

Д. С. Зыков

**Новейшая геодинамика
Северо-Карельской зоны
(Балтийский щит)**



D.S. Zykov

**Recent geodynamics
of North-Karelian zone
(Baltic shield)**

Transactions, vol. 534
Founded in 1932

Responsible editor
M.G. Leonov

Moscow
GEOS
2001

Д.С. ЗЫКОВ

**Новейшая геодинамика
Северо-Карельской зоны
(Балтийский щит)**

Труды, вып. 534
Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
М.Г. Леонов

Москва
ГЕОС
2001

ББК 26.325.3

3 96

УДК 551.248.2:551.794

Зыков Д.С.

Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). – М.: ГЕОС, 2001. – 146 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 534)
ISBN 5-89118-229-7

На базе известных методов разработан новый (для территории Балтийского щита) методический подход, позволяющий выделять в рельефе и ландшафте платформенных территорий следы новейших трехмерных деформаций. На территории восточной части Балтийского щита (особенно детально – в районе Северо-Карельской зоны) выявлены морфоструктурные парагенезы, отвечающие неотектоническим деформациям не только с вертикальной, но и с горизонтальной компонентой. Показано, что эти деформации связаны с подвижностью геологической структуры кристаллических пород фундамента. Для Северо-Карельской зоны и отдельных районов всей восточной части Балтийского щита созданы структурно-кинематические схемы, отражающие внутриплитное геодинамическое развитие земной коры на новейшем этапе.

Для геологов, геоморфологов, тектонистов.

Ил. 53. Библ. 213 назв.

Редакционная коллегия:

*Ю.Г. Леонов (главный редактор), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов,
Ю.В. Карякин, С.А. Куренков, М.А. Семихатов*

Рецензенты:

М.Л. Копп, Ю.А. Зайцев

На обложке. Ландшафт Северной Карелии. Фото В.В. Травина

Zykov D.S.

Recent geodynamics of North-Karelian zone (Baltic shield). – Moscow: GEOS, 2001. – 146 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 534)

By using well known methods the new (for Baltic shield) methodical approach was developed. This approach makes one possible to find 3d neotectonic deformations in the landscape and relief of platforms. In eastern part of Baltic shield (more detail in the region of North-Karelian zone) were found morphostructural parageneses corresponding to neotectonic deformations not only with vertical, but with horizontal component too. It was shown, that those deformations are connected with mobility of geological structure of crystalline basement rocks. For the North-Karelian zone and some other regions of eastern part of the Baltic shield structural-kinematic schemes were created. Those schemes shows interplate geodynamics development of the earth crust in neotectonics time.

For geologists, geomorphologists, tectonists.

Il. 53. References 213.

Editorial Board:

*Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov,
Yu.V. Kariakin, S.A. Kurenkov, M.A. Semikhatov*

Reviewers:

M.L. Kopp, V.A. Zaitsev

ББК 26.325.3

3 96

ISBN 5-89118-229-7

© Д.С. Зыков, 2001

© ГИН РАН, 2001

© ГЕОС, 2001

Введение

Проблема внутренней подвижности кристаллических фундаментов платформ, еще недавно считавшихся сравнительно стабильными элементами земной коры, в последнее время стала являться предметом активного обсуждения [Леонов М.Г., 1991, 1993; Леонов и др., 1998; и др.]. В этой общей проблеме одним из наиболее интересных и значимых является вопрос о характере и способах проявления тектонических движений фундаментов платформ на новейшем этапе. В работе сделана попытка подойти к решению этого вопроса на примере российской части Балтийского щита.

Новейшая тектоника восточной части Балтийского щита изучалась большими коллективами ученых. В основе их работ лежали преимущественно геолого-геоморфологические методы, дополняемые инструментальными (уровнемерными и геодезическими) данными.

В настоящее время установлено общее сводово-купольное воздымание щита в поздне-последледниковое время, локальные перекосы территории и большая роль блоковых субвертикальных движений по сети разрывов [Лаврова, 1960; Бискэ, 1961; Николаев, 1967; Лак и др., 1972; Стрелков, 1973; Лукашов, 1976; Никонов, 1977; Кошечкин, 1979; и др.].

Измерены скорости современных вертикальных тектонических движений, достигающие, в основном, первых миллиметров в год [Победоносцев, Розанов, 1971; Никонов и др., 1972; и др.]. Зафиксирована сравнительно слабая историческая сейсмичность [Панасенко, 1969; Gregersen et al., 1991; и др.].

Полученные данные позволили рассматривать новейшую тектонику Балтийского щита, в основном, с позиции субвертикальных движений весьма умеренной, платформенной, интенсивности, что стало общепринятым.

