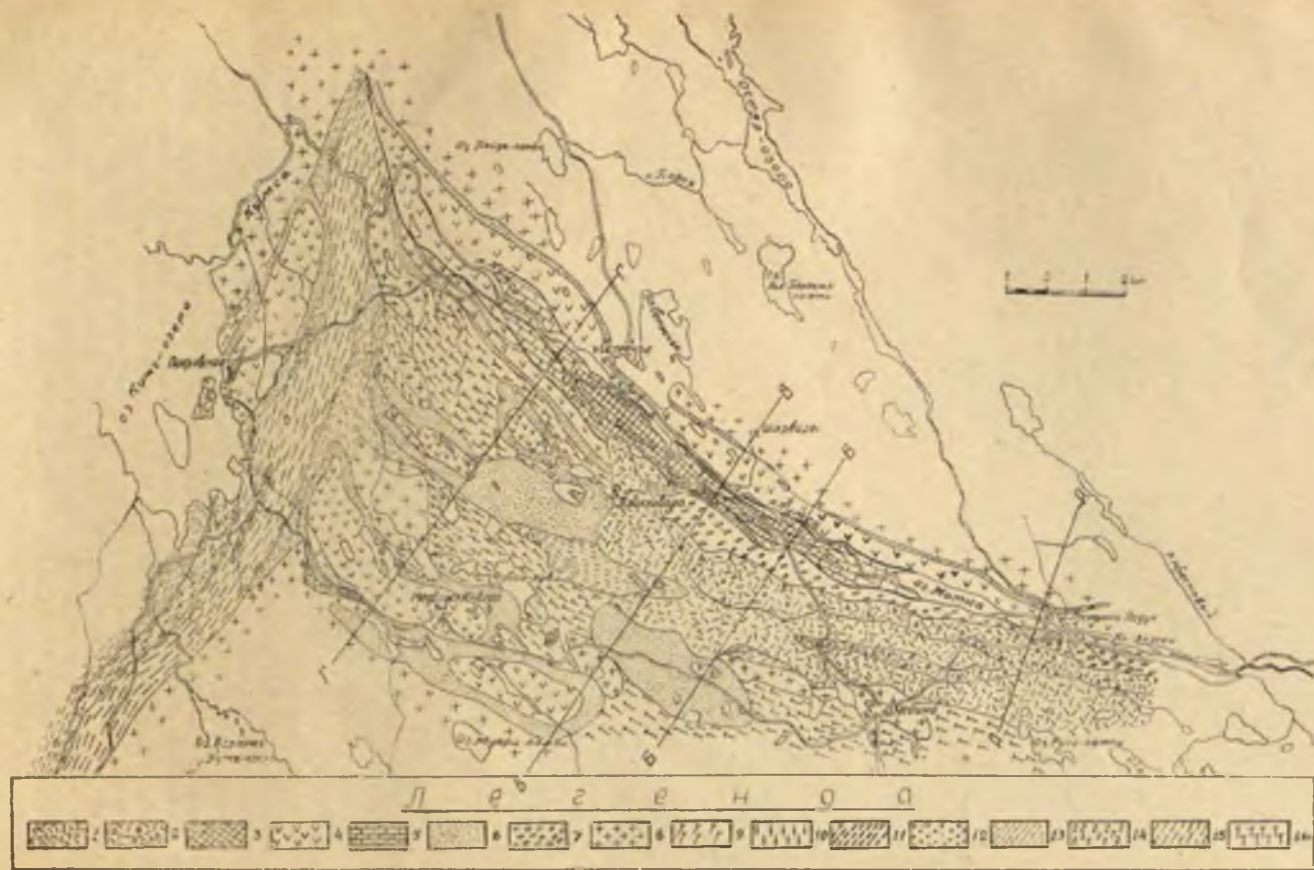


Рис 13.  
Схематическая геологическая карта р-на Покровское — Чебино.

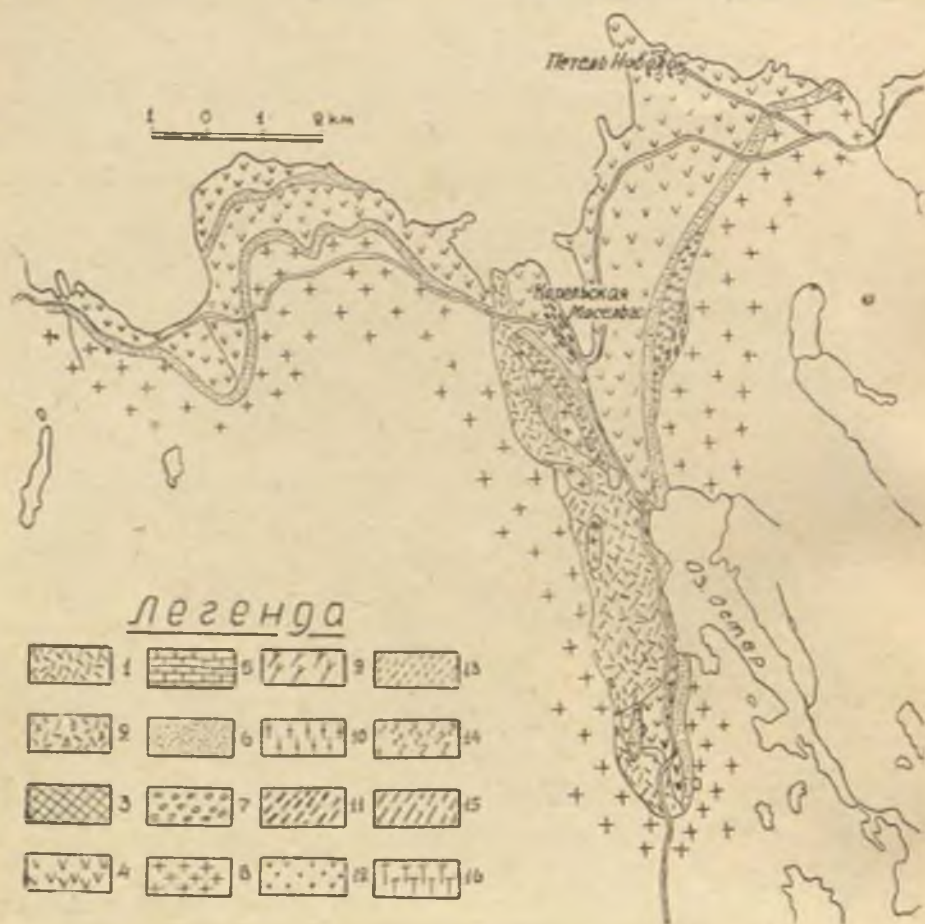


Рис. 14.  
Схематическая геологическая карта района Карельская Масельга.

снова кварциты и мандельштейны. Вороновборский разрез относится Харитоновым к более молодой Онежской системе карельской формации, а кварцито-диабазовая толща к западу от рудника Воронов бор — к Сегозерской системе карельской формации. Но из описания следует, что метадиабаз, подстилающий полимиктовый конгломерат, одновременен с ним, так как его туф цементирует конгломерат и, следовательно, не может рассматриваться как более древний, отделенный несогласием от конгломерата. Разрез же к западу от рудника Воронов бор совершенно произвольно, без каких бы то ни было доказательств, относится к более древней Сегозерской системе, хотя из описания следует, что кварцито-песчаники и диабазы Воронова бора и разреза к западу от него совершенно аналогичны. Более вероятным представляется рассматривать породы и того и другого разреза как современными, принадлежащими к одной и той же карельской формации, лишенной несогласия, образующими крылья одной и той же антиклинальной складки, в ядре которой выходят архейские гнейсо-граниты или даже крылья разных складок (что является возмож-

Легенды к рис. 12, 13 и 14

Верхний протерозой	Суйсарский вулканический комплекс	1 Афанитовые диабазы 2 Туфо-брекчии
Нижний протерозой	Карельская формация	3 Габбро-диабазы 4 Мета-диабазы и миндалевидные мета-диабазы 5 Песчаники, пестрые сланцы и доломиты 6 Кварцевые песчаники и кварцито-песчаники с прослоями кварцевых конгломератов 7 Базальные полимиктовые конгломераты
Верхний архей	До-карельская формация	8 Микроклиновые граниты 9 Мигматиты микроклиновых гнейсо-гранитов 10 Полевошпатовые амфиболиты 11 Серпентиниты и тальково-хлоритовые сланцы 12 Кварцевые порфиры и кератсфирры 13 Зеленые сланцы 14 Кварцитовые сланцы 15 Филлиты
Нижний архей		16 Олигоклазовые граниты

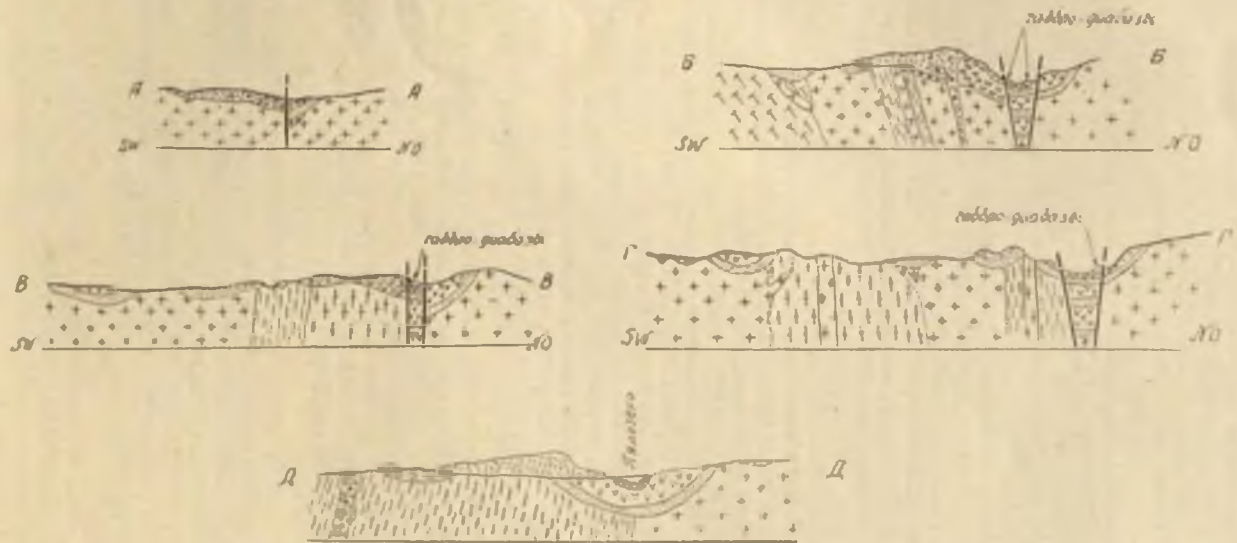


Рис. 15.  
Схематические профили к геологическим картам.



ным при плохой обнаженности этого района). Во всяком случае деление карельской формации на две системы, разделенные эпохой диастрофизма, — чрезвычайно ответственный вывод — не может базироваться на приведенных Л. Я. Харитоновым доказательствах.

2) Ставится под сомнение существование пост-карельских гранитов. Многие исследователи, определяя до-карельские зеленые сланцы как карельские диабазы, тем самым и секущие их гнейсо-граниты ошибочно относили к пост-карельским гранитам, как, например, гнейсо-граниты д. Чебино, д. Евжеозеро. С другой стороны, описанные Альбовым пост-карельские граниты (1933), по данным Миндлиной (1947), оказались альбитизированными в контактах с габбро-диабазами кварцевыми песчаниками и аркозами. О пост-карельских гранитах можно было бы говорить с достоверностью только в том случае, если бы они прорывали полимиктовые конгломераты или другие осадочные породы (кварцито-песчаники, доломиты) несомненно карельского возраста. А таких случаев в литературе по Карелии описано не было. Жилы гранита в полимиктовых конгломератах близ оз. Суккозеро являются, повидимому, обычными для Карелии кварц-альбитовыми и альбитовыми турмалин-содержащими жилками, связанными с последними стадиями остывания рядом залегающих габбро-диабазов.

Граниты Ругозерского района, отнесенные Миндлиной (1947) к пост-карельским на том основании, что они пересекают будто бы карельские габбро-диабазы, вероятно, являются до-карельскими. Основные породы Ругозерского р-на, прорываемые гранитами, изолированы от осадочных и изверженных пород несомненно карельского возраста, залегая среди гнейсо-гранитов, и их карельский возраст, так же как и возраст прорывающих их гранитов, не является установленным. Их петрографический состав сильно отличается от состава несомненно карельских основных пород этого же района и является сходным с подобными же породами близ Падан, до-карельский возраст которых установлен.

Таким образом, при пересмотре «пост-карельских гранитов» или придется совсем уничтожить или еще более сократить площади их распространения.

3) Преувеличивается значение метаморфизма в породах карельского возраста. Смешивая до-карельские сланцы, находящиеся в фации зеленых сланцев или амфиболитовой фации с карельскими породами, обычно менее метаморфизованными, говорят о значительной амплитуде метаморфических изменений внутри пород карельской формации. Представляется более вероятным говорить об ограниченности амплитуды метаморфических изменений внутри каждой различной формации — до-карельской и карельской.

4) Преувеличивается сложность тектонического строения карелид. Объединяя в одну систему разновозрастные образования (до-карельскую и карельскую формации), за тектонические линии и надвиги принимали или линии несогласного залегания двух формаций, или нормальные стратиграфические границы между породами, ошибочно поставленными ранее в различные места стратиграфической колонки, или нормальные интрузивные контакты до-карельских метаморфизованных эффузивов с вмещающими породами.

Регионально метаморфизованные зеленые до-карельские сланцы описывались как милонитизированные диабазы карельской формации; типичные филлиты, согласно залегающие с этими до-карельскими зелеными сланцами, исключались из до-карельской толщи и рассматривались как

пост-карельские кварцевые порфиры, рассланцованные в зоне надвигов, так же как и до-карельские серпентиниты, которые принимались за пост-карельские, интродуцировавшие по плоскостям надвиговых чешуй. Достоверного фактического материала, подтверждающего сложность тектонического строения, однако, не наблюдалось.

Так, например, зона Келдосельга – Покровское Медвежьегорского района, которая на основании прежних данных вырисовывалась как область с очень сложной, почти альпийской тектоникой, теперь представляется в совершенно ином свете на основании следующих данных:

а) Контакты между «пост-карельскими кварцевыми порфирами» и кварцевыми песчаниками «Сегозерской системы», описанные ранее как надвиги, оказались линиями несогласного залегания между двумя разновозрастными формациями. Об этом можно судить по взаимоотношениям пород в контактах, ранее считавшихся тектоническими: 1) у д. Мяндусельга, где на крутопадающих к востоку филлитах («кварцевых порфирах в зоне надвига») залегают полого падающие к северо-западу карельские кварцевые песчаники, ближайшие выходы которых к контакту обогащены измельченным материалом сланцев и потому являются зеленоватыми; 2) у кладбища д. Покровское, где на стоящие на головах филлиты с прослоем мраморизованного доломита (в непосредственном контакте) налегают с угловым несогласием падающие на запад песчаники, содержащие мелкую и редкую гальку филлитов. Цемент песчаников в контакте зеленоватый, обогащенный заимствованным из сланцев карбонатным и хлоритовым материалом; 3) у северного конца д. Покровское, где под падающими на юго-восток кварцевые песчаники карельской формации уходят с угловым несогласием архейские гнейсо-граниты, местами милонитизированные, с заключенными в них пачками зеленых до-карельских сланцев. Кварцевые песчаники не носят следов интенсивного динамического воздействия. Так как зоны милонитизации срезаются под косым углом карельскими песчаниками, естественно предположить, что возраст их до-карельский.

б) «Кварцевые порфиры, внедренные по плоскостям надвигов» и потому будто бы осланцованные и милонитизированные, представлены филлитами, с прослоями кварцитовых сланцев и, может быть, кварцевых порфиров. Об этом можно судить по их слоистости, структуре и потому, что они непрерывной полосой прослеживаются от д. Покровское до Койкарского района, где их осадочная природа не подвергается сомнению. Филлиты залегают согласно с зелеными сланцами, представляя собою автохтонные до-карельские образования, вместе с синклинальной складкой карельских песчаников и диабазов, несогласно лежащих на них (восточный берег Нижнего Кумчезера).

в) Контакты между зелеными сланцами и «кварцевыми порфирами», описанные ранее как тектонические, оказываются согласными контактами между до-карельскими эффузивами, превращенными в зеленые сланцы, и филлитами с прослоями кварцитовых сланцев и кварцевых порфиров, а сланцеватость их, связанная с региональным метаморфизмом, приписывалась дислокационному метаморфизму в зоне надвига. Контакты, а также ксенолиты кварцитовых сланцев в зеленых сланцах наблюдались нами у д. Покровское.

г) Контакты между «кварцевыми порфирами», актинолитовыми сланцами и гнейсо-гранитами, примыкающими к ним с востока, между селом Покровское и д. Мяндусельга, описанные ранее как надвиги, вероятно, окажутся интрузивными, между до-карельскими сланцами и гнейсо-гра-

нитами, так как пегматитовые жилы этих гранитов секут сланцы. Кроме того, эти филлиты прослеживаются до Кэйкарского района, где отношение их к гнейсо-гранитам доказано.

д) Северо-западные окончания синклиналиных складок почти широтной полосы протерозоя Чебино—Покровское по прежним представлениям обрывались тектонической линией, по которой аллохтонные чешуи карелид надвигались с запада на автохтонные структуры карелид (породы «Сегозерской системы»). Однако, были найдены места естественных периклиналиных окончаний этих складок, например в складке, расположенной непосредственно к востоку от села Покровского, между Медвежьегорской и Кумсинской синклиналями (см. карту).

Отсюда структура полосы протерозоя Орех-озеро — Покровское — р. Кумса, рассматривавшаяся ранее как аллохтон, состоящий из ряда надвиговых чешуй, сложенных породами Сегозерской системы, распадается на разновозрастные и различно метаморфизованные образования. Восточная полоса «аллохтона» представляет собою автохтонные до-карельские сланцы; западная — узкую синклиналиную складку, сложенную кварцевыми песчаниками и диабазами карельской формации, также автохтонными; в западном крыле этой синклинали кварцевые песчаники налегают несогласно на гнейсо-граниты; в восточном — на до-карельские сланцы.

Если принять стратиграфическую схему, изложенную выше, избытие тектонических линий вовсе не становится необходимым, — линий, непосредственно не наблюдавшихся, не подтвержденных фактическим материалом, но вынужденных к построению ранее принятой стратиграфической схемой.

Принимая во внимание малую мощность пород карельской формации, характер осадков, отвечающий областям без геосинклиналиной подготовки, ассоциацию их с основными эффузивами типа спилитов, представляется вообще мало вероятной возможность такого их сложного строения, которое допускало бы наличие в карелидах элементов альпийской тектоники, подобной надвигам.

Приведенная стратиграфическая схема больше всего отличается от стратиграфической схемы, предложенной Л. Я. Харитоновым. Для того, чтобы они могли быть сравнимыми, требуется прибегнуть к следующим допущениям (см. таблицу, рис. 16).

Если полимиктовые конгломераты, залегающие, по Л. Я. Харитонову, внутри карельской формации, поставить ниже, в основании карельской формации на один стратиграфический уровень с базальными кварцевыми конгломератами и базальными сланцами, — уничтожится внутри-карельская эпоха диастрофизма и внутри-карельские граниты Харитонова, а кварцито-диабазовая толща, доломиты, глинистые сланцы и интрузивные диабазы его Сегозерской системы сольются с соответственно тождественными толщами его Онежской системы, так как разрезы их (см. таблицу) совершенно совпадают. Тогда от двух систем карельской формации, разделенных эпохой диастрофизма, возможно перейти к лишенной несогласия карельской формации.

Бергаульская свита Л. Я. Харитонова, согласно его данным распространенная на площади всего 1 км<sup>2</sup>, является только малой частицей широко распространенной до-карельской формации как по площади распространения на карте, так и по мощности в стратиграфической колонке.

Возникает вопрос — как в схеме Харитонова отражены многочисленные, повсеместно распространенные, члены, слагающие до-карельскую формацию.

Железистые кварциты до-карельской формации вообще не находят себе аналогов в схеме Л. Я. Харитонова. Филлиты до-карельской формации принимались Л. Я. Харитоновым за рассланцованные в зоне надвигов кварцевые порфиры (полоса Покровское — Кумчезеро), которым он наряду с истинными кварцевыми порфирами придавал пост-карельский возраст. Зеленые сланцы до-карельской формации рассматривались как рассланцованные в зоне надвигов и милонитизированные диабазы карельской формации (зона Келдосельга — Покровское). Кварцевые порфиры до-карельской формации Л. Я. Харитонов рассматривал как пост-карельские образования, так же как и до-карельские серпентиниты, которые он без каких бы то ни было доказательств принимал за пост-карельские интрузии в зоне надвигов. Полевошпатовым амфиболитам частично придавался архейский возраст, более древний, чем Бергаульская свита, частично они принимались за карельские габбро-диабазы (полевошпатовые амфиболиты Кумчезера).

Если перевести, согласно указанным стрелкам в таблице, рассматриваемые породы в до-карельскую формацию и уничтожить эпоху диастрофизма внутри карельской формации, обе стратиграфические схемы сделаются сравнимыми.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вейринен Х. О тектонике Карельской зоны. Международный Геологический Конгресс. Труды XVII сессии, 1937 г. Том II, 1939.
2. Гилярова М. А. До-карельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение. Известия К-Ф Базы А. Н., № 1, 1948.
3. Елисеев Н. А. К вопросу о генезисе месторождения Сегозерского горшечного камня. Зап. Росс. Мин. Общ., ч. 58, № 1, 1929.
4. Егo же. О Сегозерских спилитах. Зап. Росс. Мин. Общ., ч. 57, в. I, 1928.
5. Егo же. Геолго-петрографический очерк северо-восточного побережья Сегозера. Тр. Лен. общ. естеств., т. VIII, в. 1, 1928.
6. Егo же. Гранито-гнейсовая формация Сегозерского района в Карелии. Тр. Лен. Общ. естеств., т. IX, в. 4, 1929.
7. Иностранцев А. А. Геологический обзор местности между Онежским озером и Белым морем. СПб., 1871.
8. Егo же. Геологический очерк Повенецкого у. и его рудных месторождений. Мат. геол. России, т. VII, 1877.
9. Судовиков Н. Г. Докембрий Карельской АССР. Международный Геологический Конгресс. Труды XVII сессии, 1937 г. Том II, 1939.
10. Судовиков Н. Г. Краткий обзор дочетвертичной геологии Карелии. Межд. геол. конгресс, XVII сессия. Путеводитель Сев. экскурсии. Карельская АССР, 1937.
11. Егo же. Обзор стратиграфии, тектоники и магматической деятельности докембрия К-ФССР. Стратиграфия СССР, т. I, А. Н. 1939.
12. Егo же. До-кембрийские породы Ребольско—Кимасозерского района. Тр. Сев. Зап. Геол.-Разв. Треста. Вып. 5, 1933.
13. Егo же. О метаморфических фациях ятулийских пород Шуезерско-Побозерского района. Тр. Лен. Общ. естеств., т. LXIII, вып. 2, 1934.
14. Тимофеев В. М., Елисеев Н. А., Белоусов. Очерк геологии и полезных ископаемых севера. Л., 1929.
15. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Изд. Ак. Наук СССР, 1935.
16. Егo же. Геологическая карта Карелии в масштабе 1 : 1.000.000.
17. Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. Гос. Геонздат, 1941.
18. Егo же. Новые данные по стратиграфии и тектонике Онего—Сегозерского водораздела. Труды Л.Г.Т., вып. 17, 1938.
19. Егo же. Геологический очерк района Чебино—Покровское. Сев. экскурсия. Межд. Геол. Конгресс. XVII сессия. Карельская АССР, 1937.
20. Эскола П. Главные черты Онего-Карельской геологии. Оттиск из журн. «Техник». (Перевод со шведского Ф. И. Дидерихс).



Рис. 16. Сравнительная таблица стратиграфических схем Л. Н. Харитонова и М. А. Гиларовой.

Г. М. САРАНЧИНА

## ПОСТЛАДОЖСКИЕ ИНТРУЗИИ ОСНОВНЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ

Изучение постладожской эпохи диастрофизма имеет важное значение для познания геологической истории юго-западной Карелии.

В эту эпоху осуществлялись интенсивные орогенические процессы, которые в сочетании с широко развитыми процессами метаморфизма и ультраметаморфизма обусловили весьма сложную геологическую структуру ладожской супракрустальной толщи и более древних архейских образований.

Ладожская супракрустальная толща была прорвана интрузиями кислых, основных и ультраосновных пород и подвергалась локальной и региональной мигматизации.

В настоящей работе изложены результаты изучения интрузий основных и ультраосновных пород постладожского возраста, расположенных в районе, тяготеющем к северному берегу Ладожского озера. Главное внимание обращено на исследование петрологических особенностей названных интрузий, установление их стратиграфического положения и отношения к орогеническим процессам.

К наиболее крупным телам постладожских основных пород относятся Кааламская интрузия и интрузия Велимяки — Мякисало. Площадь Кааламской интрузии равна 80 кв. км, площадь интрузии Велимяки — Мякисало равна 20 кв. км.

Малые интрузивные тела распространены в окрестностях станции Яккима и на архипелаге островов к югу от г. Сортавала; эти тела находятся в чрезвычайно сильно мигматизированной зоне, благодаря чему они интенсивно изменены и почти полностью утратили здесь свой первичный состав и строение.

Постладожский возраст интрузий основных и ультраосновных пород устанавливается по нахождению в них ксенолитов вмещающих пород, по отсутствию даек основных пород, секущих ладожскую супракрустальную толщу, а также по наличию эруптивных контактов.

В качестве примера, иллюстрирующего сказанное, можно привести наблюдаемую на острове Тунисари дайку метабазита, секущую слюдяные сланцы ладожского возраста (рис. 1).

В восточной части Кааламской интрузии метаморфизованная осадочно-эффузивная толща в контакте с ней послойно инъецирована кварцевыми габбро-диоритами. Типичный эруптивный контакт вскрыт в юго-западной части Кааламской интрузии, где многочисленные жилы и дайки метаморфизованного гиперстенового эвкритита пересекают кварциты (рис. 2).

Многочисленные ксенолиты биотитовых сланцев и гнейсов, Рускеальских скарнированных известняков (роговиков) и амфиболовых сланцев встречаются в периферических частях Кааламской и Велимякской интрузий. Образование интрузии основных пород не являлось одновременным с главным периодом складкообразования постладожской эпохи диастрофизма.

Это доказывается, например, тем, что Кааламская интрузия в восточной ее части имеет складчатую структуру района Рускеала—Суури—Рюттю. Кроме того ксенолиты и отторженцы вмещающих пород имеют резко сланцеватые и даже плейчатые текстуры. На присутствие ксенолитов с плейчатыми текстурами в породах Кааламской интрузии указывается в работе Л. И. Антоновской и отчете геологов Патрубович, Клопова и Кадыровой.

В Ладожской супракристалльной толще, равно как и в магматических породах постладожского возраста происходили чрезвычайно интенсивные деформации, связанные с повсеместно наблюдаемыми дифференциальными движениями. Последние осуществлялись до внедрения интрузий основных пород, сопутствовали их внедрению и продолжались после их формирования.

В качестве примера того, что дифференциальные движения осуществлялись до внедрения интрузий основных пород является дайка метабазита, рассекающая так называемые «шаровые» или «ядерные» сланцы (рис. 1); эти образования представляют собой будинированные в слюдяных сланцах пласты скарнированных (ороговикованных) карбонатных пород.

В породах Велимякской и Кааламской интрузий при наших исследованиях обнаружены ксенолиты отмеченных выше ядерных сланцев.

Дифференциальные движения, которые имели место после постладожских интрузий, устанавливаются по будинажу даек и жил основных пород, образованию перистых трещин, возникновению тектонических контактов.

Деформация интрузии основных пород приурочена к разновременным периодам, что отчетливо устанавливается в пределах Велимякской интрузии, где часто зоны милонитизации являются секущими по отношению во вторичной кристаллизационной сланцеватости. Вся Велимякская интрузия разбита сетью милонитизированных зон, по которым происходили дифференциальные смещения. С молодыми орогеническими движениями связаны дизъюнктивные дислокации, выразившиеся в многочисленных сбросах и сдвигах, наблюдающихся повсеместно (например, сброс на южном берегу острова Мякисало и пр.).

Благодаря вышеназванным дислокационным процессам, часто нарушены первично-магматические контакты: в них возникают милонитизированные зоны, наблюдается возникновение тектонического мессива и блокирование основных пород (рис. 3).

Как выяснено в течение последних лет, в Приладожском районе устанавливаются два периода мигматизации, наиболее древний из которых предшествовал внедрению постладожских гранитов (Т. В. Перекалина, 1947). Исследование Кааламской и Велимякской интрузий не представ-

ляет большого интереса для выяснения их отношения к периодам мигматизации, так как они расположены в немигматизированных областях.

В западной части Кааламского района установлено, что локальная мигматизация, связанная с интрузивными телами постладожских пегматитов, имеет более молодой возраст, чем Кааламский интрузивный комплекс.

В районе Велимякской интрузии инъецированные кварцевым материалом слюдяные сланцы срезаются габбро-диоритами (остров Мяки-сало), что указывает на более молодой возраст последних.

В районе к югу и юго-западу от города Сортавала малые тела основных пород находятся в зоне интенсивной мигматизации. Детальное изучение этих тел представит большой интерес для выяснения отношения этих интрузий к периодам мигматизации.

Детальные петрологические исследования наиболее крупных массивов постладожских основных пород Кааламской и Велимякской интрузий показали, что эти массивы являются сложными по составу и сформировались в несколько фаз интрузивной деятельности.

Изучение первично-магматического состава, строения и формы этих интрузий затруднено вследствие широко развитых здесь процессов метаморфизма, выразившихся как в механическом изменении пород (катаклаз, бластическом изменении, образовании класто-и бласто-милонитов), так и во вторичном минералообразовании. Последнее связано с региональным метаморфизмом и с процессами автотаморфизма, которые не всегда можно различить.

После общей характеристики постладожских интрузий основных пород следует остановиться на некоторых петрологических особенностях наиболее крупных Кааламской и Велимякской интрузий.

### Велимякская интрузия

С породами Велимякской интрузии связаны месторождения титаномагнетита, благодаря чему этот район Приладожья являлся объектом геологического исследования еще в середине прошлого столетия: геологические исследования района, тяготеющего к Велимякской интрузии, производились Холмбергом (1891), Бланкетом (1896), Хакманом (1903), Ясновой (1941), Миндлиной и Патрубович (1945) и Головановым (1945).

Наиболее древними породами, слагающими Велимякский район, являются сланцы ладожского возраста, образующие мощную толщу, вытянутую в меридиональном направлении и имеющую весьма крутые углы падения. Наибольшее значение в этой толще имеют слюдяные и слюдяно-ставролитовые сланцы. В результате деформации сланцевой толщи, неоднородной по составу, возникли образования, известные в петрографической литературе под названием «шаровых» или «ядерных» сланцев. «Ядра» представляют собою своеобразного вида образования эллипсоидальной, округлой, линзообразной и тому подобной формы, заключенные обычно в слюдяных сланцах, от которых они отличаются своей более светлой окраской. Можно наблюдать не только изолированные образования, но маломощные пропластки в слюдяных сланцах, часто пережатые, показывающие с «ядрами» совершенно одинаковый петрографический состав.

Наиболее распространенной породой, слагающей шаровые образования, является мелкозернистая порода желтоватого цвета, состоящая из основного плагиоклаза (до анортита), моноклинного пироксена (ряда





**Рис. 1.**

Дайка метабазита, секущая слюдинные сланцы: 1—слюдистой сланец; 2—метабазит; 3—битовинит—пироксен—кварцевая порода с эпидитом и гранатом; 4—кварцевые жилки.



**Рис. 2.**

Жила метаморфизованного эвкрита в кварцитах (белые).

О составе пироксенов, вследствие их легкой амфиболизации, судить труднее, так как они часто не сохраняются. Ромбический пироксен представлен гиперстеном типа ферросилита, содержание  $\text{FeSiO}_3$  в котором превышает 50%.

Моноклинный пироксен в породах второй интрузивной фазы характеризуется примерно равными количествами  $\text{CaSiO}_3$  и  $\text{MgSiO}_3$  и 18—25%  $\text{FeSiO}_3$  (определено по диаграммам Тамита). Моноклинный пироксен в породах первой интрузивной фазы развит незначительно, и, судя по его морфологии, не является первичным минералом.

Кварц присутствует в породах второй и третьей фаз, являясь обычно первичным минералом, и реже связан с воздействием кварцевых жил, секущих эти породы.

Биотит характерен для пород третьей фазы и в меньшей степени для второй.

Судя по минералогическому составу пород различных фаз, дифференциация подкорового магматического расплава шла по линии обогащения пород последующих фаз кремнеземом, натрием, отчасти калием и обеднения железом, магнием и кальцием.

Центральные части Кааламской интрузии сложены главным образом породами, обладающими гранитной структурной фацией. Периферические части характеризуются гнейсовой структурной фацией. На основании ряда наблюдений плоскопараллельные структуры пород Кааламской интрузии следует считать эндосинекинематическими.

Изучение внутренней структуры Кааламской интрузии и ее контактов с вмещающими породами позволяет считать, что эта интрузия внедрилась по наклоненной на юго-запад плоскости контакта между биотитовыми гнейсами и толщей метаморфизованных осадочно-экструзивных пород (зона Рускеала—Сярки-сюрья—Рюттю). Внутренняя структура Кааламской интрузии по отношению к структуре вмещающих пород и плоскости контакта в западной и, частично, восточной частях ее, является гармоничной и конформной. В северо-восточной части Кааламская интрузия имеет складчатую структуру вмещающих пород, являясь дисгармоничной по отношению к ней. Интрузия Каалама является посттектонической по отношению к главному периоду складкообразования и является одновременной с разрывами.

Интенсивные орогенические движения осуществлялись и после формирования Кааламской интрузии, что доказывается наличием тектонических и вторично приспособленных контактов, деформацией жил и даек магматических пород и т. п.

### Краткое заключение

Интрузии постладожского возраста разнообразны по составу и строению и сложены ультраосновными, основными и кислыми породами.

Образование постладожских интрузий, независимо от их состава, не являлось синкинематическим с главным периодом складкообразования постладожской эпохи диастрофизма и приурочено к разрывам. Форма интрузий в значительной степени, а в мелких телах полностью изменена при орогенических процессах, продолжавшихся длительное время после их формирования. Изучение сложных дифференцированных интрузий показало, что они являются многофазными.

Наиболее ранние фазы интрузивной деятельности характеризуются образованием ультраосновных — основных пород. Это рудосодержащие

диопсид-геденбергита) или обыкновенной роговой обманки, граната, цоизита, кварца, биотита, кальцита.

Дифференциальные движения в Велимякском районе, имевшие место как до внедрения интрузии, так и после ее формирования, развиты особенно интенсивно. Общее направление этих движений близко к меридиональному (что устанавливается по направлению линейности, осям мелких складок, буддинаж-структурам и пр.).

Массив Велимяки сложен различными по составу породами, преобладающее значение среди которых имеют метаморфизованные габбро-диориты, слагающие всю центральную, северную и северо-восточную части интрузии. Этот массив сформировался в несколько фаз интрузивной деятельности.

Установлена такая последовательность в образовании Велимякского интрузивного комплекса пород (от более древних к более молодым): рудосодержащие перидотиты и пироксениты—габбро-диориты—мангериты— жильные породы сиенитового ряда.

К первому члену этого ряда приурочено титано-магнетитовое оруденение. Рудный минерал распределен в породе неравномерно, некоторые участки обогащены титано-магнетитом, другие практически не содержат руды. Наряду с неравномерностью в распределении руды, связанной с магматической кристаллизацией, нами установлено, что и при процессах метаморфизма (амфиболизации) количество титано-магнетита всегда резко уменьшается.

Взаимоотношения между рудосодержащими пироксенитами и габбро-диоритами устанавливаются в северной части массива по наличию эруптивных брекчий, в которых обломки амфиболизированных пироксенитов и меланократовых габбро «сцементированы» габбро-диоритами, а также по нахождению дайки габбро-диорита, пересекающей пироксениты в северной части месторождения Велимяки I.

Магматический генезис мангеритов определяется по наличию магматических структур. Контакты этих пород с габбро-диоритами резкие; к контактам приурочены многочисленные жилы, близкие по составу к сиенитам.

Наряду с взаимоотношениями пород, устанавливающими определенную последовательность в их образовании, наблюдаются и постепенные переходы между отдельными членами этого ряда, показывающие на их тесную генетическую связь.

Исходный мигматический расплав, из которого образовался Велимякский интрузивный комплекс, соответствовал по составу габбро-диоритам.

В первую фазу интрузивной деятельности образовались породы, богатые железом, магнием и титаном и бедные щелочами и кремнеземом, соответствующие пироксенитам и перидотитам, содержащим вкрапленность титано-магнетита. Последующие порции поднимающегося магматического расплава обогащаются кремнеземом и щелочами, образуя габбро-диориты и затем мангериты и плагиоклаз-микроклиновые жильные породы.

### Кааламская интрузия

Сведения о геологическом строении Кааламского района даются в работах Хакмана (1903), Метцгера (1925), Патрубович, Клопова, Кадыровой (1945) и Антоновской (1946).

Наиболее древней в Кааламском районе является метаморфизованная осадочно-экструзивная толща ладожского возраста, среди пород которой

перидотиты и пироксениты Велимякской интрузии и амфиболизированные эвкриты и перидотиты Кааламо.

Следующие фазы интрузивной деятельности для обеих интрузий характеризуются широким развитием габбро-диоритов.

Породы последних фаз интрузивной деятельности представлены кислыми дериватами: плагиоклазовыми гранитами (Кааламо), мангеритами, кварцевыми мангеритами и жильными породами состава сиенитов и кварцевых сиенитов (Велимяки и Мякисало).

Такой ход дифференциации глубинного магматического расплава, при котором ультраосновные и основные породы сменяются более кислыми, имеет место для интрузий Кааламо, Велимяки, Мякисало, а также установлен исследованиями Т. В. Перекалиной для сложных тел более кислых пород (работы 1947 г.).

Г. М. САРАНЧИНА

## ПЕТРОЛОГИЯ КААЛАМСКОЙ ИНТРУЗИИ (Юго-западная Карелия)

### 1. Введение

Настоящая работа является продолжением тематического исследования интрузий основных пород карелид южной части Карело-Финской ССР (северное Приладожье).

Первая часть названной темы, касающаяся изучения Велимякского интрузивного комплекса пород и связанного с ним рудопроявления, закончена и опубликована в «Известиях Карело-Финской Базы Академии Наук СССР» № 2, 1948 г.

Представленная статья посвящена петрологическому исследованию Кааламского интрузивного комплекса пород. Кааламский массив ультраосновных — основных — кислых пород является крупнейшей интрузией Приладожья и представляет большой интерес для изучения магматической деятельности постладожской эпохи диастрофизма.

На основании изучения Велимякского и Кааламского районов можно судить о закономерном порядке формирования многофазных интрузивных тел, о последующей их эволюции, о форме и внутреннем строении интрузий и об их связи с орогеническими процессами.

Не вполне выясненным остается вопрос об отношении этих интрузий к периодам мигматизации, что объясняется их расположением в слабо мигматизированных областях.

### II. Геологическое строение Кааламского района

В районе Каалама—Рускеала специальных исследований до 1940 г. не производилось, за исключением работы Метцгера, который в 1925 г. исследовал Рускеальское месторождение мраморов. Исследования Метцгера были использованы Хакманом при составлении карты Нейшлотского листа Д-2, а также Вегманом при построении стереограммы области Соанлахти — Суйстамо.

Дальнейшие исследования производились геологами Ленинградского Геологического Управления Л. И. Антоновской (1946) и Л. Патрубович, М. Кадыровой, Клоповым (1945). Последние геологи проводили работы

по поискам серного колчедана в северо-западной части Приладожья, куда входил и район Кааламской интрузии.

На основании как предыдущих исследований, так и личных наблюдений автора, схема последовательности образования пород Кааламского района может быть представлена в следующем виде (от более древних пород к более молодым):

I. Архейские гнейсо-граниты (развиты к северу от Кааламского района).

II. Ладожская метаморфическая толща.

1. Метаморфизованные основные экстрезивы (амфиболовые сланцы).

2. Карбонатные породы (известняки, мраморы, скарны, доломиты).

3. Слюдяные парагнейсы и сланцы.

4. Кордиерит-содержащие гнейсы. }

5. Кварциты. }

Развиты весьма  
незначительно

III. Постладожские интрузивные породы.

A. Кааламский интрузивный комплекс.

1. Породы первой интрузивной фазы:

метаморфизованные эвкриты и перидотиты,  
жильные гиперстен-анортитовые породы.

2. Породы второй интрузивной фазы:

меланократовые гиперстенные габбро, пироксеновые габбро-диориты и диориты, амфиболитизированные кварцевые габбро-диориты и кварцевые диориты.

Жильные амфиболитизированные габбро-диориты и габбро-диорит-аплиты.

3. Плагноклазовые граниты.

B. Граниты и пегматиты.

IV. Четвертичные отложения

## А. ЛАДОЖСКАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ТОЛЩА

Стратиграфические взаимоотношения между породами, слагающими метаморфическую толщу ладожского возраста устанавливается в восточной части района, где вдоль западного контакта Кааламской интрузии расположена антиклинальная складка весьма сложного строения (см. работу Вегманна и Метцгера). В строении этой антиклинали принимают участие различные породы ладожского возраста. Наиболее древними из них являются зеленокаменные породы, представленные амфиболовыми сланцами, которые слагают ядро антиклинальной складки. Присутствие реликтов миндалекаменных и порфириновых структур показывает, что первоначальный состав этих пород соответствовал основным экстрезивам.

Наиболее древний возраст этих пород устанавливается также потому, что они всегда непосредственно налегают на архейские породы, являясь, очевидно, покровами, изливающимися на архейское основание (см. геологическую карту Приладожья). После излияния основных экстрезивных пород, и частично сопутствуя ему, шло отложение карбонатных пород, которые имеют наибольшее развитие в окрестностях поселка Рускеала. Наиболее молодыми образованиями в толще ладожских пород, залегающими выше амфиболовых сланцев, являются слюдяные парагнейсы и сланцы и залегающие среди них кордиерит-содержащие гнейсы и кварциты.

## Метаморфизованные основные экстрозивы (амфиболовые сланцы)

По петрографическим особенностям эти породы можно разделить на три подгруппы, которые генетически тесно связаны друг с другом и дают часто постепенные переходы.

а) Зеленокаменные породы (амфиболовые сланцы) с реликтами миндалекаменной текстуры.

Метаморфизованные мандельштейны встречаются редко, будучи генетически тесно связанными с другими типами зеленых сланцев. По внешнему виду это темные, серо-зеленые породы, на выветрелых плоскостях которых отчетливо выступают миндалины, заполненные кварцем, плагиоклазом и диопсидом. Иногда наблюдается зональное расположение минералов в миндалинах, при котором диопсид концентрируется в краевых частях.

Обычно метамандельштейны осланцованы, реже имеют массивную текстуру.

Микроскопическое исследование показывает, что преобладающим минералом промежуточной массы метамандельштейнов является амфибол типа роговой обманки-актинолита и реже куммингтонит. В меньших количествах в породе содержится андезин, кварц, мелкие зерна сфена, пирит, пирротин. Структура промежуточной массы диабластическая и нематобластическая.

Преобладающими минералами, заполняющими миндалины, являются плагиоклаз ряда битовнит-анортита, кварц и в меньших количествах — клиноцоизит, диопсид, биотит, спорадически карбонат, хлорит. Некоторые миндалины нацело сложены основным плагиоклазом, в других к нему примешивается диопсид, клиноцоизит, кварц, биотит. В некоторых случаях видно замещение миндалин амфиболовой массой, причем иглообразные кристаллы актинолита или куммингтонита, расположенные в основной массе породы, «вдаются» в плагиоклаз, заполняющий миндалины.

Нередко наблюдается концентрация мелких кристаллов титаномагнетита, окруженного сфеном-лейкоксом, которые скопляются на контакте миндалин, следуя их формам. В промежуточной массе породы титаномагнетит и сфен образуют характерные «цепочки», располагающиеся параллельно сланцеватости пород.

Из вышеприведенного описания видно, что после образования экстрозивных пород и заполнения миндалин, породы подвергались региональному метаморфизму. Материал миндалин, представлявший собою первоначально карбонат и кварц, а также прослой карбонатных пород в экстрозивах, в результате метаморфических процессов были изменены с образованием богатых кальцием силикатов и алюмосиликатов (например, анортит, диопсид, цоизит). Здесь наблюдается полная аналогия с метаморфизмом карбонатных пород в Велимякском районе.

б) Амфиболовые сланцы с порфиробластической структурой. По внешнему виду это зелено-серые породы с отчетливо видной порфиробластической структурой. Последняя обусловлена наличием многочисленных игольчатых кристаллов амфибола, размер которых равен 1,5—2 см. Количество порфиробласт составляет около 50% породы. Состав амфибола непостоянен: он представлен то куммингтонитом, то актинолитом. Часто в пределах одного кристалла можно наблюдать переход одного амфибола в другой.

Преобладающей составной частью промежуточной массы является плагиоклаз, ряда олигоклаз-андезина, в меньших количествах встречается кварц, пеннин, чешуйки серицита и зерна рудного минерала.

в) Амфиболовые сланцы с фибробластической структурой.

По минералогическому составу эти породы аналогичны с разновидностями, рассмотренными выше, и отличаются от них лишь структурой.

### Биотитовые парагнейсы и сланцы

Биотитовыми парагнейсами сложена западная, южная, северная и отчасти восточная части рассматриваемого района. Господствующее простирание этих пород северо-западное ( $320-330^\circ$ ) до меридионального с падением на запад под углами  $45-55^\circ$ . Это отчетливо прослеживается вдоль западной и восточной границ Кааламской интрузии. Вдоль южной и северной границ этой интрузии, а также в контакте с интрузией гранитов горы Каура-вара, видна деформация гнейсов, возникают приспособленные контакты, в которых гнейсы «облекают» тела интрузивных пород. Встречены и тектонические контакты, в которых гнейсы и изверженные породы тесно перемешаны с образованием тектонического мессива.

Гнейсы не мигматизированы и лишь в западной части района вблизи контакта с пегматитовыми интрузиями инъецированы микроклин-олигоклаз-кварцевым материалом с образованием локально развитых мигматитов типа *lit par lit*.

В петрографическом отношении преобладающими породами являются биотитовые гнейсы, и лишь в восточной части района встречены довольно типичные слюдяные сланцы, не содержащие плагиоклаза.

Макроскопически парагнейсы имеют серую и темно-серую окраску, зависящую от содержания биотита. По размерам зерен это мелкозернистые и среднезернистые породы. Слюдяные сланцы представлены плотными сланцеватыми породами темно-серого цвета, состоящими, как показало микроскопическое изучение, из примерно равных количеств кварца и биотита. Структура пород под микроскопом лепидобластическая и гранобластическая; последняя характерна для гнейсов, богатых полевым шпатом и кварцем. Структура слюдяных сланцев всегда лепидобластическая.

Содержание главных минералов в гнейсах варьирует в следующих пределах: кварц —  $30-40\%$ , плагиоклаз (№ 28—36) —  $15-35\%$ , биотит и мусковит —  $20-35\%$ .