Данные же о горизонтальных движениях и деформациях, особенно значительных по интенсивности и амплитуде, встречаются весьма эпизодически [Войтович, 1977; Ананьев, 1997; и др.]. Однако, особенно в последнее время, идет накопление сведений, делающих актуальным пересмотр традиционных взглядов на характер проявления неотектонических движений земной коры региона с позиций представлений о более высокой, чем было принято ранее, подвижности

кристаллического фундамента платформ на плитном этапе развития [Леонов, 1993] и наличии не только вертикальной, но и значительной горизонтальной компоненты его деформации.

Можно выделить следующие основные предпосылки для подобного переосмысления:

1) замеры напряжений в горных массивах рудников Балтийского щита показывают значительные превышения горизонтальной составляющей тензора напряжений над вертикальной [Турчанинов и др., 1973; Stephansson et al., 1991; и др.];

2) решения механизмов очагов указывают на наличие горизонтального стресса и сдвигового характера деформаций на глубине [Ассиновская, 1986];

3) появляются обоснованные данные о палеосейсмодеформациях [Lukashov, 1995; и др.];

4) реконструкции полей напряжений по массовым замерам трещин и бороздам скольжения показывают во многих случаях субгоризонтальную ориентировку оси максимального сжатия [Бабак и др., 1979; Сим, 1996; и др.].

В пределах Русской платформы по данным бурения установлены значительные деформации платформенного чехла, которые часто могут быть увязаны с горизонтальными перемещениями по сдвигам и надвигам в фундаменте [Камалетдинов и др., 1987; и др.], и сделан вывод о значительно большей, чем считалось ранее, роли горизонтальных движений в формировании структуры платформ [Леонов Ю.Г., 1991]. Структурные исследования на активизированных платформах и срединных массивах показывают наличие следов тектонического течения консолидированных пород [Леонов, 1993; Леонов и др., 1995].

Подобные данные, однако, фрагментарны, и вплоть до настоящего времени для восточной части Балтийского щита почти не предпринималось попыток детально рассмотреть новейшую геодинамику конкретного региона (крупной структуры) с позиций проявления деформаций, имеющих трехмерную размерность, делая акцент на выявление горизонтальной составляющей неотектонических движений.

Остаются весьма актуальными как расшифровка новейшей геодинамики конкретного района (структуры), так и решение принципиальной научной задачи установления форм и особенностей проявления новейших движений в области Балтийского щита.

Целью исследования являются выявление признаков и оценка характера процессов такой подвижности горных масс в новейшее время (включая заключительную его часть – поздне- и послеледниковое время), которая включает как вертикальную, так и горизонтальную компоненты. Задачи исследования можно сформулировать следующим образом:

- 1) разработать методические принципы выявления объемных новейших деформаций;
- 2) выявить отдельные активизированные структуры на местности;
- 3) установить парагенезы активизированных структур;
- 4) систематизировать наблюдения и составить структурно-кинематические схемы, отражающие новейшее геодинамическое развитие исследованных участков земной коры.

Исследования проводились на восточной части Балтийского щита, особенно детальные – в Северо-Карельской зоне концентрированных деформаций (рис. 1). Последняя выбрана по следующим основным причинам:

1) она располагается на границе двух мегаблоков земной коры Балтийского щита – Карельского и Беломорского – и позволяет судить об их тектонических взаимоотношениях;

2) зона представляет собой область концентрированных деформаций, в силу этого ослаблена в прочностном отношении и перспективна для выявления признаков неотектонических движений;

3) в районе Северной Карелии, по сравнению с окружающими территориями, фиксируется относительно более высокий рельеф и относительно интенсивная сейсмичность, что свидетельствует о повышенной новейшей и современной активности земной коры.

В процессе работы был, на базе известных методов, разработан новый (для территории Балтийского щита) методический подход, позволяющий выделять в рельефе и ландшафте платформенных территорий следы новейших трехмерных деформаций.

На территории восточной части Балтийского щита (особенно детально – в районе Северо-Карельской зоны) выявлены морфоструктурные парагенезы, отвечающие неотектоническим деформациям не только с вертикальной, но и с горизонтальной компонентой. Показано, что эти движения связаны с подвижностью геологической структуры кристаллических пород фундамента.

Для Северо-Карельской зоны и отдельных районов всей восточной части Балтийского щита созданы структурно-кинематические схемы, отражающие внутриплитное геодинамическое развитие земной коры на новейшем этапе.

Автор выражает большую благодарность М.Г. Леонову и А.А. Никонову за постоянную помощь и консультации в ходе проводимых исследований. В процессе работы автор обсуждал различные аспекты своих научных разработок с Р.Р. Атласовым, В.И. Бабаком, Л.И. Боголюбовой, О.А. Воейковой, В.А. Галкиным, В.А. Зайцевым, А.И. Ивлиевым, А.И. Кожуриным, А.Н. Козловым, С.Ю. Колодяжным, М.Л. Коппом, Н.П. Костенко, Ю.А. Лаврушиным, Ю.Г. Леоновым, А.В. Лукьяновым, Э.Н. Лишневым, В.И. Макаровым, Н.В. Макаровой, Ю.А. Морозовым, М.В. Минцем, А.А.