Второстепенными минералами являются: апатит, гранат, рудный минерал, циркон, серицит (развивающийся по плагиоклазу), эпидот, цоизит, сфен и микроклин. Микроклин встречен лишь в инъецированных гнейсах-мигматитах в западной части интрузии.

Часто наблюдается интенсивная деформация пород, благодаря которой возникает мелкая плейчатость, особенно резко выраженная в западной и южной частях района. В толще гнейсов и сланцев происходили интенсивные дифференциальные движения, обусловившие появление будинаж-структур. Наблюдается будинаж пропластков карбонатных пород с образованием «ядерных» сланцев, аналогичных таковым в Велимякском районе, а также кварцевых и пегматитовых жил, пересекающих гнейсы и сланцы.

### Кордиерит-содержащие породы

Кордиерит-содержащие породы очень редки; они встречены лишь в одном пункте района, в зоне интенсивно дислоцированного тектонического контакта Кааламской интрузии (западная часть района, окрестности



каменоломни кварцитов). По минералогическому составу кордиерит-содержащие породы следует разделить на две группы: 1) на кордиерит-силлиманитовые гнейсы и 2) на своеобразные гранат-кордиеритовые породы.

Кордиерит-силлиманитовые гнейсы тесно ассоциируют с толщей биотитовых гнейсов, будучи связаны с ними постепенными переходами. Плохая обнаженность этой части района не позволяет судить о распространении этих пород.

По внешнему виду это сланцеватые породы серого цвета, в которых макроскопически видны мелкие зерна розового граната. Структура под микроскопом гранобластическая. Существенными минералами являются биотит, кварц, олигоклаз-андезин, кордиерит, гранат, силлиманит.

Второстепенными минералами являются: рудный минерал и сфен, ассоциирующий с лейкоксеном.

В количественном отношении кварц преобладает над плагиоклазом, содержание кордиерита в породе около 10—12%. Он образует довольно крупные зерна пойкилитически включающие зерна других минералов. Легко отличим от кварца по наличию в нем плеохроичных ореолов вокруг включений.

Биотит содержится в породе в количестве 25—30%; он образует мелкие чешуйки, часто содержащие включения с плеохроичными ореолами среди них. С биотитом тесно ассоциирует силлиманит, который развит в виде мелких, вытянутых кристалликов. Гранат образует зерна до 3 мм в поперечнике, дающий нередко скелетные формы, благодаря громадному количеству включений.

Большой интерес представляют собой своеобразные кордиеритовые породы, встреченные в виде маломощных (до 40 см) прослоев среди кварцитов. По внешнему виду это серые породы большого удельного веса, в которых макроскопически различим розовый гранат, игольчатые кристаллы силлиманита и зерна сульфидов. Краевые части пластов, контактирующие с кварцитами, обогащены гранатом.

Под микроскопом структура гранобластическая; участки, обогащенные гранатом, имеют порфиробластическую структуру.

Резко преобладающим минералом является кордиерит, содержание которого в породе соответствует 75—80%. Кордиерит образует довольно крупные зерна неправильной формы, с характерными ореолами оранжево-желтого цвета вокруг включений. Гранат образует изометрические развитые кристаллы, размер которых достигает до 2 см в поперечнике. Количество граната в породе непостоянно, резко увеличивается в краевых частях пропластков и в мелких пропластках (так, например, в шлифе 346 содержание граната достигает 80%).

Силлиманит образует довольно крупные вытянутые кристаллы с небольшим положительным углом оптических осей, прямым угасанием и средним двупреломлением; содержание в породе около 10—12%.

В рассматриваемых гранат-кордиеритовых породах постоянно присутствуют сульфиды, содержание которых достигает 4—5%. Сульфиды образуют эвгдральные зерна и выделения неправильной формы, приуроченные или к трещинам спайности в силлиманите, или к пограничным поверхностям между зернами минералов (шл. 34а).

Второстепенными минералами являются кварц, ставролит, плагиоклаз (олигоклаз-андезин), биотит и хлорит.

### К в а р ц и т ы

Своеобразного вида кварциты образуют «гнездовидные» тела в толще биотитовых сланцев. Максимальный размер этих тел доходит до 100 метров в поперечнике, обычно более мелкие тела.

По внешнему виду кварциты стекловидны и имеют крупнокристаллическое строение с размером отдельных индивидов до 2—3 см, напоминая жильный кварц. Наблюдается переход кристаллических кварцитов к плотным. Кристаллические разности образуют иногда ветвящейся формы образования, дающие право считать, что перекристаллизация и образование крупно-кристаллических кварцитов осуществлялось при действии каких-то растворов.

Структура крупно-кристаллических кварцитов характеризуется наличием больших кристаллов кварца, обладающего зазубренными контурами, обуславливающими образование особого вида гранобластической структуры. Существенным минералом пород является кварц. Второстепенные минералы отсутствуют или находятся в весьма незначительных количествах; к ним можно отнести обыкновенную роговую обманку и пеннин.

Плотные кварциты отличаются значительно меньшей величиной составных частей и имеют светло-желтоватую окраску. Под микроскопом они имеют гранобластическую структуру иного вида: зерна кварца округлы и почти не имеют зазубренных контуров. В плотных кварцитах содержится гораздо большее количество второстепенных минералов, количество которых доходит до 10—12%. К ним относятся гранат, цоизит, амфибол, хлорит, сфен, биотит, мусковит, кальцит, волластонит, рудный минерал и иногда основной плагиоклаз ряда битовнит-анортита и диопсид.

При переходе в стекловидные, кристаллические кварциты наблюдается исчезновение этих минералов.

Рассмотренная метаморфическая толща пересекается разнообразными по составу магматическими породами, главное значение среди которых имеют породы Кааламского интрузивного комплекса и меньшее развитие имеют более молодые граниты и пегматиты (рис. 1).

### Б. КААЛАМСКАЯ ИНТРУЗИЯ

Кааламская интрузия занимает центральную часть изучаемого района, слагая массив, вытянутый примерно в широтном направлении и имеющий размеры 12,5 км  $\times$  5,5 км. Она сложена различными по составу породами и сформировалась в несколько фаз интрузивной деятельности.

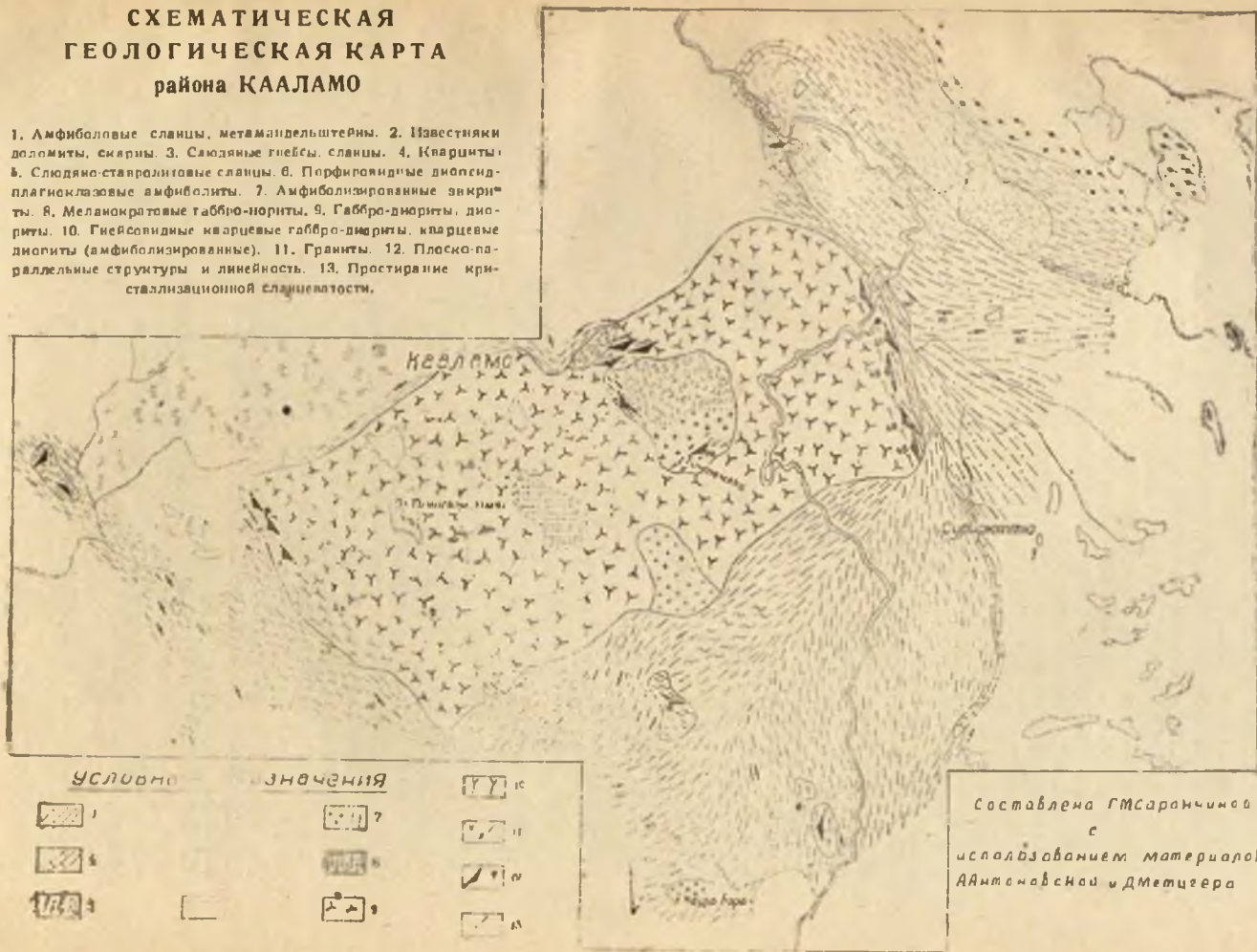
#### Стратиграфическое положение Кааламской интрузии

Посткладожский возраст Кааламской интрузии устанавливается по наличию эруптивных контактов в западной и восточной ее частях. В западной части, в каменоломне, заложенной в кварцитах, вскрыт контакт основных пород первой фазы Кааламской интрузии и кварцитов. Наблюдаются многочисленные жилы и дайки разнообразной формы и мощности (от 2—3 см до 1,5 м), секущие кварциты (рис. 2). Они непосредственно связаны с основными породами, являясь их апофизами (см. петрографическое описание жильных пород).

В восточной части интрузии у шоссе на дороге на Рускеалу обнаружен непосредственный контакт кварцевых габбро-диоритов с амфиболо-

# СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА района КААЛАМО

1. Амфиболовые сланцы, метамандельштейны. 2. Известняки доломиты, слярилы. 3. Слюдяные гнейсы, сланцы. 4. Кварциты. 5. Слюдяно-ставролитовые сланцы. 6. Порфиroidные диосид-плагноклазовые амфиболиты. 7. Амфиболитизированные зирконы. 8. Меланократовые габбро-нориты. 9. Габбро-диориты, диориты. 10. Гнейсовидные кварцевые габбро-диориты, кварцевые диориты (амфиболитизированные). 11. Граниты. 12. Плоско-параллельные структуры и линейность. 13. Простирание кристаллизационной сланцеватости.



Петрология Каалгамской интрузии

Рис. 1.

выми сланцами, в котором габбро-диориты инъецируют сланцы в виде мелких послонных жил.

Наряду с эруптивными контактами постладожский возраст Кааламской интрузии доказывается присутствием в ней многочисленных ксенолитов вмещающих пород. Ксенолиты имеют различные размеры и представлены слюдяными гнейсами и сланцами, амфиболовыми сланцами и органическими карбонатными породами. Наиболее крупный ксенолит-отторженец, размером 32 м × 27 м встречен в юго-западной части Кааламской интрузии, на левом берегу реки Тохмайюки. Этот отторженец сложен биотитовыми сланцами. Направление кристаллизационной сланцеватости сланцев 15—105°, что не совпадает с направлением гнейсовидности в диоритах и указывает на то, что осланцевание вмещающих пород происходило до внедрения в них Кааламской интрузии. Наличие ксенолитов слюдяных сланцев, содержащих будины измененных карбонатных пород (состоящих из 80% граната и 20% битовнита, диопсида и кварца) и имеющих типичную роговиковую структуру также подтверждает то, что интенсивные дислокации происходили во вмещающей толще до внедрения Кааламской интрузии.

Ксенолиты пород вмещающей толщи со сланцеватой и пльчатой текстурами были отмечены и другими исследователями (Л. И. Антоновская и Л. Патрубович).

#### Состав и взаимоотношение пород Кааламской интрузии

Изучение петрографического состава и структуры пород затруднено вследствие метаморфизма их, выразившегося как во вторичном минералообразовании, так и в механических изменениях пород. Особенно интенсивно метаморфизованы краевые части Кааламской интрузии и породы, приуроченные к первой интрузивной фазе.

##### а) Породы первой интрузивной фазы

Породами первой интрузивной фазы сложено интрузивное тело размером около 3 кв. км в окрестностях гор Ранто-мяки, а также более мелкие тела, приуроченные обычно к краевым частям Кааламской интрузии. Эта фаза характеризуется двумя типами пород, исходный состав которых устанавливающийся по остаткам первичных минералов, реликтовым структурам и составу вторичных минералов соответствовал перидотитам, плагиоклазовым перидотитам и эвкритам. В настоящее время эти породы сильно амфиболлизированы и представляют собой: 1) амфиболлизированные перидотиты с реликтами оливина и порфириовидные диопсид-плагиоклазовые амфиболиты. 2) амфиболлизированные эвкриты. Наибольшее распространение имеют порфириовидные амфиболиты и амфиболлизированные эвкриты. Метаперидотиты с реликтами оливина встречены лишь в одном пункте района. Все названные породы связаны друг с другом постепенными переходами.

С породами первой интрузивной фазы связаны жильные породы, развитые незначительно и встреченные лишь в контакте с кварцитами в юго-западной части интрузии. Жилы эти нередко деформированы и показывают даже начальные стадии образования будинаж-структур. Первичный состав этих жильных пород соответствовал гиперстеновому эвкриту; однако исходный состав сохраняется не всегда и наблюдается образование за счет гиперстеновых эвкритов кумминктонитовых и некоторых других амфиболитов.

**б) Породы второй фазы Кааламской интрузии**

Наибольшим распространением среди пород второй интрузивной фазы пользуются габбро-диориты, которыми сложена вся центральная часть Кааламской интрузии. В центральной же части Кааламской интрузии локально распространены меланократовые габбро-диориты и плагиоклазовые пироксениты. Эти породы связаны друг с другом постепенными переходами, но встречаются ксенолиты амфиболизированных пироксенитов и плагиоклазовых пироксенитов среди меланократовых габбро-диоритов. Минералогический состав пород ксенолитов и цементирующей их породы одинаков, что позволяет рассматривать эти образования как автобрекцию.

Сходность минералогического состава, структурные особенности, идентичность состава отдельных минеральных фаз и одинаковая степень метаморфизма позволяют объединить эти породы с габбро-диоритами, с которыми они тесно связаны геологически и иногда дают постепенные переходы.

Габбро-диориты и меланократовые габбро-диориты мало метаморфизованы и в них хорошо сохранилась первично-магматическая структура и минералогический состав. Краевые части Кааламского массива сложены довольно сильно метаморфизованными габбро-диоритами, кварцевыми габбро-диоритами и кварцевыми диоритами, дающими между собой переходы. Все эти породы обладают отчетливой гнейсовидной текстурой.

С породами второй интрузивной фазы связаны жильные породы, представленные амфиболизированными габбро-диоритами и менее распространенными габбро-диорит-аплитами.

Ниже приводится описание наиболее характерного контакта, на основании которого устанавливаются возрастные соотношения между породами первой и второй интрузивных фаз.

**в) Описание контакта пород первой и второй интрузивных фаз**

В окрестностях бывшего хутора Онненмяки обнажена скалистая возвышенность, вытянутая в меридиональном направлении на расстоянии 800 метров. По восточному краю этой возвышенности вскрывается эруптивный контакт между породами первой и второй фаз Кааламской интрузии и кроме того здесь же можно проследить фациальные переходы между породами, сформировавшимися в первую фазу интрузивной деятельности.

К наиболее древним породам, образовавшимся в первую фазу интрузивной деятельности, относятся породы, первоначальный состав которых соответствовал эвкритовому габбро и перидотитам. В районе хутора Онненмяки они представлены грубозернистыми порфириновидными (порфиробластическими) амфиболитами (изредка метаперидотитами) и амфиболизированными эвкритами. Площадь распространения этих пород в указанном районе равна 3,5 кв. км. В пределах возвышенности Онненмяки наблюдаются постепенные переходы между амфиболизированными метаперидотитами и эвкритовыми габбро, что можно наблюдать в небольшой каменоломне в северо-западной части возвышенности.

Указанные породы после их окончательного затвердевания были прорваны породами второй интрузивной фазы, представленными гнейсовидными амфиболизированными габбро-диоритами. Эти породы внедрились по трещине разрыва, проходящей в широтном направлении (см. карту); в непосредственном контакте этих пород возникают типичные магматические брекчии, в которых крупные блоки и более мелкие обломки амфи-

близированных метаперидотитов и эвкритов «цементируются» габбро-диоритом (рис. 3 и 4). Мощная зона таких брекчий протягивается по восточному и северному склонам возвышенности, достигая в отдельных частях ее до 150 метров. В юго-восточной части возвышенности среди брекчий обособляются два тела габбро-диоритов, площадью 100—50 метров. Габбро-диориты представлены сравнительно лейкократовыми породами, состоящими из плагиоклаза № 45—52 и обыкновенной роговой обманки. Кварц присутствует обычно в незначительных количествах; увеличение содержания его обуславливает переход к кварцевым габбро-диоритам. Первично-магматический характер плагиоклаза доказывается его ритмичной зональностью с правильными геометрическими очертаниями отдельных зон (ядро сложено лабрадором, края—андезином). Следовательно, гнейсовидную текстуру этих пород, независимо от генезиса амфибола, следует считать первичной. Это подтверждается также и тем, что направление кристаллизационной сланцеватости в северной части возвышенности и в мелких телах габбро-диоритов зависит от того, по какому направлению они внедрялись.

После консолидации габбро-диоритов происходили разломы северо-восточного направления, которые были заполнены жильными амфиболлизированными габбро-диоритами и габбро-диорит-аплитами. Мощность жил не превышает 30 см. Жилы габбро-диорит-аплитов обычно менее мощные и даже образуют иногда мелкие ветвящиеся жилки. В одном пункте наблюдалось пересечение жильных габбро-диоритов жилкой диорит-аплита, что указывает на более молодой возраст последних. Контактное воздействие жильных пород сказывается в амфиболлизации боковых пород и появлении зон весьма типичных мелкозернистых плагиоклазовых амфиболитов.

#### г) Породы третьей интрузивной фазы

Породы третьей интрузивной фазы представлены плагиоклазовыми гранитами, которые пересекают породы, образовавшиеся в более ранние интрузивные фазы, и дают иногда постепенные переходы к кварцевым габбро-диоритам и кварцевым диоритам. Эти породы имеют локальное развитие и встречены лишь в юго-восточной части района, где они образуют довольно мощные жилы (до 2,5 м), пересекающие габбро-диориты и порфиридные диопсид-плагиоклазовые амфиболиты, и кроме того образуют небольшие секущие тела среди последних. В обнажении № 53 вскрыт эруптивный контакт габбро-диоритов и плагиоклазовых гранитов. Плагиоклазовый гранит пересекает габбро-диорит в виде жил; при этом остроугольные обломки и блоки амфиболитов, получившихся в результате изменения габбро-диоритов, включены в плагиоклазовые граниты, образуя своеобразную эруптивную брекчию (рис. 5). Плагиоклазовый гранит образует кроме того мелкие жилки в виде сети, пронизывающие породу.

#### Внутреннее строение, форма и тектонические особенности Кааламской интрузии

Габбро-диориты второй интрузивной фазы, которыми сложена почти полностью вся центральная часть Кааламской интрузии, обладают гранитной структурной фацией.

Периферические части интрузии характеризуются гнейсовой структурной фацией пород. Плоскопараллельная структура в них обусловлена расположением таблитчатых кристаллов плагиоклаза в параллельных



Рис. 2.  
Жилка куммингтонитового амфиболита, секущая кварцит.



Рис. 3.  
Контакт габбро-диорита и эвкрита.

плоскостях. Кроме того характерно закономерное расположение шлиров темноцветных компонентов. Господствующее направление плоскопараллельных структур, отчетливо выраженное в западной и восточной частях Кааламской интрузии, следующее: простираание —  $320-140^\circ$ , падение на юго-запад —  $230^\circ$ , угол падения —  $45-50^\circ$ .

Линейность в породах устанавливается по расположению агрегатов биотита, призматических кристаллов амфибола и вытянутости шлиров. Азимут линейности от  $225^\circ$  до  $235^\circ$ , угол падения  $47-50^\circ$ .

Внутренняя структура интрузий<sup>1</sup> по отношению к структуре вмещающих пород и плоскости контакта как в западной, так и частично в восточной ее частях является гармоничной и конформной. Южные и северные контакты интрузии обнажены плохо. Гнейсы здесь пloyчатые и перемятые. Встречаются тектонические контакты с возникновением зон милонитизации и тектонического мессива. Очевидно, после формирования интрузии происходили дислокации, нарушившие первичные контакты и вызвавшие частичное приспособление структур вмещающей толщи по отношению к контакту с интрузивными породами. В северо-восточной части района Кааламская интрузия имеет складчатую структуру вмещающих пород, являясь дисгармоничной по отношению к ней (см. карту).

Плоскопараллельные структуры в интрузивных телах, сложенные породами первой фазы, часто не совпадают со структурой вмещающей сланцевой толщи и контактной поверхностью. В окрестностях вараки Онненмяки (где на большой площади вскрыт контакт между породами первой и второй фаз интрузивной деятельности) наблюдения над плоскопараллельными структурами и линейностью показали, что движение магматического расплава при формировании пород первой интрузивной фазы (эвкритов) происходило здесь также с юго-запада на северо-восток под углом  $50-60^\circ$ . После окончательного затвердения этих пород они были прорваны габбро-диоритами, которые заполнили в северной части этого района разрыв широтного направления. Простираание кристаллизационной сланцеватости в них широтное ( $85-95^\circ$ ), падение на юг под углом  $55-60^\circ$  (см рис. 4). В южной части возвышенности Онненмяки простираание кристаллизационной сланцеватости совпадает с таковой в эвкритах. Эти наблюдения являются важными для установления эндосинекинематичности плоскопараллельных текстур, что доказывается также закономерным расположением кристаллов плагиоклаза с сохранившейся ритмичной зональностью, а также ориентированным расположением шлиров в породе. Очевидно, частичная перекристаллизация в этих породах осуществлялась приспособленно к первичным структурам. Изучение внутренней структуры Кааламской интрузии и ее контактов с вмещающими породами позволяет считать, что эта интрузия внедрилась по наклоненной на юго-запад плоскости контакта между биотитовыми гнейсами ладожского возраста и толщиной метаморфизованных осадочно-экструзивных пород. Последняя толща образует сложную по строению антиклинальную складку, протягивающуюся в северо-западном направлении вдоль восточного контакта Кааламской интрузии, частично срезаясь с последней.

По отношению к главному периоду складкообразования интрузия Каалама является посттектонической, так как она имеет складчатую

<sup>1</sup> Это относится к интрузивным телам, сложенным породами второй интрузивной фазы.



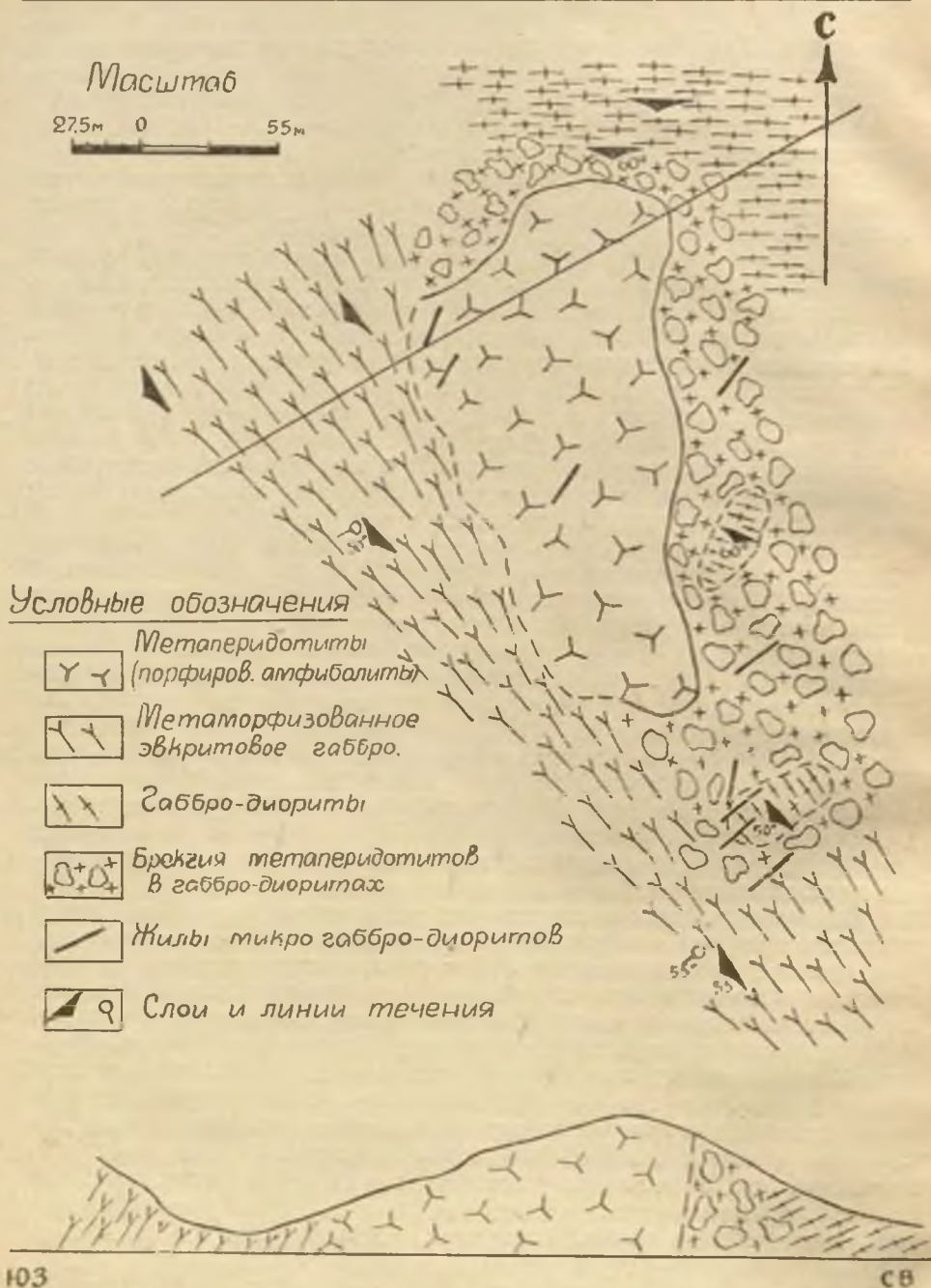


Рис. 4.  
Геологическая карта окрестностей хутора Оннемяки.

структуру вмещающих пород (район Рускеала—Суури—Рюттю) и кроме того в породах интрузии содержатся ксенолиты отчетливо эсланцованных пород из вмещающей толщи, содержащих даже буднированные слон роговиков.

Повидимому, Кааламская интрузия синкинематична с разрывами, происходившими в постладожскую эпоху орогена, хотя интенсивные орогенические движения осуществлялись и после формирования Кааламской интрузии. Это доказывается наличием тектонических контактов, деформацией жил основных пород с возникновением в них будинаж-структур и т. п.

## В. ПОСТЛАДОЖСКИЕ ГРАНИТЫ И ПЕГМАТИТЫ

Граниты развиты в районе незначительно, слагают гору Каура-вара, расположенную к югу от Кааламской интрузии. Постладожский возраст гранитов устанавливается в западной части горы, где граниты прорывают биотитовые гнейсы, заключают их ксенолиты и имеют в контакте зону эндоконтантного изменения, выразившегося в появлении пегматоидного гранита.

Граниты горы Каура-вара представляют собой однородные мелкозернистые породы, состоящие из 30% олигоклаза, 35% микроклина, 30% кварца и 5—7% биотита. В шлифе структура гранитов гипидиоморфная, частично нарушенная бластическими изменениями.

Пегматиты являются наиболее молодыми породами района и, очевидно, генетически связаны с микроклиновыми гранитами горы Каура-вара. Пегматиты образуют интрузивные тела и жилы, приуроченные главным образом к западной части района. В западной части района два интрузивных тела слагают возвышенности, вытянутые в северо-западном направлении, имеющие в длину 400 метров (каждая), при ширине 100—150 метров. В пегматитах наблюдаются обломки биотитовых сланцев, в контакте с которыми структура пегматита становится более мелкозернистой.

По внешнему виду пегматиты представляют собой белые породы, обладающие грубозернистой и кусковой структурой; размер отдельных кристаллов доходит до 20 см. Преобладающими минералами пегматитов являются белый олигоклаз, белый или желтоватый микроклин, кварц и «пачки» биотита и мусковита. В незначительных количествах встречается гранат красного цвета, турмалин и зелено-голубой апатит.

Дифференциации в пространственном распределении минералов не наблюдалось, однако без разведочных работ действительное строение и состав пегматита не могут быть установлены.

Пегматитовые жилы, встречающиеся главным образом в западной части района, пересекают интрузивные породы и биотитовые парагнейсы ладожского возраста. В последних они образуют иногда мелкие линзовидные тела, являющиеся частями буднированных жил. Мощность жил обычно невелика, соответствуя 30—40 см, и лишь изредка встречаются более мощные жилы (до 10—15 м). Состав пегматитовых жил аналогичен таковому в пегматитовых телах; структура грубозернистая, средний размер составных частей 1,5—2 см и не превышает 3 см.

С пегматитами связана мигматизация гнейсов, имеющая локальное развитие и проявившаяся лишь в западной части района. Пегматитовые жилки внедряются и в основные породы Кааламо, интенсивно изменяя их (гора Ихлан-вара и др.).

### III. Петрографическое описание пород Кааламского интрузивного комплекса

#### 1. ПОРОДЫ ПЕРВОЙ ФАЗЫ КААЛАМСКОЙ ИНТРУЗИИ

##### а) Оливин-содержащие диопсидовые амфиболиты

По внешнему виду это плотные, однородные породы серовато-зеленого цвета. Структура породы обусловлена присутствием сравнительно крупных кристаллов оливина и диопсида, интенсивно замещающихся буровато-зеленой роговой обманкой (рис. 6). Последняя образует крупные индивиды, захватывающие при своем росте кристаллы диопсида и оливина с образованием пойкилобластических участков породы. В отдельных частях шлифа видна грануляция кристаллов диопсида с образованием мелких участков, обладающих гранобластической структурой.

Существенными минералами породы являются оливин, диопсид и обыкновенная роговая обманка; второстепенные минералы представлены рудным минералом, апатитом, клинохлором, карбонатом, тальком и зеленым серпентином.

Оливин содержит 36% фаялитовой молекулы и образует зерна размерами 4—6 мм, которые подвергаются интенсивному замещению амфиболом; последний содержит обычно рудную «сыпь», показывающую на богатство оливина фаялитовой молекулой.

Диопсид представлен в виде двух морфологических образований с одинаковыми оптическими константами; он образует довольно крупные (до 5 мм) бесцветные кристаллы или агрегаты мелких зерен, возникающих при грануляции более крупных индивидов.

По данным Винчелла содержание молекулы геденбергита равно 34%. Во всех кристаллах диопсида содержатся многочисленные мелкие зерна рудного минерала, часто имеющие идиоморфные очертания.

Амфибол замещает диопсид и оливин и содержит реликты обоих минералов.

Рудный минерал образует мелкие эвгедральные зерна, заключенные в диопсиде и оливине, представляющие собой, повидимому, первичные выделения; кроме того рудный минерал образует так называемую рудную «сыпь», образовавшуюся при вторичном изменении первичных минералов породы, богатых железом.

##### б) Порфириовидные диопсидовые и диопсид-плагиоклазовые амфиболиты

По внешнему виду это грубозернистые породы темнозеленого цвета с весьма характерной структурой, обусловленной наличием многочисленных идиоморфных кристаллов роговой обманки, заключенных среди мелкозернистой массы плагиоклаза и диопсида. Средний размер кристаллов амфибола равен 1,5 см. Структура промежуточной массы пойкилитовидная, обусловленная тем, что мезостатически развитые индивиды плагиоклаза включают многочисленные идиоморфные кристаллы диопсида и амфибола. Существенные минералы содержатся в породе в следующих количествах: обыкновенная роговая обманка — 75—90%, диопсид — 7—10%, основной плагиоклаз — 10—15%.

В некоторых породах плагиоклаз отсутствует или полностью замещен агрегатом вторичных минералов. Амфибол, являющийся преобладающей составной частью породы, представлен обыкновенной роговой обманкой,

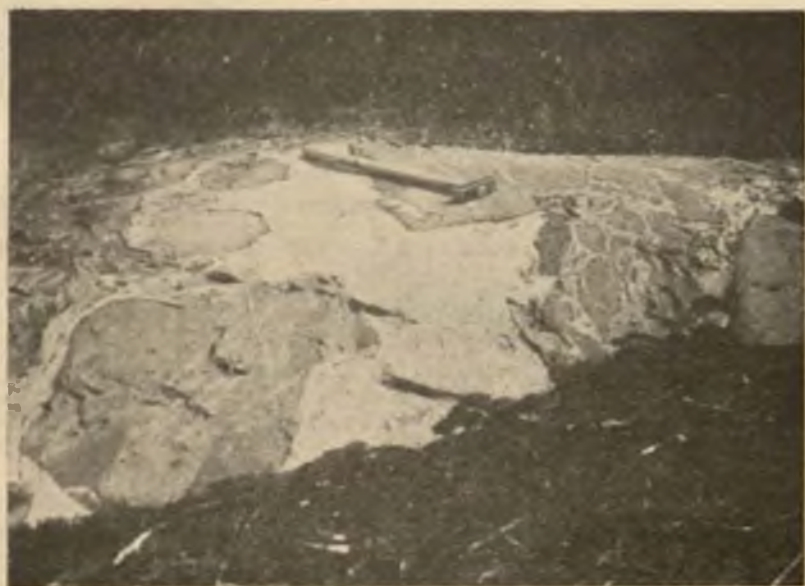


Рис. 5.

Бречия амфиблизированного габбро-диорита в плагноклазовом граните.

которая образует хорошо ограненные коротко-призматические кристаллы с реликтами диопсида.

Определение плагиоклаза затруднено, благодаря замещению его вторичными минералами — агрегатом эпидот-цоизитовых кристаллов. Центральные части кристаллов сложены плагиоклазом № 80—90, краевые части представлены обычно лабрадором № 60—65. Более основной состав центральных частей связан, очевидно, с первичной зonalностью, хотя не исключена возможность того, что более кислый состав краевых частей обусловлен заимствованием из них кальция при образовании эпидота, цоизита, диопсида и т. п. Диопсид развит в породе в виде мелких идиоморфных зерен, включенных обычно в кристаллах плагиоклаза; при этом видно образование его за счет плагиоклаза с полным замещением последнего. Константы, измеренные на столике Федорова, позволяют определить его, пользуясь диаграммами Тамита, как пироксен, содержащий 46%  $\text{CaSiO}_3$ , 22%  $\text{MgSiO}_3$  и 32%  $\text{FeSiO}_3$ .

Второстепенными минералами рассмотренных пород являются апатит, сфен, рутил, биотит, группа эпидот-цоизита, рже тальк, карбонат, пренит, клинохлор, баулингит. Из этих минералов наибольшим распространением пользуются эпидот-цоизитовые минералы, образующиеся при метаморфизме основного плагиоклаза.

#### в) Метаморфизованные эвкриты

По внешнему виду метаморфизованные эвкриты отличаются от габбро-диоритов и диоритов большим содержанием цветного компонента, содержание которого равно 60—65%. Текстура пород обычно директивная, реже однородная. Встречаются директивные текстуры двух типов: директивно-полосатые (обусловленные чередованием полос, обогащенных и обедненных цветным минералом) и трахитоидные, которые характеризуются расположением кристаллов амфибола и плагиоклаза в плоскопараллельных плоскостях.

Последние текстуры встречаются обычно в краевых частях интрузивных тел эвкритов-метапериотитов. Структура пород равномернозернистая, реже порфировидная, обусловленная выделением кристаллов основного плагиоклаза зонального строения среди более мелкозернистой массы, обогащенной цветными компонентами.

Первично-магматическая структура сильно изменена, благодаря явлениям перекристаллизации и вторичного (возможно, частью аутометаморфического) минералообразования. При усилении процессов перекристаллизации наблюдаем переход к плагиоклазовым амфиболитам с типичными бластофитовыми и кристаллобластическими структурами (рис. 7). Плагиоклаз часто сохраняет идиоморфные очертания, что дает возможность судить о том, что первичная структура являлась габбро-офитовой.

Существенными минералами эвкритов являются плагиоклаз ряда битовинит-анортита и обыкновенная роговая обманка, в кристаллах которой иногда сохраняются реликты моноклинного пироксена. Плагиоклаз часто зонален, центральные части содержат 82—85% молекулы анортита, края соответствуют лабрадору № 60—62. Образует таблитчатые и лейстовидные кристаллы, часто в них видно нарушение двойниковой структуры и грануляция с образованием мелких зерен. Широко развиты процессы сосюритизации и серицитизации плагиоклаза; наблюдается также образование (с заимствованием плагиоклазового материала) амфибола и диопсида. При усилении процессов метаморфизма прослеживается образование из эвкритов мономинеральных амфиболитов и диопсидовых

амфиболитов, связанных постепенными переходами. Оптические константы амфибола позволяют определить его как типичную обыкновенную роговую обманку. К несущественным минералам относятся биотит, сфен, апатит, рудный минерал и вторичные минералы: эпидот, цоизит, серицит, тальк, клинохлор, пренит, карбонат. Последние два минерала встречаются редко и образуют мельчайшие жилки в породе, будучи связанными с гидротермальными процессами.

### г) Жильные породы

Своеобразные жильные породы, связанные с породами первой фазы Кааламской интрузии, встречаются в юго-западной ее части, где они секут кварциты. Эти породы хорошо доступны изучению в каменоломне, вскрывающей кварциты. Жилы имеют небольшую мощность, не превышая обычно 15 см; лишь в одном случае дайка, вскрываемая в забое, имеет мощность до 40 см. Первичный состав сохраняется в центральных частях более мощных жил, краевые части жил и мелкие жилки нацело изменены в амфиболиты. По составу жильные породы можно подразделить на следующие породы: 1) амфиболитизированные гиперстен-анортитовые породы, по которым мы можем судить о первоначальном составе жильных пород; 2) куммингтонитовые амфиболиты и 3) пироксен-плаггиоклазовые амфиболиты. Две последние породы произошли при метаморфизме гиперстен-анортитовых пород и дают с ними постепенные переходы.

1. Амфиболитизированные гиперстен-анортитовые породы. По внешнему виду это зеленовато-серые плотные породы, напоминающие диабазы. Структура габбро-офитовая. Преобладающим минералом является основной плаггиоклаз ряда битовнит-анортита с 90—92% анортитовой молекулы. По плаггиоклазу развивается куммингтонит и в меньшей степени обыкновенная роговая обманка и серицит.

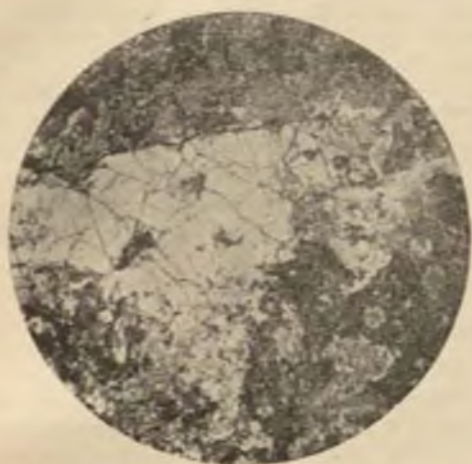
Следующим существенным и первично-магматическим минералом породы является богатый железом гиперстен; определение его констант показало, что содержание  $\text{FeSiO}_3$  в нем равно 56%.

Характерной особенностью этих пород является процесс амфиболитизации, который развит весьма интенсивно.

Преобладающим амфиболом является куммингтонит и в меньшей степени зелено-бурая обыкновенная роговая обманка. Оба амфибола связаны между собой постепенными переходами. Морфологически формы развития амфиболов очень разнообразны, то они замещают пироксен, образуя оторочки и полные псевдоморфозы по нему, то образуют диабластические агрегаты, то монокристаллы, пойкилитические включающие в себя индивиды плаггиоклаза и гиперстена; наконец, куммингтонитом сложены мелкие жилки. Все указанные формы развития нередко можно наблюдать в пределах одного шлифа.

Краевые части рассмотренных гиперстен-анортитовых жил всегда превращены в куммингтонитовые амфиболиты.

2. Куммингтонитовые амфиболиты и пироксен-плаггиоклазовые амфиболиты образуют маломощные жилки, секущие кварциты, сложенные средне-зернистыми (до плотных) породами, состоящими из куммингтонита и 1—2% сульфидов, представленных пиритом, халькопиритом и пирротинном. В отдельных случаях в весьма незначительных количествах присутствует основной плаггиоклаз. Структура пород диабластическая. Благодаря постоянной примеси сульфидов, эти породы на плоскостях выветривания сильно обохрены.



**Рис. 6.**  
Оливины в метабазальтите.



**Рис. 7.**  
Бластофибовая структура в выкрито.



**Рис. 8.**  
Структура габбро-диорита.

Генетически тесно связанными с рассмотренными выше двумя группами жильных пород и нередко дающими с ними постепенные переходы являются серо-зеленые диопсид-гиперстеновые амфиболиты, содержащие плагиоклаз. Иногда в более мощных жилах наблюдается зональное строение с плотной структурой центральных частей и крупнозернистой структурой краевых частей. При микроскопическом исследовании оказывается, что центральные части жилы имеют гранобластическую структуру и состоят из лабрадор-битовнита, гиперстена (с содержанием 58%  $\text{FeSiO}_3$ ), диопсид-геденбергита и обыкновенной роговой обманки. Диопсид и амфибол замещают гиперстен и плагиоклаз. Краевые части жил (6—8 см) представлены бесполовошпатовыми породами, соответствующими по составу гиперстеновым амфиболитам.

## II. ПОРОДЫ ВТОРОЙ ФАЗЫ КААЛАМСКОЙ ИНТРУЗИИ

### а) Габбро-диориты

Габбро-диориты являются наиболее распространенными породами Кааламской интрузии. По внешнему виду это серые и темносерые породы среднезернистой структуры. Под микроскопом наблюдается габбро-офитовая структура, обусловленная присутствием идиоморфных кристаллов плагиоклаза, средний размер которых равен 1,5—2 мм (рис. 8). Существенными минералами породы являются: 1) плагиоклаз ряда андезин-лабрадора — 50—65%; 2) гиперстен (богатый Fe); 3) диопсид-геденбергит (суммарно) — 30—45%; 4) обыкновенная роговая обманка, содержание которой весьма непостоянно и сильно увеличивается в метаморфизованных зонах.

Плагиоклаз образует хорошо развитые, вытянутые кристаллы, в которых нередко наблюдается ритмическая зональность. Центральные зоны несколько богаче анортитовой молекулой (№ 60—62). Краевые зоны соответствуют лабрадор-андезину. Специальное оптическое изучение плагиоклазов показало, что содержание в них анортитовой молекулы колеблется от 45 до 50%, соответствуя в среднем 50%.

Процессы вторичного изменения плагиоклазов развиты сравнительно мало и выражаются главным образом в серицитизации. Процесс сосюритизации, столь распространенный в породах первой фазы, здесь развит спорадически. В редких случаях наблюдается преницитизация плагиоклаза, связанная с воздействием волосовидных жилок пренита. Ромбический пироксен представлен гиперстеном (богатым Fe); его окраска розоватая по Np и зеленоватая по Ng; содержание  $\text{FeSiO}_3$  соответствует 52—58%.

В породах центральных частей интрузии гиперстен совершенно свежий, в краевых — наблюдается замещение его обыкновенной роговой обманкой зеленого цвета, реже по нему развиваются волокнистые агрегаты тремолит-актинолита, содержащие рудную «сыпь», которая придает псевдоморфозам замутненный вид. Ассоциирует с моноклинным пироксеном, рудным минералом — титано-магнетитом и биотитом. Образует призматические кристаллы размером 1—1,5 мм, иногда доходящие до 5 мм. Наблюдаются сростания с моноклинным пироксеном. Моноклинный пироксен, с небольшим углом 2 V, образует хорошо развитые зерна. Его состав:  $\text{CaSiO}_3 = 40—44\%$ ,  $\text{MgSiO}_3 = 36—52\%$  и  $\text{FeSiO}_3 = 8—2\%$  (по диаграмме Тамита). Моноклинный пироксен изменяется в зеленую роговую обманку.



Второстепенными минералами габбро-диоритов являются: биотит, рудные минералы-первичные: титано-магнетит и сульфиды и вторичная рудная «сыпь», анортит, кварц, серицит, эпидот, пренит.

Последние три минерала распространены в незначительных количествах.

Во многих шлифах кварц отсутствует, в других встречается в весьма незначительных количествах, образуя мезостатически развитые зерна. Иногда же содержание его увеличивается до 5—7%, обуславливая переходы к кварцевым габбро-диоритам.

#### б) Меланократовые габбро-нориты и плагиоклазовые пироксениты и габбро-нориты

По внешнему виду габбро-нориты представляют собой темные среднезернистые породы, обладающие однородной текстурой. В шлифах структура габбро-офитовая, ясно виден частичный идиоморфизм плагиоклаза по отношению к пироксену и рудному минералу.

При интенсивной амфиболизации в породах возникает вторичная кристаллобластическая структура. Существенными минералами рассматриваемых пород являются: ромбический пироксен (типа ферросилита), моноклинный пироксен, обыкновенная роговая обманка, основной плагиоклаз № 53—78. Содержание плагиоклаза варьирует от 10% в плагиоклазовых пироксенитах и до 25% в меланократовых габбро-норитах. Плагиоклаз образует в габбро-норитах идиоморфные вытянутые кристаллы, в породах, обогащенных темноцветными компонентами, — ксеноморфные зерна. Зерна плагиоклаза иногда подвергаются грануляции. Процессы вторичного изменения развиты слабо и выражаются в серицитизации. Ромбический пироксен по оптическим константам содержит  $\text{FeSiO}_3 = 47\text{—}53\%$  (по Винчеллу). Оптические свойства моноклинного пироксена аналогичны таковым в габбро-диоритах. Оба пироксена изменяются в обыкновенную роговую обманку.

Второстепенными минералами породы являются титаномагнетит, апатит, биотит, серицит, кварц.

#### в) Гнейсовидные кварцевые габбро-диориты и кварцевые диориты

Эти породы слагают краевые части Кааламской интрузии и кроме того встречены в центральной ее части, в окрестностях вараки Онненмяки, где они заполняют раскол широтного направления, происходящий в породах первой фазы Кааламской интрузии. Текстура пород гнейсовидная, обусловленная расположением плагиоклаза, кристаллов амфибола и чешуек биотита в параллельных плоскостях. Наблюдения над ориентировкой плоскопараллельных структур и расположением шлиров темноцветных компонентов, а также присутствие кристаллов плагиоклаза с ритмичной зональностью, указывают на первичное (эндосинекинематическое) происхождение этих структур.

Структура пород габбро-офитовая, гипидноморфная и в сильно метаморфизованных разностях кристаллобластическая. Существенными минералами этих пород являются плагиоклаз № 47—50 (нередко зональный), обыкновенная роговая обманка, кварц, биотит. Содержание амфибола варьирует от 20 до 30%. Содержание кварца в среднем равно 10% с вариациями от 5 до 20%. Кварц образует ксеноморфные зерна, часто имеющие волнистое угасание и мозаичную структуру. Подвергается перекристалли-

зации значительно легче, чем другие минералы, благодаря чему участки, обогащенные кварцем, часто имеют кристаллобластическую структуру. Оптические константы амфибола аналогичны таковым в габбро-диоритах; биотит образует пластинки, вытянутые параллельно гнейсовидности породы.

Второстепенными минералами пород являются: рудный минерал, апатит, серицит, эпидот-цоизитовые минералы, пеннин, пренит. В гнейсовидных кварцевых габбро-диоритах встречаются шпильки темного цвета, состоящие из обыкновенной роговой обманки и андезина, аксессуарным минералом является сфен. Кварц в шпильках отсутствует.

### г) Жильные породы, связанные с породами второй фазы Кааламской интрузии

1. Амфиболизированные габбро-диориты. По внешнему виду жилы названного состава представлены черными мелкозернистыми породами, состоящими из амфибола и подчиненного количества плагиоклаза. Текстура обычно однородная, реже наблюдается такситовость, обусловленная скоплением темноцветных минералов в виде отдельных пятен. При микроскопическом изучении видно, что первичная магматическая структура обычно изменена, благодаря вторичным преобразованиям; она частично сохраняется в отдельных случаях и характеризуется идиоморфизмом плагиоклаза, в котором часто видна первичная зональность. Обычно структура жильных пород гранобластическая и, при интенсивной амфиболизации, диабластическая и нематобластическая.

В минералогическом отношении жильные габбро-диориты отличаются высоким содержанием амфибола, составляющего обычно более 50% породы. Амфибол является, несомненно, вторичным минералом, образующимся в процессе амфиболизации породы. Можно наблюдать почти полную амфиболизацию жильных габбро-диоритов.

Плагиоклаз образует сравнительно идиоморфные, иногда зональные кристаллы, обычно подвергающиеся грануляции и катаклазу. По составу плагиоклаз соответствует лабрадор-андезину № 44—52. В случае зональных кристаллов ядро сложено лабрадором № 70, края — № 48.

К второстепенным минералам относится биогит, рудный минерал и сфен. Биотит встречается не во всех шпильках, образуя чешуйки, часто развивающиеся по амфиболу. Рудный минерал образует мелкие обособленные зернышки или выделяется в виде мелко-распыленной «сыпи» в зернах амфибола. Сфен образует мелкие зернышки, расположенные часто в виде «цепочек» в кристаллах амфибола.

2. Габбро-диорит-аплиты. Эти породы образуют мелкие жилки неправильной формы, которые были встречены только в районе возвышенности Онненмяки, где они пересекают породы первой и второй фаз Кааламской интрузии. Габбро-диорит-аплиты сложены почти нацело плагиоклазом № 45—50. В зональных кристаллах краевые части соответствуют андезину № 37, края—лабрадору № 50. Часто плагиоклаз подвергается грануляции. Цветные минералы представлены биотитом и амфиболом, суммарное содержание которых не превышает 5—7%. В незначительных количествах присутствует иногда кварц. Контактные изменения боковых пород сказываются в амфиболизации и возникновении мелкозернистых плагиоклазовых амфиболитов. Мощность контактных изменений весьма незначительна (0,5—2 см).

### III. ПОРОДЫ ТРЕТЬЕЙ ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ (Плагноклазовые граниты)

Плагноклазовые граниты по внешнему виду резко отличаются от габбро-диоритов и кварцевых диоритов своей светлой окраской, обусловленной низким содержанием темноцветных компонентов, не превышающей обычно 7—10%. Макроскопически породы среднезернисты и обладают однородной, реже гнейсовидной текстурой. Гнейсовидная текстура встречается в мощной дайке плагноклазового гранита, располагается параллельно простиранию дайки.

Структура пород гипидиоморфная, однако она почти никогда полностью не сохраняется, и отдельные участки породы и зерна кварца имеют кристаллобластическую структуру. В большинстве пород структура может быть названа бластогранитовой. Количественные соотношения главных минералов плагноклазовых гранитов следующие: плагноклаз ряда олигоклаз-андезина (№ 37—38) — 55—70%, кварц — 15—30%, биотит — 5—7%, роговая обманка в жильных плагноклазовых гранитах не встречается, но она является существенным минералом мелких интрузивных тел. Второстепенными минералами являются пеннин, пренит, серицит, сфен, эпидот, исключительно редко турмалин, встреченный лишь в центральной части одной из жил плагноклазового гранита. Особо следует указать на то, что микроклин не встречается в плагноклазовых гранитах и обнаружен лишь в одной жиле, секущей габбро-диорит в восточной части интрузии. Отсутствие микроклина является характерной особенностью плагноклазовых гранитов Кааламского интрузивного комплекса, отличающих их от более молодых гранитов горы Каура-вара и др.

### IV. Полезные ископаемые Кааламского района

#### 1. Пегматиты

В западной части Кааламского района нами были обнаружены интрузивные тела пегматитов, секущие биотитовые парагнейсы ладожского возраста. Пегматитами связаны две возвышенности, каждая из которых имеет размер около 350—400 метров в длину. В поверхностных частях, отпрепарированных ледником, пегматиты имеют грубозернистую и даже кусковую структуру с размером отдельных кристаллов до 20 см.

Минералогический состав пегматитов следующий: микроклин, олигоклаз, кварц, биотит и мусковит. Второстепенными минералами являются турмалин, апатит, гранат. Пегматиты совершенно не разведаны, и все приведенные данные относятся к поверхностным частям пегматитовых тел.

При маршрутном исследовании к северу от описанных выше интрузий в коренном залегании пегматиты не были встречены, однако обилие глыб и отторженцев дают основание считать, что имеются еще более крупные тела этих пород. Указанная пегматитовая область может представить большой интерес.

#### 2. Кварциты

В юго-западной части изучаемого района обнаружена каменоломня, вскрывающая крупнокристаллические, стекловидные кварциты, напоминающие по виду жильный кварц. Кварциты слагают «гнездовидное» тело среди кварцитов, которое имеет размер 300×150 м. Горными работами снят поверхностный почвенный слой; вся выработка расположена

в чистых кварцитах, пересекающихся маломощными дайками и жилами метабазитов. Следует произвести технические испытания кварцитов для установления возможности их промышленного использования.

### 3. Каменностроительные материалы

Кааламский массив в течение многих лет являлся поставщиком строительного материала. Кааламские габбро-диориты широко применялись в качестве строительного материала для постройки городов и поселков. На территории всего Кааламского массива находятся многочисленные ломки габбро-диоритов, особенно большое количество которых тяготеет к линии железной дороги. Ломки производились в открытых выработках методом широкого разноса бортов.

Технические свойства камня характеризуются свежестью пород, однородностью текстуры, редкими, но закономерно расположенными трещинами отдельности, дающими возможность добывать крупные монолиты, средний размер которых соответствует 1 куб. метру, достигая нередко 9 куб. метров.

Близость железнодорожного сообщения и населенных пунктов, небольшая мощность почвенного покрова, неограниченные запасы при высоких технических свойствах камня, создают экономически выгодные условия для разработки этих пород.

### 4. Известняки и мраморы

В окрестностях поселка Рускеала находятся неограниченные запасы мраморов и известняков. Этими породами сложены отдельные возвышенности, расположенные к северо-востоку и юго-востоку от названного поселка. Вблизи поселка Рускеала расположены знаменитые ломки мрамора, обладающего прекрасными декоративными качествами. Рускеальский мраморный завод вырабатывает облицовочные плиты и мраморную «крошку»; известняки и менее ценные сорта мрамора идут на добычу извести.

### 5. Рудопроявление

Признаков рудоносности в Кааламском районе не обнаружено. Данные магнитометрических исследований, произведенные в 1946 г., дали также отрицательное заключение о возможности рудных месторождений в этом районе.

## V. Заключение

В строении Кааламского района принимают участие метаморфические породы ладожского возраста и магматические породы, приуроченные к постладожской эпохе дастрофизма. Архейские образования распространены к северу от Кааламского района.

Устанавливается следующая геологическая последовательность в образовании пород, слагающих Кааламский район: на архейское основание изливались основные экструзивные породы, в дальнейшем измененные и представленные в настоящее время амфиболовыми сланцами, в которых изредка сохраняется миндалекаменная текстура и порфиритовая структура. Эти породы в верхних частях перемежаются с маломощными прослоями метаморфизованных карбонатных пород. В районе Рускеалы эти породы приобретают широкое развитие. Толща амфиболовых сланцев и карбонатных пород перекрывается слюдяными гнейсами и сланцами, являющимися метаморфизованными глиноземистыми осадками. В восточной части района рассмотренные породы слагают деформированную

антиклинальную складку сложного строения, протягивающуюся вдоль восточного края Кааламской интрузии. В западной, северной и южной частях района развиты слюдяные парагнейсы и слюдяные сланцы, господствующее простирание которых северо-западное с падением на запад, под углами 45—55°. После формирования всей толщи ладожских пород они подверглись метаморфизму регионального характера, условия которого соответствовали амфиболитовой фации (по Эскола).

Ладожская метаморфическая толща прорвана породами Кааламского интрузивного комплекса. Постладожский возраст Кааламской интрузии устанавливается по наличию эруптивных контактов в западной и восточной ее частях и присутствию многочисленных ксенолитов и отторженцев пород вмещающей толщи в магматических породах этой интрузии.

Кааламская интрузия сложена различными по составу породами и сформировалась в несколько интрузивных фаз.

К первой фазе интрузивной деятельности относятся интенсивно метаморфизованные перидотиты и эвкриты, а также жильные породы, отвечающие по составу гиперстеновому эвкриту.

Эти породы всегда подвержены вторичным изменениям и обычно о первичной структуре и минералогическом составе приходится судить по реликтам первично-магматических минералов и первичной структуры. Вторая интрузивная фаза характеризуется меланократовыми габбро-диоритами, габбро-диоритами, гнейсовидными габбро-диоритами и диоритами, обычно содержащими кварц, и жильными породами состава амфиболитованных габбро-диоритов и имеющих весьма незначительное распространение габбро-диорит-аплитов. Резко преобладающими среди этой группы являются габбро-диориты, слагающие всю центральную часть интрузии и почти не подверженные процессам метаморфизма. Взаимоотношения между породами первой и второй фаз устанавливаются по наличию эруптивных брекчий, в которых ксенолиты и блоки метаперидотитов и амфиболитованных эвкритов «цементированы» габбро-диоритами, и по наличию даек последних, пересекающих эвкриты. К породам третьей интрузивной фазы относятся плагиоклазовые граниты, которые пересекают породы, образовавшиеся в более ранние фазы и дают иногда постепенные переходы к кварцевым габбро-диоритам и диоритам. Взаимоотношения этих пород устанавливаются в юго-восточной части района по пересечению жилами плагиоклазового гранита габбро-диоритов и метаперидотитов и по образованию эруптивных брекчий.

Изучение состава и структуры пород затруднено вследствие метаморфизма их, выразившегося как во вторичном минералообразовании, так и в механическом изменении породы (перекристаллизация, катаклаз). Особенно интенсивно метаморфизованы породы первой интрузивной фазы и краевые части интрузии. Процессы изменения связаны как с аутометаморфизмом, так и с региональным метаморфизмом, происходившим после формирования интрузии. Особенно характерным для пород всей Кааламской интрузии является процесс амфиболитации пироксенов, оливина и даже основного плагиоклаза. С процессом амфиболитации связано образование амфиболитованных эвкритов и амфиболитов. Плагиоклаз в породах мало метаморфизован и лишь в породах первой интрузивной фазы замещается вторичными минералами. Из вторичных, возможно, аутометаморфических изменений следует отметить биотитизацию амфибола и незначительное развитие хлорита.

Следовательно, в минералогическом составе всех фаз главное значение имеет плагиоклаз, меняющий свой состав от битовинит-анортита в пер-

вой фазе, через лабрадор и лабрадор-андезин — во второй, к олигоклаз-андезину — в третьей. О составе пироксенов, вследствие их легкой амфиболлизации, судить труднее, так как они часто не сохраняются. Ромбический пироксен представлен гиперстеном типа ферросилита, в котором содержание  $\text{FeSiO}_3$  соответствует 50—54%. Моноклинный пироксен в породах второй интрузивной фазы характеризуется примерно равными количествами  $\text{CaSiO}_3$  и  $\text{MgSiO}_3$  и 20%  $\text{FeSiO}_3$ . Моноклинный пироксен в породах первой интрузивной фазы развит незначительно и, судя по его морфологии, не является первичным минералом.

Кварц присутствует в породах второй и третьей фаз, являясь обычно первичным минералом. Вторичный кварц, связанный с воздействием кварцевых жил, встречается в незначительном количестве.

Судя по минералогическому составу пород различных фаз, дифференциация подкорового расплава шла по линии обогащения пород последующих фаз кремнием, натром, калием и обеднения кальцием, магнием и железом. Однако из-за невозможности производства химических анализов, судить более точно об изменении химического состава отдельных фаз не представляется возможным.

Центральные части Кааламской интрузии сложены главным образом породами, обладающими гранитной структурной фацией. Периферические части характеризуются гнейсовой структурной фацией пород. На основании ряда наблюдений плоскопараллельные структуры пород Кааламской интрузии следует считать эндосинекиматичными, т. е. возникшими одновременно с формированием интрузии.

Изучение внутренней структуры Кааламской интрузии и ее контактов с вмещающими породами позволяет считать, что эта интрузия внедрилась по наклоненной на юго-запад плоскости контакта между биотитовыми гнейсами ладожского возраста и толщей метаморфизованных осадочно-экструзивных пород; последняя образует сложную по строению антиклинальную складку, протягивающуюся вдоль контакта Кааламской интрузии.

Внутренняя структура Кааламской интрузии по отношению к структуре вмещающих пород и плоскости контакта как в западной, так частично и в восточных частях ее является гармоничной и конформной. В северо-восточной части района Кааламская интрузия имеет складчатую структуру.

Интрузия Каалама является посттектонической по отношению к главному периоду складкообразования. Это устанавливается на основании того, что она имеет складчатую структуру пород ладожской супракристальной толщи. Кроме того ксенолиты ранее осланцованных пород и «шаровых» сланцев включены в породах интрузии.

Очевидно, Кааламская интрузия является одновременной с разрывами.

Интенсивные орогенические движения осуществлялись и после формирования Кааламской интрузии, что доказывается наличием тектонических и вторично приспособленных контактов, деформацией жил и даек магматических пород и пр.

Наиболее молодыми образованиями района являются граниты (гора Каура-вара) и пегматиты. Последние образуют пегматитовые жилы и интрузивные тела в западной части района. Большая площадь распространения этих пород, наряду с их структурными и минералогическими особенностями, позволяет рассматривать названный район как новую и интересную в промышленном отношении область, которая должна быть детально изучена.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Перекалина Т. В. Постладожские граниты Сортавальского района Изв. К.-Ф. Базы А. Н., № 2 1948.
  2. Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Труды юбилейной научной сессии. Изд. ЛГУ, 1946.
  3. Саранчина Г. М. Петрология Велимякской интрузии. Изв. К.-Ф. Базы А. Н., № 2, 1948.
  4. Blankett H. Рудное поле Велимяки и некоторые геологические данные округа Сортавала в Вост. Финляндии (перевод со шведского В. Шейко).
  5. Hakama V. Suomen geologien Heiskartta. L-D-2. Helsinki, 1933. (перевод со шведского В. Соиненберг).
  6. Metzger D. Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ost Finland. Bull. d. c. Comm. Finland, № 74, 1925.
  7. Wegmann. Stereogramm des gebietes von Soanlachi — Suistamo. Comm. Soc. Geol. Finland, № 1, 1929.
-

В. Д. НИКИТИН

## ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПРИЛАДОЖСКИХ ПЕГМАТИТОВ (Основные результаты работ 1946—1948 гг.)

Работами по указанной теме была охвачена прибрежная полоса северо-восточного Приладожья между городом Питкяранта и поселком Лахденпохья (на западном берегу Ладожского озера). Они проводились в тесной увязке с разведочными работами Ленгсолнерудтреста (П. П. Боровиков и Е. В. Свирская), при общем научном руководстве автора.

В процессе работ, наряду с решением вопросов минералогии и геологии приладожских пегматитов, разрабатывались, естественно, и вопросы общей геологической истории этой области.

В результате работ представилось возможным внести существенное уточнение в стратиграфию этой области: доказать первичный осадочный характер гранито-гнейсового комплекса, значительно более детально расчленить его и более обстоятельно наметить основные вехи его формирования; доказать архейский возраст ладожской формации и пр.

В результате проведения детального анализа всей совокупности геолого-минералогических особенностей пегматитовых тел, наметилось новое представление об истории магматической деятельности в Приладожье. Было выделено шесть периодов пегматитообразования. Разработанные принципы геолого-минералогического анализа пегматитов были рекомендованы исследователям пегматитов северной Карелии. Применение их там привело к получению новых геолого-минералогических данных по пегматитам Чупинского района (В. Д. Никитин, 1947, П. П. Боровиков, 1947—1948, А. В. Скропышев, 1948).

Основные моменты общей геологической истории северо-восточного Приладожья и место пегматитообразования в ней представлены в таблице 1.

Было установлено, что основное промышленное значение имеют недифференцированные пегматитовые тела первой фазы третьего постладожского периода и в значительно меньшей степени сравнительно маломощные, правильно зональные пегматитовые жилы третьей фазы этого же периода<sup>1</sup>. Выясненные основные закономерности пространственного распространения этих пегматитов в общей геологической структуре рай-

<sup>1</sup> В. Д. Никитин. Генетические типы пегматитов северо-восточного побережья Ладожского озера. Изв. К-Ф. научно-иссл. Базы Акад. наук СССР, № 1—2, 1947.



## Геологическое формирование северо-восточного Приладожья

Геологическое время	Характер комплекса пород	Эпохи тектогенеза и магматической деятельности
Протерозой		Иотнийская
Верхний архей	<p align="center"><b>Ладожская формация</b></p> <p>(Амфиболовые, биотитовые, кварцево-биотитовые, гранато-биотитовые сланцы, метаморфизованные карбонатные породы и кварциты).</p> <p>Сильно мигматизированы; интродуцированы гранитами и основными породами</p>	Третья постладожская (Л <sub>3</sub> )
		Вторая постладожская (Л <sub>2</sub> )
		Первая постладожская (Л <sub>1</sub> )
Нижний архей	<p><b>Гранито-гнейсовый комплекс</b> (биотитовые, роговообманково-биотитовые, кианитовые, гранато-биотитовые парагнейсы и параамфиболиты, метаморфизованные, силифицированные карбонатные породы. Сильно мигматизированы, интродуцированы гранитами и основными породами (ортоамфиболиты)</p>	Вторая доладожская (Л <sub>2</sub> )
		Первая доладожская (Л <sub>1</sub> )

Таблица 1

(по В. Д. Никитину и К. А. Шуркину)

Интрузивные породы	Связанные с интрузивными породами пегматиты и др. образования	Характер пегматитов
Диабазы  Граниты-рапакиви	<b>Пегматиты</b> Гранит-порфиры и аплиты	
Граниты и основные породы (типа о-ва Путсаари)	<b>Пегматиты</b> ( $\Pi_3^3$ ) третьей фазы  <b>Пегматиты</b> ( $\Pi_3^2$ ) второй фазы <b>Пегматиты</b> ( $\Pi_3^1$ ) первой фазы	Секундные дифференцированные жилы, довольно правильной формы; заполняют трещины разломов. Минеральный состав сложен  Переходный тип  Крупнейшие межпластовые залежи и штоки, секундные неправильные жилы; в массе недифференцированы; сопровождаются полупластической деформацией вмещающих сланцев, но в гнейсах ее нет. Минеральный состав очень прост
Граниты (типа „центральной Финляндии“). Основные породы типа Велимпки и др.	<b>Пегматиты</b> ( $\Pi_2^2$ ) второй фазы  <b>Пегматиты</b> ( $\Pi_2^1$ ) первой фазы  Аплиты, гранит-порфиры, мигматиты	Большой частью секундные небольшие жилы, частью послонные. Сопровождаются полупластической деформацией вмещающих пород и в свою очередь часто интенсивно будинированы
Граниты (?)	Дайки основных пород (ортоамфиболиты)  <b>Пегматиты</b> ( $\Pi_1$ ) (?)  Мигматиты (и общий региональный метаморфизм карбонатных пород)	Очень тонкие послонные жилки Обычно сильно будинированы
Микроклиновые граниты	<b>Пегматиты</b>  Мигматиты	Обычно небольшие секундные и межпластовые жилы со слабой полупласт. деформацией вмещающих гранито-гнейсов; межбудинные тела в ортоамфиболитах
Микроклиновые граниты  Олигоклазовые граниты (?)	Ортоамфиболиты (дайки и штоки)  Пегматиты  Мигматиты	Также послонные жилки, повторяющие узор пластической деформации гранито-гнейсов; мелкие межбудинные тела в неоднородных гнейсах

она позволили выработать их основные поисковые признаки. Руководствуясь ими и направляя соответственно совместные усилия сотрудников К.-Ф. н-и. Базы Академии наук СССР и Ленгеолнерудтреста за эти прошедшие три года, было выяснено, что наиболее благоприятная геологоструктурная обстановка на северо-восточном побережье Ладожского озера имеет место в Питкярантском районе. Здесь было выявлено целое поле очень крупных месторождений пегматитов, зачастую расположенных внутри него кустами с чрезвычайно высокой концентрацией ряда месторождений на очень небольших площадях. Из-за имевших место специфических причин детально изучена только северо-западная половина Питкярантского пегматитового поля. Суммарный геологический запас только наиболее крупных из выявленных здесь месторождений оценивается примерно в 3—3,5 млн. тонн керамического сырья. Крупные месторождения пегматитов имеются и на второй юго-восточной половине Питкярантского пегматитового поля.

Детальным минералогическим анализом самих пегматитовых тел и изучением их структур устанавливается, в отличие от прежних представлений А. Е. Ферсмана, П. К. Григорьева, Н. А. Лабунцова и др.,<sup>1</sup> что приладожские пегматиты формируются путем перекристаллизации жил, штокообразных тел и межпластовых залежей гранит-аплитов, гранитов, гранит-порфиров. Перекристаллизация эта происходит при содействии постмагматических растворов, частью рожденных *in situ*, частью пульсирующих с глубины. Существенно, что при этих процессах перекристаллизации валовой химический состав пегматитового тела почти не меняется. Процессы типичного метасоматоза развиваются преимущественно лишь на последних стадиях формирования пегматитов, когда основные текстурные и структурные особенности кварц-полевошпатовой массы пегматитовых тел бывают уже созданы. Этот процесс формирования пегматитовых тел данного типа представлен в схематическом виде (см. табл. 2).

Новые представления о процессе формирования приладожских пегматитов подтвердились практикой геолого-разведочных работ (1947—48 гг.) и на питкярантских пегматитах и на пегматитах северной Карелии.

Все собранные в течение этих лет данные позволили с достаточным основанием выдвинуть Питкярантское пегматитовое поле, как новую серьезную сырьевую базу керамической промышленности,<sup>2</sup> характеризующуюся очень высокой концентрацией крупных месторождений, выгодными условиями водного транспорта непосредственно с побережья Ладожского озера, близостью железнодорожной магистрали и благоприятными горнотехническими условиями эксплуатации, которая и была начата в 1948 году. Однако состав и структура приладожских пегматитов требуют тщательной сортировки сырья и механического обогащения на помольном заводе для максимального извлечения керамических компонентов, о чем автор сигнализировал своим докладом в Совете Министров К-ФССР осенью 1948 г.

<sup>1</sup> В. Д. Никитин и К. А. Шуркин. К генезису северо-ладожских пегматитов и их промышленной ценности. Изв. К.-Ф. н-и. Базы Ак. наук СССР, № 2, 1948.

<sup>2</sup> В. Д. Никитин. Геология и минералогия пегматитов Приладожья. Рукопись. Фонды К.-Ф. н-и. Базы Ак. наук СССР, 1948.

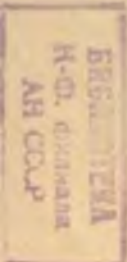
<sup>3</sup> В. Д. Никитин, П. П. Боровиков, Е. В. Свирская, К. А. Шуркин. Северо-ладожские керамические пегматиты и их промышленная ценность. Бюллетень тех. информ. Ленгеолнерудтреста, 1947.

Схематическая таблица хода процесса формирования пегматитовых тел (по В. Д. Никитину)

Главные стадии процесса	Факторы, вызывающие процессы	Процессы	Минеральные и структурные особенности, ими образуемые
I	Пульсир. постмагматич. растворы	<b>ИНТРУЗИЯ</b> штонообразных, межпластовых тел и секущих жил	Протокристаллическая ориент. более крупн. выделений полевых шпатов
	Раствор в межгранул. пространстве	Общая <b>КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ</b>	Гранит-аплиты, гранит-порфиры, неравнозерн. граниты (с толст. таблич. слюдами и единичн. крист. граната и магнетита)
II	↓	Первая стадия <b>ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ</b> развивается от сети трещинок и зон с перекристаллиа. минерального материала преимуществ. на месте	Образование кварц-полевошпатовых графич. структур I типа (перекристаллизации) в крупных блоках Начало образования пертитов распада
		Вместе с перекристаллизацией слабый натровый метасоматоз	Образование пертитов распада и начало образования пертитов замещения
III	↓	Вторая стадия <b>ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ</b> с интенсивным перемещением минеральных веществ и усиление натрового метасоматоза; развивается от трещин и трещиноватых зон	Кварц-полевошпатовая графика II типа (замещения). Альбитовые аплиты (метасоматические), листоватый мусковит
		Третья стадия <b>ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ</b> ; дальнейшее развитие процесса	Сегрегация полевых шпатов и кварца вплоть до образования мономинеральных зон и гнездообразных скоплений. Усиление пертитов замещения. Турмалин. Листоватый мусковит
IV	↓	Магнезиально-железистый <b>МЕТАСОМАТОЗ</b>	Листоватый биотит, местами усиление альбитизации с образованием торцовых пертитов замещения и альбититов; апатит. Листоватый и ельчатый мусковит.
		Гранатово-рудный <b>МЕТАСОМАТОЗ</b>	Хлорит (по биотиту), гранат, магнетит, ильменит, сфен, фосфаты Минералы группы сложных окислов и др. Пирит, магнетит, халькопирит, кальцит, молибденит, висмутовый блеск
V	↓	Заполнение трещинок: кварц-серпичитовым материалом Серпичитизация	

\* ) Воздействующие с последовательным изменением температуры, давления и концентрации компонентов

\*\* ) Значек  $\wedge$  обозначает образование расколов, трещиноватости



Б. П. ПАНОВ

## К ВОПРОСУ О ГУСТОТЕ РЕЧНОЙ СЕТИ НА ТЕРРИТОРИИ К-ФССР

Наиболее полное представление о степени развития дренирующих местность речных систем дает количественная характеристика ее плотности или степени густоты.

Уже первые исследователи густоты речной сети подметили зависимость развития речной сети от количества выпадающих осадков, геологического строения местности, рельефа и др. физико-географических факторов, а Б. П. Панов (1) показал, что густота речной сети зависит от величины стока.

Таким образом, густота речной сети является такой гидрографической характеристикой, которая, завися в своем развитии от основных элементов ландшафта, представляется в то же время и показателем водности исследуемого района. Поэтому картографические изображения густоты речной сети могут дать сведения не только для суждения о степени ее развития, но и о водоносности реки и о тех влияниях, которые оказывают изменения ландшафтных элементов на величины стока.

Рассматриваемая характеристика приобретает особо большое значение в связи с тем обстоятельством, что данные по стоку имеются лишь по незначительному количеству пунктов, а поэтому, руководствуясь изменениями в развитии речной сети, мы можем правильнее подойти к вопросу уточнения интерполяций и экстраполяций данных о водоносности рек.

Широкому использованию сведений о густоте речной сети мешала большая трудоемкость работ по измерению длин рек.

Автором (2) был предложен упрощенный метод вычисления густоты речной сети.

Прежде чем перейти к описанию методов вычислений густоты речной сети, следует несколько остановиться на освещении особенностей изображения речной сети на картах, влиянии их масштаба на размерность интересующих нас количественных характеристик.

Топографы обычно показывают реки, начиная с того места, от которого их течение становится непрерывным, но этот критерий, если река не вытекает из озера, ледника и т. п., меняется в зависимости от сезона,

в котором производилась съемка, и от того, засушливая или дождливая погода ей предшествовала.

Примером может служить исток р. Днепра, который по картам изданий прошлых лет вытекает из мшистого болота, находящегося, вблизи д. Рождество; на картах изданий последних лет он показывается уже значительно ниже, у урочища Аксенинский мох.

Аналогичные сведения могут быть приведены и относительно истока р. Волги.

При обработке планшетов для составления карт, особенно мелких масштабов, истоки рек сознательно срезаются в целях возможности разделения речной системы одного бассейна от другого, так как они в натуре часто настолько близко сходятся и переплетаются, что при точном картографическом изображении чрезвычайно трудно различимы.

В обобщениях, производимых в картосоставительском процессе, обычно у рек также срезаются мелкие притоки. В тех случаях, когда наносятся истоки крупных рек или реки, связанные в изображении на карте с какими-либо условными знаками, например, плотиной, мельницей, мостом, озером и т. д., укорачивание потока или снятие мелкого притока не производится.

При большой густоте речной сети, в целях облегчения чтения карты, реки наносятся не в полном числе, некоторые из них выборочно пропускаются. Извилины рек выпрямляются или срезаются тем в большей степени, чем мельче масштаб карты.

Эти особенности изображения на картах гидрографической сети приводят к тому, что она получается на них с тем большим сокращением, чем мельче масштаб. Ввиду того, что при нанесении на съемочные планшеты и в последующей их обработке при картосоставительском процессе вносится большой элемент субъективизма, эта закономерность выступает менее четко в изменении длин отдельных рек, чем в суммарных характеристиках, как, например, густоте речной сети.

График зависимости густоты речной сети (по заимствованным у А. М. Комкова (3) данным с некоторыми дополнениями) хорошо иллюстрирует сказанное, а именно — густота речной сети уменьшается с увеличением знаменателя численного масштаба карты, например, определенная по карте масштаба 1:1 000 000, она составляет только 50% той величины, которую бы имела, если бы была определена по карте с масштабом 1:100 000 (табл. 1, рис. 1).

Таблица 1

Густота речной сети по картам различных масштабов

Масштаб карты	Количество водотоков	В % к масштабу 1:100.000	Густота речной сети км/км <sup>2</sup>	В % к масштабу 1:100.000
1:100 000 (0—36—141) . . . . .	81	100	0,39	100
1:200 000 (0—36—XXVI) . . . . .	56	70	0,33	85
1:500 000 (0—36—2) . . . . .	34	42	0,26	67
1:500 000 (старого изд.) . . . . .	19	23	0,21	54
1:1 000 000 (0—36) . . . . .	15	18	0,19	49

Верхним пределом такого изменения характеристик речной сети с масштабом карты будут их величины, соответствующие натуре, т. е.

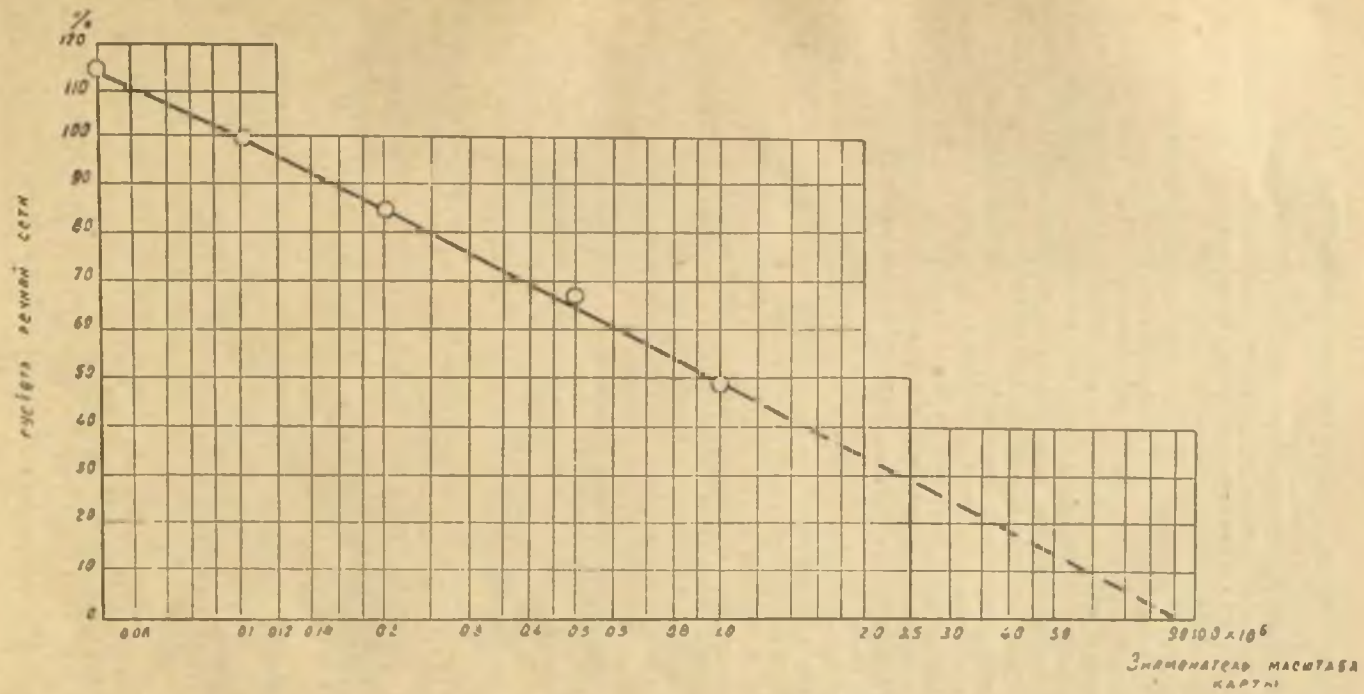


Рис. 1.  
Зависимость густоты речной сети от масштаба карты.

измеренные по картам, изображающим речную сеть с фотографической точностью.

Следует отметить, что карта масштаба 1 : 100 000 не является в этом отношении идеалом, доказательством чему служит вычисленная по этой карте длина р. Баси, впадающей в р. Сож, равная 100 км; по карте масштаба 1 : 50.000 ее длина уже равна 114 км.

Поэтому надо принять, что существующие мелкомасштабные и даже крупномасштабные карты (1 : 100 000) дают нам относительное значение количественных данных о речных системах.

Однако, поскольку общесоюзной крупномасштабной картой является карта масштаба 1 : 100 000; то целесообразно, пользуясь отмеченной выше закономерностью, все полученные по картам с другими масштабами количественные характеристики речной сети приводить к этому стандарту.

При измерении речной сети встает несколько вопросов, не разрешенных гидрологами с достаточной ясностью и до сего времени, а именно: 1) каков наименьший размер рек, ниже которого потоки относятся не к рекам, а к ручьям и не подлежат измерению, 2) учитывать ли искусственно созданную сеть потоков, например, ирригационную или мелиоративную системы; 3) принимать ли во внимание временную сеть потоков.

Первый вопрос представляется принципиальным и имеет существенное значение в определении общей протяженности и количества рек.

В природе нет резких границ вообще, нет их и между тем, что обычно мы называем ручьем и рекой, но существуют характерные свойства, которые присущи тому и другому виду потоков.

Дождевые или талые воды, стекая по поверхности, образуют вначале потоки со слабо врезанными в местность руслами, следовательно, только в особых случаях последние вскрывают горизонты грунтовых вод, а поэтому и течение воды в них происходит только эпизодически — такие потоки обычно и называются ручьями.

Слияние нескольких ручьев создает поток с эрозионной способностью, достаточной для глубокого заложения русел, что ведет к вскрытию грунтовых вод, а тем самым и поддержанию постоянного тока воды в них. Энергичная эрозионная деятельность в окончательном итоге приводит и к образованию долин.

Таким образом, в отличие от ручьев, реки обладают, во-первых, тем, что русла их глубоко врезаны, во-вторых, они создали долины и, в-третьих, ток воды в них поддерживается, помимо поверхностного стока, грунтовыми водами.

Исходя из этих положений, за начало реки следует принимать то ее место, где исток из ложбины стока или долинного замыкания вступает в долину.

Высказанные положения относятся к местности со средним увлажнением. Реки, протекающие по болотным массивам и не имеющие выраженных долин, или, наоборот, ручьи, текущие по дну древних больших долин, в своих характеристиках не отклоняются от высказанных принципиальных положений, так как по существу в болотных массивах ручьевого системы нет, а существуют реки, специфической особенностью которых является слабая врезанность русла и, следовательно, отсутствие или невыраженность в рельефе местности долин.

Наоборот, во втором случае в силу недостаточности увлажнения широко развита временная ручьевая сеть и очень слабо современная речная, которой свойственны переуглубленные русла. С этих же точек зрения следует рассматривать и такую своеобразную форму гидрографи-



ческой сети, как овражную, т. е. в тех частях, где она еще не вскрывает горизонтов грунтовых вод и не может быть отнесена к речной и, наоборот, — относится к ней там, где углубляется в водоносные слои.

Для наших северных условий под градацию рек подходят потоки с длиной в 2—3 км. Так как картографы показывают на картах потоки больше чем 3—5 мм (в масштабе), то, например, для карты миллионного масштаба ручьевая сеть и наиболее мелкие реки совсем не показываются; на карте же масштаба 1:100.000 показывается и ручьевая система. На территории К-ФССР, в которой потоки во многих случаях берут начало в болотах или вытекают из озер, ручьевая сеть развита весьма слабо.

Из изложенного следует, что при подсчетах густоты речной сети в общем случае не следует учитывать временную сеть.

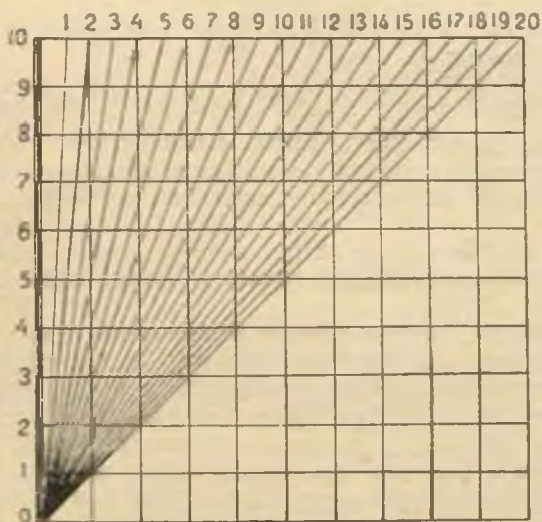


Рис. 2.  
Счетная палетка с условными линиями рек.

Вопрос об искусственно созданной сети представляется частным и в каждом конкретном случае может быть решен в зависимости от целей работы и степени развития этой сети. Для К-ФССР он может иметь некоторое значение только в бассейнах рек северного Приладожья.

Вычисление длин рек, для подсчетов густоты речной сети, непосредственными измерениями по картам с помощью измерителя является чрезвычайно трудоемкой задачей, поэтому автор в своих работах применил метод, при котором оно сводится к более простой операции. Берется палетка с настолько малыми делениями, чтобы заключенные внутри их участки рек можно было принять за отрезки прямых (рис. 2). Докажем, что для такой палетки численное значение подсчитанных на ее площади количеств отрезков рек (по ее делениям), при определенных условиях подсчетов, близко к численному значению их суммарной длины, выраженной в единицах длин сторон тех же делений палетки.

Для этой цели построим палетку таких размеров, чтобы линии рек внутри каждого ее деления можно было принять за отрезки прямых.

Длины прямых в палетке площадью  $F = 100 \text{ f}$ 

№ линий	1	2	3	4	5	6	7	8
Длина линий . . . . .	10	10,1	10,1	10,2	10,3	10,5	10,6	10,8
Число пересекаемых элементов при учете затронутых более чем на 3% площади	10	10	10	10	10	10	10	12
То же при учете затронутых более чем на 2% . . . . .	10	10	10	10	10	10	11	12
То же — на 1% . . . . .	10	10	11	10	10	12	12	12
Разность между длиной линий и числом пересечений по условию второму . . .	0	-0,1	10,0	-0,2	-0,3	-0,5	0,4	1,2

Так как реки могут иметь самое разнообразное направление, то наведем на палетке ряд линий (как это показано на рис. 2). Такое расположение линий дает всевозможные их положения, какие могут быть в натуре.

Произведя подсчет числа пересекаемых этими линиями делений палетки при различных условиях точности счета, получим результаты, приведенные в табл. 2.

Из сравнительных данных о числе пересечений видно, что при учете площадок, от которых проходящие через них линии отсекают более чем 3% площади, получается их количество меньше суммарной длины всех этих линий на 5%, при учете с отсечением свыше 2% площади — больше на 4,8%, а при отсечении менее 1% разница повышается до 9%. Так как при картографическом изображении речная сеть претерпевает сокращение длины, то при ее измерениях на картах допускать ошибку в эту сторону не следует, поэтому для подсчетов при нашем методе принимаем условие второе, дающее преувеличение ее длины на 4,8%. Это обстоятельство не имеет значения при составлении карты густоты речной сети или сопоставлении речной сети одного бассейна с другим, но его следует учитывать при соображениях об абсолютной длине речной сети.

Для изложенных теоретических построений нами взят случай с разнообразными направлениями линий (рек) по отношению к сторонам палетки и с равномерным распределением этого разнообразия, что на практике при подсчетах густоты речной сети в условиях большого числа потоков только и может быть. Исключение представит речная система с параллельным расположением рек, и если палетка по отношению к ней ориентирована по диагонали, тогда отклонения будут иного порядка, однако такой случай всегда может быть учтен.

Преувеличение длины потоков по этому методу подсчетов на 5% можно считать допустимым, исходя из тех соображений, что на мелко-масштабных картах их длины даются, как это показано выше, со значительным преуменьшением.

Принятые в таблице 2 условия счета делений палетки по существу являются и условиями, определяющими минимальные длины учитывае-

количество пересекаемых ими элементов f.

Таблица 2

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	Σ
11,0	11,2	11,5	11,7	12,0	12,2	12,5	12,8	13,2	13,5	13,9	14,2	232
12	10	12	12	12	13	15	13	14	14	14	10	222
13	10	12	13	13	14	15	16	14	15	16	10	241
13	10	13	14	14	14	15	16	16	16	16	10	253
1,0	1,2	0,5	1,3	1,0	1,8	2,5	2,2	0,8	1,5	1,1	-4,2	11,1

мых линий и потому для конечных результатов подсчетов безразлично, будем ли мы изменять эти длины или, оставляя их неизменными, изменять размеры палетки. При учете делений палетки, затронутых пересекающей линией более чем на 3% площади, длина линии должна быть близка к 30% длины стороны деления палетки, соответственно при 2% — к 20%, а при 1% — к 10%.

Кроме того, принимая во внимание, что длины рек на картах измеряются измерителем с растворением 1—2 мм, то минимальный размер учитываемой извилины реки имеет диаметр 2—4 мм, следовательно, соответствующий этой точности измерений размер палетки должен быть 2—4 см или в среднем 3 см.

Сопоставляя эти данные с выводами таблицы 2 и распространяя их по прямолинейной экстраполяции до необходимых нам пределов, получим следующую таблицу 3.

Таблица 3

## Размеры палетки

Минимальная длина учитываемых при счете палеткой линий в % от длины стороны ее делений	Разность между истинной длиной линий и вычисленной по палетке в %	Размер палетки в см.
10	+ 9,0	1,2*
20	+ 4,0	2,4
25	0,0*	3,0
30	- 4,0	3,6
	-10,0*	5,0*

\* Получены по экстраполяции.

Как видно из этой таблицы, даже значительное изменение размера палетки относительно мало сказывается на результатах подсчета.

Исходя из условий удобства подсчетов, в дальнейшем в качестве рабочего принимается размер стороны палетки в 5 см. Следует иметь в виду, что при этом получают результаты подсчетов, преуменьшенные на 10%.

Установив размер делений палетки в 0,5 см, получим ее собственные размеры в  $5 \times 5 = 25$  см<sup>2</sup>, что для карты масштаба 1 : 1 000 000 дает площадь 2 500 км<sup>2</sup>, а каждое деление в 25 км<sup>2</sup>. Из выведенных выше условий учета делений палетки минимальные размеры потоков, подлежащие включению в число пересекающих палетку, должны быть не менее 1,5 мм, что, кстати сказать, согласуется с нижним пределом длин рек, показываемых на карте этого масштаба.

Произведя подсчеты числа рек по площадкам палетки, просуммировав их и получив по принятому методу общую длину потоков всей

палетки, определим густоту речной сети по формуле  $D = \frac{\sum L}{F}$  км/км<sup>2</sup>, где  $D$  — коэффициент густоты речной сети,  $\sum L$  — длина потоков, а  $F$  — площадь.

Техника составления карты густоты речной сети по этому методу следующая: карта исследуемой местности разбивается на квадраты по 25 см<sup>2</sup> площадью, подсчитываются, как указано, суммарные для каждого квадрата длины потоков; так как деление палетки имеет длину 0,5 см,

то коэффициент речной сети вычисляется  $D = \frac{0,5 n}{F}$  и для карты масштаба 1 : 100 000  $D = \frac{5 n}{250}$  км/км<sup>2</sup>, где  $n$  — количество потоков, подсчитанное в пределах палетки.

Полученные коэффициенты относятся к центрам своих квадратов и по ним наводятся изолинии.

Взамен существующей классификации притоков по порядку их впадения, в которой за притоки первого класса принимаются реки, впадающие в главную артерию, за притоки второго класса — впадающие в притоки первого класса и т. д., Хортон (5) предложил иную их классификацию. В этой новой классификации за реки первого класса принимаются те наименьшие, которые уже не принимают в себя притоков; реками второго класса обозначаются те, в какие впадают притоки первого класса, т. е. две речки, слившиеся в одну и не имеющие притоков, образуют реку второго класса, при чем от устья до самого истока. Два слившихся вместе потока второго класса образуют реку третьего класса, также принимаемую с этим классом на всем своем протяжении от устья до истоков и т. д. Таким образом, главная река в бассейне получает высший номер класса, а самые малые, неразветвленные реки, независимо от порядка их впадения, если они не являются истоками притоков высших классов, будут всегда реками первого класса.

Исследуя распределения количеств и длин притоков в различных бассейнах по классам, Хортон пришел к выводу, что количество притоков уменьшается с увеличением класса с закономерностью логарифмической и, наоборот, средние длины рек (притоков) увеличиваются с увеличением класса.

На основе этих двух закономерностей, Хортон приходит к уравнению, позволяющему вычислить густоту речной сети

$$D = \frac{l_1 \cdot r_1^{k-1}}{F} \cdot \frac{p^k - 1}{p - 1} \text{ км/км}^2,$$

где  $D$  — густота речной сети,  $l_1$  — средняя длина рек первого класса,  $r_1$  — коэффициент, равный отношению количества рек данного класса к количеству рек следующего высшего класса и для притоков одной и той же речной системы является величиной постоянной.  $F$  — площадь бассейна,  $p$  — коэффициент, равный  $p = \frac{r_1}{n}$ , здесь  $r_1$  есть отношение

средней длины притока данного класса к средней длине ближайшего низшего класса и  $k$  — номер класса главной реки.

Проверка положений Хортонна на ряде примеров советских рек привела к выводу, что только при тщательном отборе исходных данных для подстановки в рекомендуемое им уравнение, оно для небольших, однородных бассейнов может дать удовлетворительные результаты (с главной рекой не выше четвертого, пятого класса).

Для оценки точности методов вычислений различными методами приводим данные о густоте речной сети, полученные по карте масштаба 1 : 1 000 000.

Среднее расхождение по таблице 4 между величинами длин рек, измеренным измерителем и способом палетки, равно 10%. Эта разница получилась вследствие того обстоятельства, что по произведенному выше расчету размеры делений палетки должны быть равны 3,0 см, а нами они

приняты равными 5,0 см. Уравнение Хортонна:  $D = \frac{l_1 \cdot r_1^{k-1}}{F} \cdot \frac{p^k - 1}{p - 1}$

в большинстве случаев дает преувеличенные значения густоты речной сети.

Наибольшие отклонения по этому уравнению получились для р. Днепра у устья р. Воль и р. Терека, соответственно в 640% и 625%; по нему длина р. Днепра должна бы быть равной 750 км, а его притока 5-го класса — 300, что в сумме дает 1050 км, в действительности же она равна 304 км, т. е. преувеличена на 746 км, что при общей длине речной сети, равной 2390 км, весьма ощутительно. Поскольку в рассмотренном уравнении коэффициент длин притоков основывается на этих несоответствующих действительности числах, то и все оно дает сильно преувеличенные в таких случаях значения.

Это уравнение выведено на основе разработок по картам масштаба, близкого к 1 : 100 000, а поэтому результаты вычислений по нему должны быть больше вдвое получаемых по измерениям на картах масштаба 1 : 1 000 000 (см. рис. 1).

Уравнение подразумевает равномерное увеличение длины речной сети с увеличением класса главной реки, а так как класс пропорционален логарифму площади бассейна, то, следовательно, и равномерное нарастание площади бассейна. В действительности, такая равномерность наблюдается только в однородных по физико-географическим условиям бассейнах, какими бывают, как правило, только малые по величине. В общем случае, чем больше бассейн, тем больше его неоднородность и больше неравномерность в нарастании площадей бассейна. Кроме того, по этому уравнению длины притоков и главной реки с увеличением класса увеличиваются по закону возрастающей геометрической прогрессии, в действительности же, начиная с притоков 4 класса (по карте масштаба 1 : 1 000 000), они изменяются по

Название рек	Пункт	Класс реки	Площадь бассейна (кв. км.)	Густота речной сети по карте масштаба 1:1000000				Густота речной сети по уравнию Хор- тона, приведенная к масштабу карты 1:1000000	Площадь бассейна по кривой $f(F)$	Густота речной сети по уравню Хортон с вы- четом поправки на площадь	Отклонение данных по уравнению от вычисле- ных по таблице в %	В возрастую- щем порядке	
				наме- ренная по карте мерителем	вычислена по метру измере- ния палкой	вычислена графоана- литически	вычислена по уравнию Хортон					класс	отклонение дан- ных по уравнию от вычислен. по таблице в %
Днепр	ниже р. Днепрца	3	500	0,195	0,185	0,140	0,362	0,181	500	0,181	0	3	3
"	ниже р. Вопь	6	10900	—	0,179	0,219	1,460	0,740	18000	0,401	224	5	230
"	ниже р. Сож	7	101600	—	0,166	0,172	0,715	0,367	65000	0,492	296	6	249
"	ниже р. Припять	8	218000	—	0,159	0,158	1,245	0,607	218000	0,600	377	6	222
Припять	ниже р. Стырь	6	23000	—	0,118	0,125	0,705	0,352	18000	0,401	340	6	224
"	ниже р. Горынь	7	66100	—	0,129	0,157	1,07	0,535	65000	0,492	380	6	249
Десна	Брянск	6	13500	0,210	0,181	0,206	0,675	0,337	18000	0,401	222	6	340
Сож	ниже р. Остер	5	10140	0,196	0,165	0,202	0,252	0,126	5000	0,380	230	7	296
"	Гомель	6	33860	—	0,161	0,211	0,285	0,142	18000	0,401	249	7	380
Березина	Устье	5	24500	0,180	0,176	0,181	0,403	0,201	5000	0,380	216	8	377
Жеймша	"	4	—	0,260	—	0,272	0,260	—	—	—	—	—	—
Терек	Терское	6	—	—	—	0,223	1,43	—	—	—	—	—	—

закону, близкому к арифметической прогрессии. Поэтому значение коэффициента средних длин притоков должно быть для высоких классов в действительности меньше, чем это предполагает уравнение, следовательно, значение параметра  $P$  также должно быть меньше, а он входит под знаком степени, которой является класс главной реки.

Таким образом, уравнение Хортонa, применимое для расчетов длины речной сети и ее густоты в однородных, малых бассейнах, для неоднородных — больших дает преувеличенные значения и тем в большей степени, чем выше класс главной реки.

Данные таблицы 4 позволяют сделать вывод, что способ палетки, предложенный автором, является достаточно надежным методом вычисления густоты речной сети, а потому, учитывая его малую трудоемкость, по сравнению с методом непосредственных измерений по картам, он может быть принят за основной.

Ниже приводится карта густоты речной сети южной части К-ФССР, составленной по топографической карте масштаба 1 : 200 000 (рис. 3). Подсчеты длин рек для построения этой карты произведены по палетке размером 5×5 см, что, как выяснено выше, приводит к преуменьшению результатов на 10%. Кроме того, принятая топооснова по отношению к карте масштаба 1 : 100 000 также преуменьшает данные, как это видно по рис. 1, на 15% и потому для получения окончательных значений густоты речной сети результаты подсчетов были увеличены на 25%.

Эти приведенные цифры густоты речной сети нанесены на бланковую карту масштаба 1 : 1 000 000 и по ним через интервалы в 0,1 км/км<sup>2</sup> наведены изолинии.

Общий обзор этой карты дает возможность высказать следующие суждения: распределение речной сети по исследованной части территории республики весьма пестрое, — участки с повышенным развитием на относительно небольшом пространстве сменяются участками с пониженным ее развитием. Некоторые объяснения этому обстоятельству мы находим в характере геологической основы и рельефе местности. Вся юго-западная часть района имеет геологическую основу четвертичного времени и представляет более или менее однородный фон для развития речной сети, поэтому здесь и наблюдается относительно равномерное распределение речной сети с прогрессивно нарастающей густотой с повышением местности. Наибольшие значения последней приходятся на возвышенности, расположенные к востоку от г. Олонца, наоборот, наименьшие — на низменное и плоское побережье Ладожского озера.

Почти вся юго-восточная часть района сложена иотническими кварцитами, песчаниками и пиррофиллитовыми сланцами, что представляет более сложные условия для формирования речной сети, кроме того, здесь по южной части западного побережья Онежского озера проходит узкая Шокшинская гряда, на которой речные системы не получают полного развития. Широкое распространение болот по нижним участкам правых притоков р. Свири (до р. Ивны) определяет здесь малую густоту речной сети и только к северо-западу отсюда, по мере подъема местности к Олонецкой возвышенности, последняя становится более развитой.

Максимальные значения густоты речной сети находятся на восточном склоне этой возвышенности, но не в наивысших ее точках, что, видимо, объясняется самым выравненным характером рельефа наивысших частей рассматриваемой территории.

Одни и те же изолинии густоты речной сети оконтуривают всю ту местность высотой 100—200 м, которая прилегает с юго-запада к Оло-

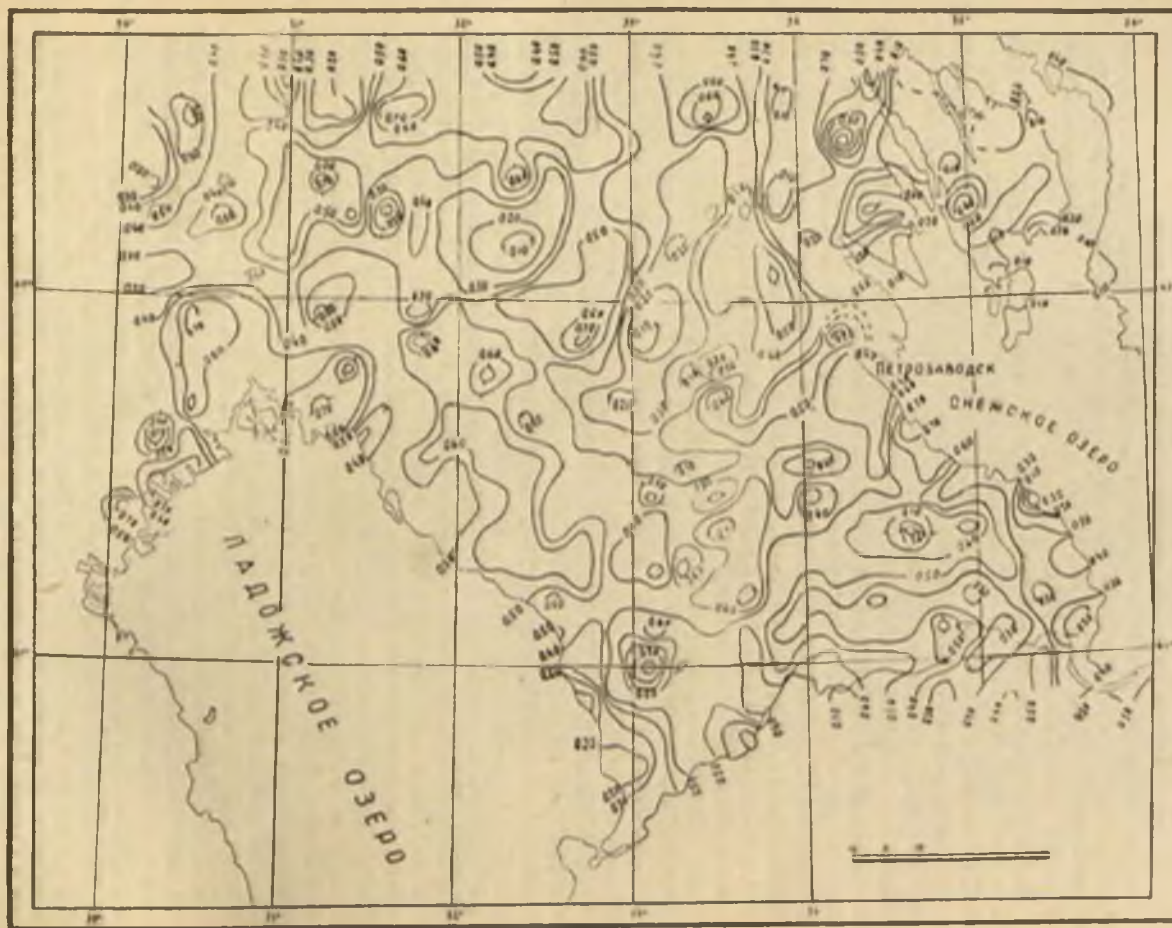


Рис. 3.  
Карта густоты речной сети южной части К-ФССР.



нецкой возвышенности и в виде узкого перешейка протягивается мимо Сямозера далее к северо-западу. Пространство описываемого района, расположенное к северу от рассмотренного, представляет южную часть кристаллического скандинавского щита с мощными моренными отложениями в понижениях между скелетными кристаллическими формами рельефа. Поэтому для него типично появление как участков, богатых реками, так и обедненных ими. Здесь возвышенные части местности особо четко выделяются большими значениями густоты речной сети, например, Урдская гряда, возвышенности, расположенные к северо-востоку от Сямозера.

В своих прежних работах на примерах изучения других районов мы показали, что густота речной сети изменяется в зависимости и от изменения удельной водоносности — модулей стока, поэтому представляет интерес разобрать связь ее и с этим последним аргументом, базируясь на существующих данных о модулях стока.

Таблица 5

## Основные данные о стоке рек Онежского перешейка

№ п/п	Наименование реки	Пункт	Площадь бассейна	Средний модуль стока д/с	Густота речной сети км/км <sup>2</sup>	% озерности
1	Олонка . . . . .	Торосозеро . .	768	15,1	0,45	5,4
2	„ . . . . .	Чимилцы . .	1070	14,6	0,48	3,9
3	Тулема . . . . .	Гилкожа . . .	836	11,8	0,56	5,0
4	Ивина . . . . .	Иломанча . .	857	11,6	0,78	1,9
5	Важника . . . . .	Курпово . . .	2040	15,5	0,45	4,0
6	Нарвожа . . . . .	Уквало . . .	412	12,2	0,50	0,3
7	Шуя . . . . .	Н. Бесовец . .	9350	9,9	0,41	6,8
8	Видлица . . . . .	Анюла . . .	1060	11,7	0,39	9,4

Как видно из таблицы 5, данных о стоке рек, протекающих в интересующем нас районе, чрезвычайно мало, а поэтому, несмотря на глубокий гидрологический анализ, с которым выполнена Б. Д. Зайковым (4) карта модулей стока, она сохраняет обзорный характер.

Недостаточность данных о стоке не позволяет детально проанализировать связь модулей стока с густотой речной сети, однако дает возможность сделать некоторые важные выводы.

Рассматривая зависимость коэффициентов густоты речной сети от модулей стока (рис. 4), можем сделать следующие выводы: 1) связь этих элементов недостаточно тесная, так как из восьми точек, использованных для построения кривой зависимости, только пять ложатся в осях координат с определенной закономерностью; 2) по этой закономерности следует, что с увеличением модуля стока густота речной сети уменьшается.

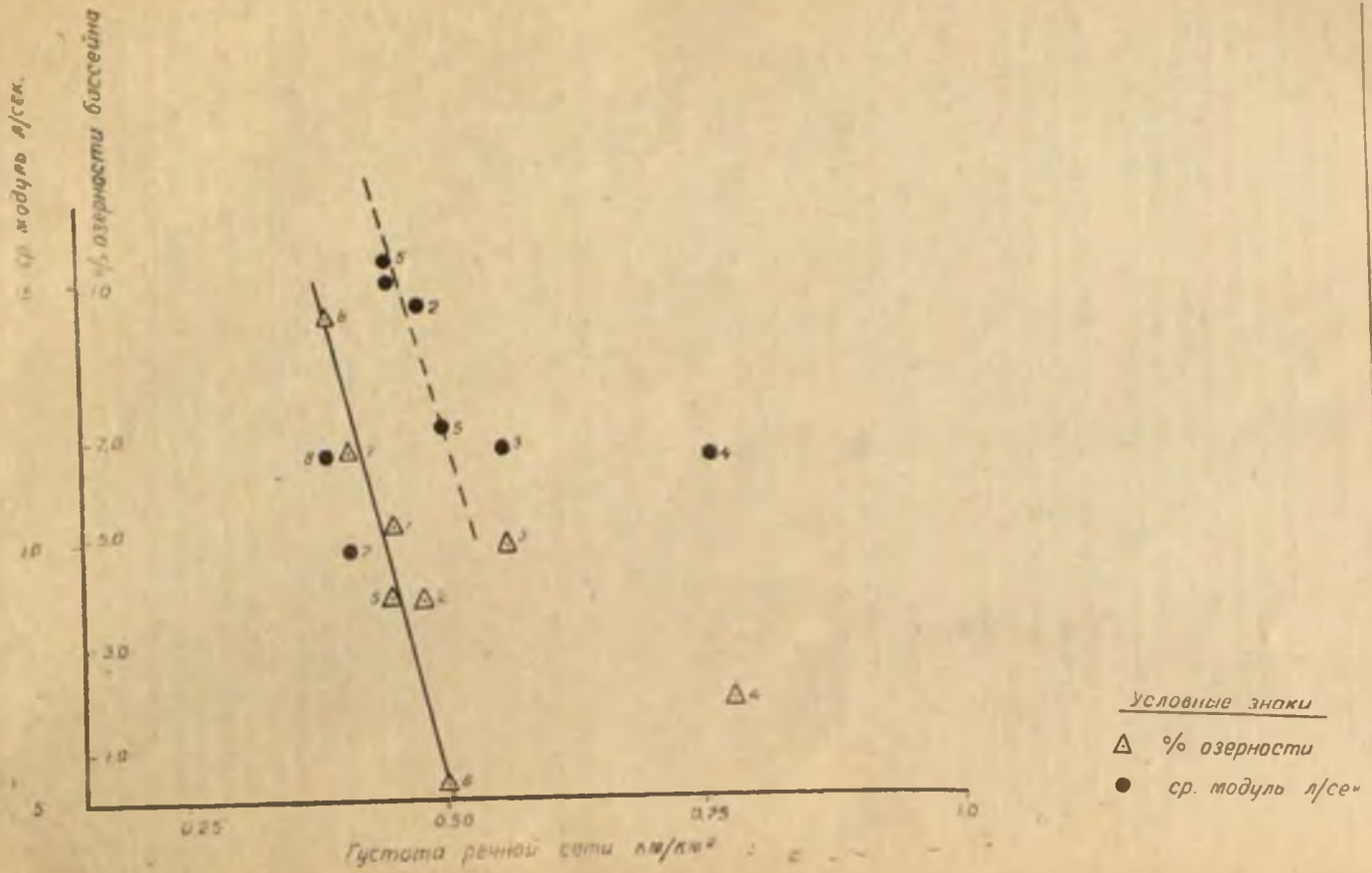


Рис. 4.  
 Зависимость густоты речной сети от модулей стока.

Последний, казалось бы парадоксальный, вывод объясняется тем обстоятельством, что, как следует из таблицы 5, зависимость рассмотрена для рек, у которых при больших модулях стока оказался большой процент озерности бассейна и, наоборот, у рек с малыми модулями стока — малый процент озерности.

Влияние озерности бассейнов на развитие в них речной сети особо наглядно иллюстрируется на том же рассмотренном чертеже связью между процентом озерности бассейна и густотой речной сети.

Из восьми точек связи шесть располагаются с еще большей закономерностью, чем для зависимости густоты речной сети от модуля стока.

Как видно из рис. 4, точки зависимостей коэффициентов густоты речной сети от этого последнего аргумента дают значительно лучшую связь. Отклонение от наметившейся закономерности точки р. Ивины объясняется тем обстоятельством, что бассейн этой реки в несравненно большей степени заболочен, чем принятые для рассматриваемого построения водосборы других рек, что не учитывалось, хотя малая степень его озерности является следствием именно этого обстоятельства.

Таким образом, густота речной сети и в рассматриваемом районе зависит от величины модуля стока, и на эту связь влияет озерность бассейна: чем больше озерность при одном и том же модуле стока (среднем годовом расходе), тем меньше развита речная сеть. Влияние озерности на степень развития речной сети было нами ранее установлено на примерах рек бассейна р. Вилии, именно, река с большим количеством озер (Жеймяна) оказалась с пониженным развитием своих притоков. Наличие в бассейне озер делает развитие речной сети прерывистым, что отражается снижающим образом на степени ее густоты.

Таким образом, несомненная связь величин стока с коэффициентами густоты речной сети сильно видоизменяется от влияния озерности бассейнов.

Недостаточность данных о стоке лишает возможности сделать подробный анализ указанного. Повидимому, расширив карту густоты речной сети за пределы Онежского перешейка на другие части территории Карело-Финской республики, мы сможем получить достаточно данных об этой чрезвычайно интересной и важной как в теоретическом, так и практическом отношении связи.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Панов Б. П. Речная сеть и сток. Изд. Гос. Гидрог. Инст., Л., 1934.
2. Панов Б. П. О методе построения карты густоты речной сети. Изд. Гос. Гидрог. Инст., Л., 1933.
3. Комков А. М. и Костриц И. В. Гидрографическая сеть и ее изображение на топографических картах. Практическое пособие по составлению топографических карт, в. 2. ВТУ Генерального Штаба, М., 1945.
4. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Гидрометиздат, Л. — М., 1946.
5. Horton Robert E. Erosional development of Stream and their drainage basins. Hydrophysical approach to quantitative morphology. Bulletin of the Geological Society of America. March 1945.

А. Н. МАЛЯВКИН

Кандидат геолого-минералогических наук

## ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ ПРИ РУСЛОВЫХ МЕЛИОРАЦИЯХ Порогов малых рек для молевого сплава леса

Мелиорации русла порога небольшой сплавной реки ставят перед проектировщиком задачу искусственного изменения русла порога для возможности сплава леса при минимальном расходе воды без сооружения на пороге лотка, требующего одновременно и постройки плотины. Эта задача расчленяется на две, наиболее часто встречающиеся в практике проектирования: 1) создать на пороге уровень водной поверхности, обеспечивающий при данном минимальном расходе воды необходимые глубины для целей молевого сплава леса; 2) обеспечить пропускную способность порога при прохождении паводковых вод, не превышая предельного уровня и критических скоростей течения воды.

Для выполнения гидравлического расчета по первой задаче известными величинами предполагаются: расход воды  $Q_c$  (сплавной расход), определенный водохозяйственным расчетом, глубина  $h_c$  (глубина, необходимая для сплава), бытовой уклон порога  $i$ .

Требуется установить те необходимые русловые изменения, которые обеспечили бы данную глубину  $h_c$ , в частности необходимо определить ширину мелиорированного русла при данной сплавной глубине.

Вторая задача требует пропуска паводкового расхода воды  $Q_n$ , определенного гидравлическим расчетом, при уклоне порога  $i$  и предельно допустимых: глубине  $h_n$  и скорости  $v_n$ , не превосходящей критической скорости для русла порога во избежание размыва его. Решение второй задачи определяет окончательно форму поперечного сечения русла порога в его верхней части.

Для пропуска молевого сплава через пороги с наименьшей затратой воды сооружаются лотки с плотиной. Постройка плотины и лотка, хотя и коренным образом улучшает условия сплава, требует, однако, затраты крупных средств на постройку, ежегодный ремонт и на эксплуатационный штаб для работы при пропуске лесосплава и ледохода и для охраны сооружений. Поэтому целью настоящей статьи является выяснение возможности проведения несложных русловых мелиораций, при

которых порог по своему естественному руслу мог бы пропустить сплаваемый лес.

При значительных уклонах русла, существующих на порогах, создавались бы большие скорости, и для обеспечения необходимой сплавной глубины потребовался бы значительный расход воды, если бы большая шероховатость русла порога не способствовала увеличению глубин при данном расходе. Поэтому не рекомендуется удаление всех камней из русла порога, так как это сильно уменьшило бы коэффициент шероховатости русла и повело бы к увеличению скоростей, размыванию русла и уменьшению глубин.

Обычно практикуемые мелиорации в этом случае состоят в расчистке русла только от самых крупных, мешающих сплаву камней, являющихся причиной заломов на пороге (так называемых «причинных») и устройстве бревенчатых стенок или ряжевых дамб по берегам порога, служащих, с одной стороны, для направления сплава по расчищенному руслу порога, а с другой — для сужения русла с целью увеличения глубин.

Рассмотрим на конкретном примере гидравлическую картину, получающуюся в этом случае. Возьмем небольшую речку, имеющую площадь водосбора у порога  $70 \text{ км}^2$ . Средний годовой расход ее, при норме стока для рек Карелии  $10 \text{ л/с с } 1 \text{ км}^2$ , будет  $Q_{\text{ср}} = 0,7 \text{ м}^3/\text{сек}$ . При озёрности площади водосбора  $5-8\%$  имеем максимальный паводковый расход:

$$Q_{\text{п}} = 0,330 \cdot 70 = 23 \text{ м}^3/\text{сек. (см. Литерат., 8)}.$$

Для такого типа реки можем принять среднюю естественную ширину порога  $B = 10 \text{ м}$ . Имея в виду необходимую продолжительность сплава на небольшой реке не менее 15 суток, рассчитываем на естественный расход паводка, обеспеченный в течение этого периода непосредственно после ледохода. Он составляет не более  $400\%$  от среднего годового  $Q_{\text{ср}}$ . Таким образом принимаем за сплавной расход

$$Q_{\text{с}} = 4Q_{\text{ср}} = 4 \cdot 0,7 = 2,8 \text{ м}^3/\text{сек.}$$

Для проведения гидравлического расчета с целью определения необходимой ширины сплавного русла при сплавной глубине  $h_{\text{с}} = 0,50 \text{ м}$  необходимо принять коэффициент шероховатости русла, соответствующий этой глубине при русле порога, расчищенного от крупных, мешающих сплаву камней.

На основании анализа графиков изменения коэффициента шероховатости (К.Ш.), приведенных в прежних работах автора (6 и 9), подбираем уравнения: 1) для порогов в естественном состоянии, 2) мелиорированных порогов и 3) для карешки.

По характеру кривых устанавливаем, что значение К.Ш. при уменьшении глубин до значений, близких к нулю, стремится к бесконечно большому величинам, а при увеличении глубин уменьшается до определенного предела.

Обе ветви кривой  $K.Ш. = f(h_{\text{ср}})$  асимптотически приближаются одна к прямой, параллельной оси ординат (ось К.Ш.), а другая — к прямой, параллельной оси абсцисс (ось  $h_{\text{ср}}$ ). Такой кривой соответствует уравнение параболы общего вида:  $xy = m$ . Так как бесконечно большое значение К.Ш. наступает при  $h_{\text{ср}}$ , отличающемся от нуля на какую-то величину «а», а наименьшее значение К.Ш. равно какому-то конечному пределу «b», то можем уравнение параболы для кривой К.Ш. переписать:

$$(h_{\text{ср}} - a) \cdot (\gamma - b) = m, \text{ где:}$$

$\gamma$  — обозначение К.Ш.;  $h_{\text{ср}}$  — средняя глубина живого сечения;  $a$  — значение средней глубины при  $\gamma = \infty$ ;  $b$  — наименьшее значение К.Ш. при больших глубинах на пороге;  $m$  — числовой коэффициент, определяющий форму кривой.

Решая уравнение в отношении К.Ш., получаем:

$$\gamma = \frac{m}{h_{\text{ср}} - a} + b$$

Это общий вид уравнения для всех кривых К.Ш. для порожистых участков (каменистых русел).

По частным значениям  $\gamma$  (в формуле Базена) и  $n$  (в формуле Гангилье и Кугтера) для каждого типа порогов определяем  $a$ ,  $b$  и  $m$ , и найденные величины подставляем в общую формулу. Тогда для каждого типа порогов получаем следующие выражения для К.Ш.

1) Для порогов в естественном состоянии с большим количеством камней (малые реки)

$$\gamma = \frac{1}{h_{\text{ср}} - 0,2} + 4 \quad \dots \dots (1)$$

$$n = \frac{0,004}{h_{\text{ср}} - 0,2} + 0,07 \quad \dots \dots (2)$$

2) Для порогов мелиорированных (расчищенных от крупных камней, мешающих сплаву)

$$\gamma = \frac{0,5}{h_{\text{ср}} - 0,15} + 2 \quad \dots \dots (3)$$

$$n = \frac{0,005}{h_{\text{ср}} - 0,15} + 0,04 \quad \dots \dots (4)$$

3) Для карешки

$$\gamma = \frac{0,1}{h_{\text{ср}} - 0,1} + 2 \quad \dots \dots (5)$$

$$n = \frac{0,001}{h_{\text{ср}} - 0,1} + 0,037 \quad \dots \dots (6)$$

Полученные уравнения дают возможность при расчете определять наиболее вероятные значения К.Ш. при изменении глубины на пороге.

Возвратимся к гидравлическому расчету порога малой реки. Предполагая, что простейшие мелиорации произведены (уборка крупных камней), примем коэффициент шероховатости Базена  $\gamma$  по формуле (3), которая дает для глубины  $h_{\text{ср}} = 0,50$ ,  $\gamma = 3,4$ .

Ввиду высокой шероховатости русла кривую спада считаем ограниченной верхним участком. На пороге устанавливается равномерный режим. Определение необходимой ширины русла при  $Q_c = 2,8 \text{ м}^3/\text{с}$  и глубине  $h_c = 0,50 \text{ м}$  производим подбором, располагая вычисления в таблице 1.

Таблица 1

## Подбор ширины сплавного русла

$b_c$	$\omega$	$p$	$R$	$C$	$i$	$\sqrt{Ri}$	$v$	$Q_c$	$q$
4.0	2.0	5.0	0,400	12,2	0,03	0,1732	1,340	2,68	0,670
4.2	2,1	5,2	0,404	12,3	"	"	1,354	2,84	0,677
4.1	2,05	5,1	0,402	12,25	"	"	1,348	2,76	0,673

По интерполяции находим точное значение сплавной ширины русла  $b_c = 4,15$  м. При сужении русла с 10 м до 4,15 м при найденном К.Ш. можно достигнуть сплавной глубины, обеспеченной в течение 15 суток после прохождения ледохода. Конструктивно этого можно достигнуть устройством невысоких береговых дамб до уровня сплава ( $h = 0,5$  м), суживающих русло до 4,15 м. Для установления степени увеличения сплавного расхода при гладких стенках береговых дамб воспользуемся формулой академика Н. Н. Павловского для коэффициента Шези  $C$  для водотоков с неоднородными стенками (12):

$$C_r = C_1 \cdot C_2 \cdot \sqrt{\frac{1 + a_2}{a_2 \cdot C_1^2 + C_2^2}} \quad (7),$$

где:  $C_r$  — коэффициент Шези для канала с неоднородными стенками;

$C_1$  — коэффициент Шези для части периметра  $p_1$ , составляющего дно естественного русла;

$C_2$  — коэффициент Шези для части периметра  $p_2$ , составляющего бревенчатые стенки канала;

$a_2$  — отношение двух упомянутых периметров:  $a_2 = \frac{p_1}{p_2}$ .

В нашем случае  $C_1 = 12,3$ . Для нахождения  $C_2$  принимаем К.Ш. для бревенчатых стенок  $\gamma = 0,16$ , тогда  $C_2 = 69,2$ ;  $a_2 = \frac{1,0}{4,15} = 0,24$ . Нахо-

дим  $C_r = 13,6$ ;  $Q_c = \omega C_r \sqrt{Ri} = 3,1$  м<sup>3</sup>/сек. При этом К.Ш. для неоднородного русла может быть найден или по формуле:

$$\gamma_r = \frac{(87 - C_r) \cdot \sqrt{R}}{C_r} \quad (8),$$

или непосредственно по формуле академика Н. Н. Павловского для русел с неоднородными стенками (12).

Определяем критическую глубину для

$$q = \frac{Q_c}{b_c} = \frac{2,8}{4,15} = 0,675 \text{ м}^3/\text{сек.}$$

$$h_k = \sqrt[3]{\frac{\alpha q^2}{g}} = 0,423 \text{ м} \quad (9),$$

где:  $q$  — расход воды на 1 м ширины водотока;  $\alpha$  — корректив скорости 1,1;  $h_k$  — критическая глубина;  $g$  — ускорение силы тяжести.

Сплавная глубина более критической, ввиду больших К.Ш. порога, что обеспечивает плавное сопряжение кривых спада и подпора на верхнем и нижнем участках порога при переходе его в плесовые участки.

Для постепенного перехода значительных скоростей порога к малым плесовым, в верхней и нижней частях порога следует спроектировать плавное сопряжение ряжей с берегами плесовых участков.

Рассмотрим выполнение второго условия задачи, а именно: пропуск максимального паводкового расхода при возможно низких горизонтах воды. Это условие предусматривает увеличение пропускной способности порога, которое при данном постоянном уклоне повлечет увеличение гидравлического радиуса и уменьшение К.Ш. при общем увеличении живого сечения водотока.

Определим глубину  $h_n$  при пропуске паводкового расхода  $Q_n = 23 \text{ м}^3/\text{сек.}$ , имея ширину прямоугольного сечения  $b_c = 4,15$  и уклон водотока  $i = 0,03$ . Боковые стенки считаем бревенчатыми, дно естественной шероховатости. Задаваясь глубиной, определяем все гидравлические элементы, считая К.Ш. канала с неоднородными стенками  $\gamma_r$  переменным, ввиду изменения в живом сечении отношения  $a_2$  отдельных частей периметра (деревянных стенок и дна порога) при изменении глубины и зависимости К.Ш. от глубины.

Коэффициент шероховатости  $\gamma_1$  для русла определяем по формуле (3), а К.Ш. для канала с неоднородными стенками по формулам (7 и 8). Результаты вычислений помещаем в таблице 2

Таблица 2.

Определение глубины  $h_n$  при максимальном расходе паводка в канале прямоугольного сечения с переменным К. Ш. и неоднородными стенками

$h_n$	$p$	$\omega$	$\gamma_1$	$\gamma_2$	$a_2$	$\gamma_r$	$R$	$C_r$	$\sqrt{i}$	$v$	$Q$	$q$
1,0	6,15	4,15	2,58	0,16	0,480	2,22	0,675	23,5	0,1732	3,27	13,6	3,28
1,5	7,15	6,23	2,37	..	0,723	1,85	0,872	29,2	„	4,73	28,5	6,87
1,3	6,75	5,40	2,43	..	0,627	1,90	0,800	27,8	„	4,30	23,2	5,59

Расчетом устанавливаем  $h_n = 1,30 \text{ м.}$  Повышение уровня над сплавным горизонтом на  $0,80 \text{ м}$  сравнительно небольшое, но сильно увеличивается скорость до  $v = 4,3 \text{ м/сек.}$  ввиду уменьшения К.Ш. с  $3,40$  до  $1,90$  за счет повышения уровня и возрастания отношения  $a_2$ . При такой скорости может быть разрушено даже каменистое русло порога и подмыты и сплесены береговые дамбы. Критическая глубина в этом случае по формуле (9) будет равна  $h_k = 1,52 > h_n = 1,30$ , поэтому в верхней части порога образуется кривая спада, в нижней части, при сопряжении с плесом, можно ожидать гидравлический прыжок.

Для снижения уровня при паводке, а главное для уменьшения скорости течения на пороге и уменьшения прыжка на нижнем плесе, рассмотрим следующий вариант русловых мелиораций порога. Сужение русла производим только на высоту, соответствующую глубине сплава  $h_c = 0,50 \text{ м}$ , а выше русло оставляем естественной ширины ( $B = 10 \text{ м}$ ) для пропуска паводкового расхода. Для увеличения К.Ш. береговых



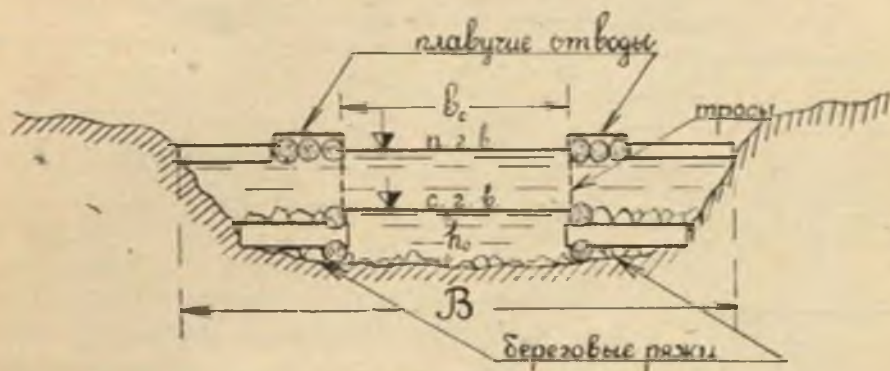


Рис. 1.

ряжей проектируем их решетчатой конструкции, при которой между нижним и верхним продольными венцами выступают углы камней, увеличивающие шероховатость. Верх ряжей также остается открытым с усиленной шероховатостью каменной заброски. Для исключения заломов бревен на береговых участках, вдоль стенок ряжей проектируем плавучие отводы (рис. 1).

Рассмотрим гидравлическую картину сложного живого сечения, работающего при пропуске паводка (рис. 2).

Для определения глубины  $h_n$  задаемся различными глубинами на средней части русла, получаем глубины на боковых его частях, как  $h_n - h_c$ . т. е.  $h_n - 0,50$ , и определяем расход воды  $Q_n$ , как сумму двух расходов, проходящих через среднюю часть  $Q_2$  и боковые части ( $Q_1 + Q_3$ ).

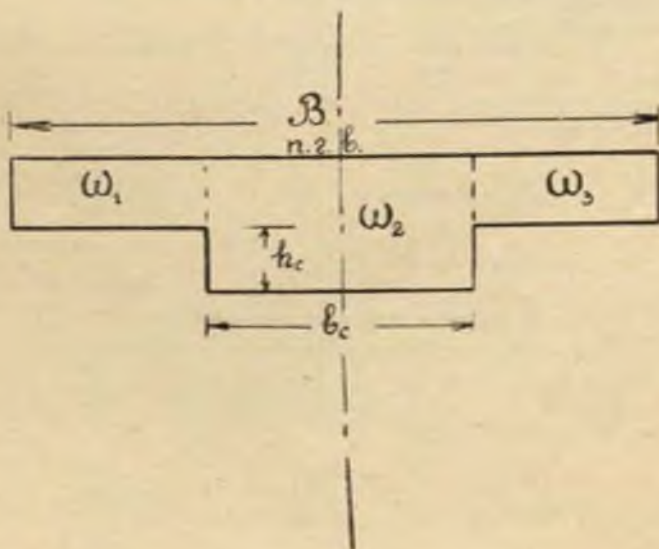


Рис. 2.

Таблица 3

## Определение глубины при паводке в сложном русле

$h_n$	$\omega_2$	$\omega_1 + \omega_2$	$P_2$	$P_1 + P_3$	$R_2$	$R_1$	$\sqrt{I}$	$\gamma_2$
1,0	4,15	2,92	5,15	6,85	0,81	0,43	0,1732	2,57
4,10	4,57	3,51	5,35	7,05	0,85	0,50	—	2,50

Продолжение

$\gamma_1$	$C_2$	$C_1$	$V_2$	$V_1$	$Q_2$	$Q_1 + Q_3$	$Q_n$
3,37	22,5	14,1	3,49	1,59	14,50	4,64	21,14
3,07	23,5	16,2	3,77	1,98	17,24	6,94	24,18

Коэффициенты шероховатости  $\gamma_2$  и  $\gamma_1$  определяются в зависимости от глубины отдельно в среднем и береговых участках живого сечения по формуле (3). Ввиду незначительного расхождения найденных (табл. 3) расходов от  $Q_n = 23 \text{ м}^3/\text{сек.}$  находим по интерполяции промежуточную точку для заданного  $Q_n$ , соответствующую  $h_n = 1,06 \text{ м.}$

Определим критическую глубину для сложного сечения при пропуске максимального паводкового расхода из равенства:

$$\frac{\omega_k^3}{B_k} = \frac{\alpha \cdot Q^2}{g} = 3,3 \quad \dots \quad (10),$$

где  $\omega_k$  — живое сечение при критической глубине;  $B_k$  — ширина живого сечения при  $h_k$ ;  $\alpha = 1,1$ ;  $g = 9,81 \text{ м/сек}^2$ .

Задаваясь глубинами, определяем значения левой части равенства (10) и строим кривую

$$\frac{\omega_k^3}{B_k} = f(h_k) \quad \dots \quad (\text{рис. 3}).$$

Таблица 4

## Определение критической глубины по формуле (10)

$h_k$	$\omega_k$	$\omega_k^3$	$B_k$	$\frac{\omega_k^3}{B_k}$
1,00	7,07	353	10	35,3
1,10	8,08	528	„	52,8
1,15	8,57	628	„	62,8

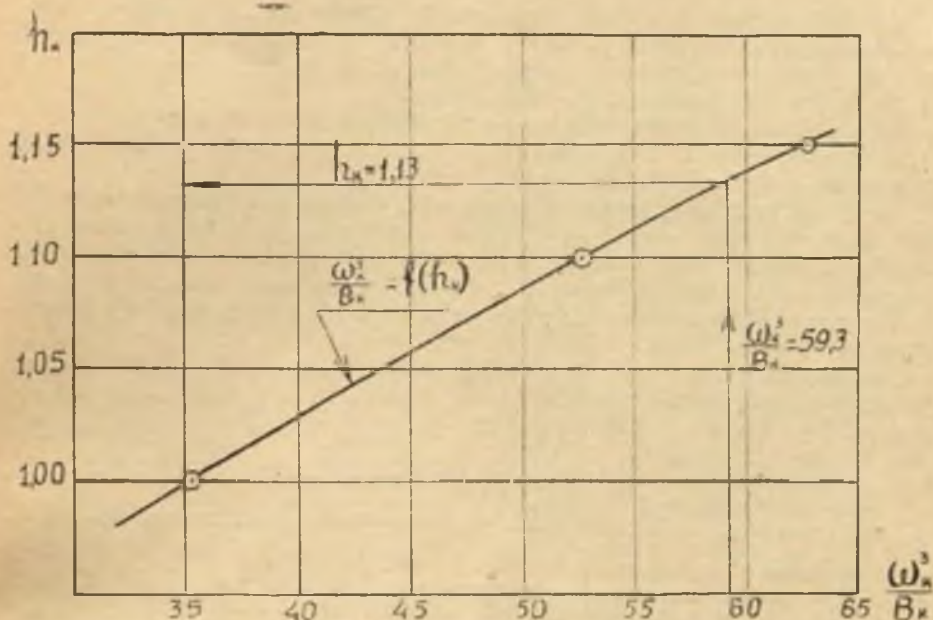


Рис. 3.

По кривой (рис. 3) для значения  $\frac{\omega Q^2}{g} = 59,3$  определяем  $h_n = 1,13$  м  $> h_c = 1,06$  м. Глубина на пороге менее критической, поэтому в конце порога при сопряжении с плёсом может быть небольшой прыжок. Он должен быть затопленным, благодаря большим глубинам плесового участка. Для определения величин прыжка определяем сопряженную глубину  $h^*$  на нижнем плесе по формуле:

$$h^* = \frac{h_n}{2} \left( \sqrt{1 + \frac{8 h_n^3}{h_c^3}} - 1 \right) \dots \dots \dots (11)$$

Подставив в формулу (11)  $h_n = 1,06$  и  $h_c = 1,13$ , получаем сопряженную глубину на нижнем плесе  $h^* = 1,20$  м.

Таким образом, при наличии на плесе при прохождении паводка глубины более 1,20 м будем иметь затопленный прыжок высотой  $1,20 - 1,06 = 0,14$  м, и, практически, при бурном течении на пороге он будет мало заметен. Скорости паводка, как показывает расчет (табл. 3), в средней части живого сечения достигают  $v_2 = 3,60$  м/с, а в боковых частях  $v_1 = 1,80$  м/с. При постепенности перехода эти скорости могут быть несколько выше в береговых частях и несколько ниже в средней части и таким образом не переходят допустимого предела для валунного русла.

В приведенном примере уклон порога взят  $i = 0,03$ . Как показывают исследовательские работы на порогах малых рек, уклоны на порогах редко превосходят указанный; чаще средний уклон порога менее 0,03, что облегчает расчет.

Второй вариант русловой мелиорации порога (рис. 1), как показывает гидравлический расчет, дает следующие технические преимущества по сравнению с устройством высоких береговых дамб:

- 1) понижение уровня воды при паводке;
- 2) уменьшение паводковой скорости течения воды на пороге;
- 3) более плавное сопряжение свободной поверхности воды порога с нижним плесовым участком.

Этот вариант представляет большую выгоду по сравнению с постройкой высоких дамб выше паводкового горизонта, благодаря экономии стройматериалов (леса, камня), рабочей и гужевой силы, тем более, что загрузка камнем ряжей большой емкости сопряжена с привозкой камня со стороны, а загрузка невысоких дамб (0,5 м) может быть выполнена камнем, заготовленным на месте строительства.

Настоящая статья является примером применения для практических расчетов исследований коэффициентов шероховатости, изменяющихся на порогах при малых глубинах (6, 9).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ахутин А. Н. Рабочая книга по специальному курсу гидравлики. ГНТИ, 1931.
2. Бахметев Б. А. Гидравлика. Л., 1934.
3. Егo же. О неравномерном движении жидкости в открытом русле. Л., 1932.
4. Великанов М. А. Динамика русловых потоков. Гидрометиздат, 1946.
5. Горчин Н. К. и Чертоусов М. Д. Гидравлика в задачах. КУБУЧ, 1927.
6. Малявкин А. Н. О коэффициентах шероховатости порожистых участков сплавных рек. Гослестехиздат, 1932.
7. Егo же. Проектирование регулирующих сооружений на сплавных реках. Гослестехиздат, 1934.
8. Егo же. Геолого-гидрологический очерк Карелии и характеристика речного стока. Ученые записки К-ФГУ, т. I, 1947.
9. Егo же. Коэффициенты шероховатости порогов рек Карелии. Известия К-Ф Базы АН, № 4, 1948.
10. Павловский Н. Н. Курс гидравлики. ч. I. Л., 1924.
11. Егo же. Гидравлический справочник. Л., 1924.
12. Егo же. К вопросу о расчетной формуле для равномерного движения в потоках с неоднородными стенками. Известия НИИГ, т. III, 1931.
13. Рахманов А. Н. О построении кривых свободной поверхности для естественных водотоков при установившемся движении. Л., 1930.
14. Чертоусов М. Д. Инженерная гидравлика. Главэнерго, 1934.

## СОДЕРЖАНИЕ

## SISÄLTÖ

Л. Я. Харитонов. Геология района дер. Чебино—г. Медвежьегорск—рудник Воронов бор. . . . .

М. А. Гилярова. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии . . . . .

Г. М. Саранчина. Постладожские интрузии основных пород юго-западной Карелии . . . . .

Г. М. Саранчина. Петрология Кааламской интрузии (Юго-западная Карелия). . . . .

В. Д. Никитин. Геология и минералогия приладожских пегматитов. (Основные результаты работ 1946—1948 гг.). . . . .

Б. П. Панов. К вопросу о густоте речной сети на территории К-ФССР . . . . .

А. Н. Малявкин. Гидравлические расчеты при русловых мелиорациях порогов малых рек для молевого сплава леса. . . . .

L. J. Haritonov. Tshebinon kylän — Karhumäen kaupungin — Voronov-bor kaivannon seudun geologia. . . . .

3 M. A. Giljarova. Uusia tietoja Karjalan geoloogisten muodostumien stratigrafiasta ja tektoniikasta. . . . .

21 G. M. Sarantshina. Lounais-Karjalan perusvuorilajien postlaatokan intrusionit. . . . .

50 G. M. Sarantshina. Kaalamon intrusiivikerrosten petrologia (Lounais-Karjala). . . . .

57 V. D. Nikitin. Laatokanrannan pegmatittien geologia ja mineralogia (v.v. 1946—1948 töiden tärkeimmät tulokset). . . . .

81 B. P. Panov. Jokiverskoston tiheydestä Karjalais-Suomalaisen SNT:n alueella. . . . .

85 A. N. Maljavkin. Hydrauliset laskelmat pienten jokien koskien jokiuoman parannustöissä irrallisen puutavaran uittoa varten. . . . .

3

21

50

57

81

85

100

### ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует
21	4 снизу	формации несогласно	формации, повидимому, несогласно
39	1 снизу	ляпиаллы	ляпилли
40	9 снизу	окончательного	окончательно
41	17, 18, 19 сверху	кварцевые песчаники	кварцито-песчаники
47	25 снизу	милонитизация	милонитизации в плане