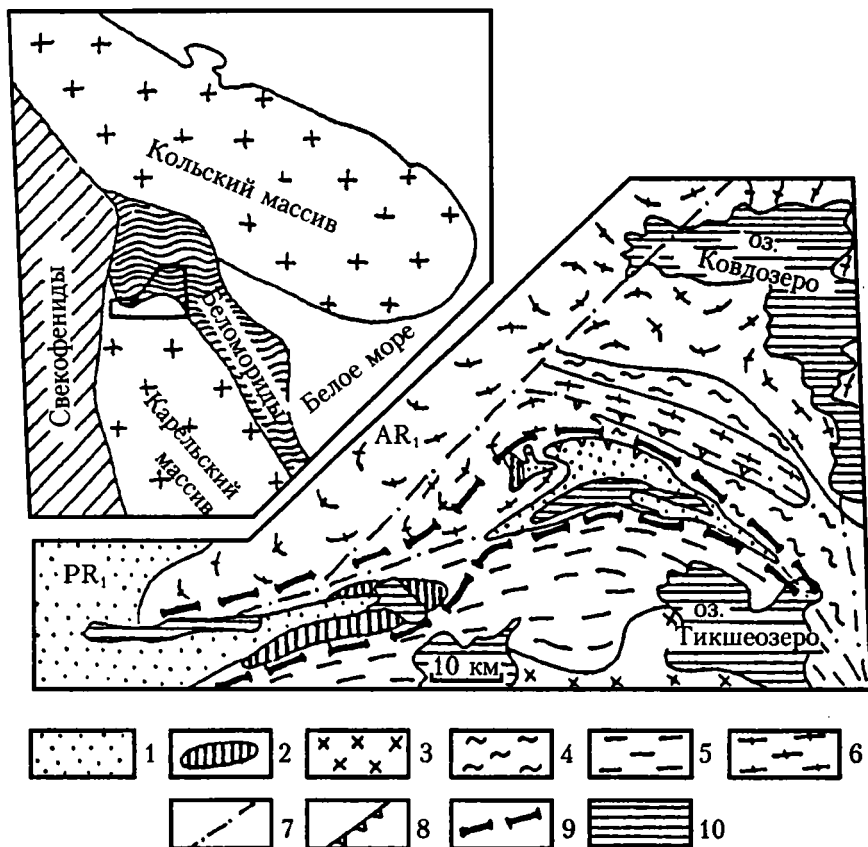


Рис. 1. Обзорная схема геологического строения района Северо-Карельской зоны

Нижний протерозой: 1 – осадочно-вулканогенные толщи; 2 – массивы ультраосновных пород; 3 – интрузивные породы, преимущественно диориты. Архей: 4 – осадочно-вулканогенные породы лопия; 5 – тавоярвский комплекс; 6 – саамские гранито-гнейсы; 7 – основные сдвиги; 8 – надвиги; 9 – ориентировочные контуры, в пределах которых наблюдаются выходы нижнепротерозойских толщ Северо-Карельской зоны

На врезке – расположение Северо-Карельской зоны в пределах восточной части Балтийского щита

Наймарком, С.А. Несмеяновым, Н.И. Николаевым, П.Н. Николаевым, С.Г. Смирновым, С.В. Руженцевым, В.Г. Трифионовым, Н.С. Фроловой и признателен им за ценные советы и критические замечания.

Особенно хочу поблагодарить также своих коллег по полевым работам последних лет – С.Ю. Колодяжного, М.Л. Сомина, И.И. Бабарину, Ф.С. Котова, М.Ю. Разница, а также геологов Карельского научного центра – А.Д. Лукашова, Ю.Й. Сыстру, В.В. Травина за ценные советы и чрезвычайно важные полевые экскурсии.

Работа выполнена в соответствии с планом лаборатории Тектоники консолидированной коры ГИН РАН по теме “Постархейская геодинамика Карельского массива”, инициированной и руководимой М.Г. Леоновым, при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 96-05-64412).

***Некоторые понятия и термины,
используемые в работе***

Объемные деформации – деформации происходящие в массах пород в трехмерном пространстве и связанные с активизацией геологической структуры.

Геоморфологические аномалии – совокупность морфологических, генетических и возрастных особенностей рельефа локального участка земной поверхности, отличающих его от окружающего фона [Можаев, 1997].

Новейшие (неотектонические) движения – тектонические движения, сформировавшие в основных чертах рельеф Балтийского щита (без указания точной возрастной границы).

Линеаменты – элементы ландшафта, имеющие полосовидные или нитевидные формы на космо- и аэрофотоснимках и связанные со структурными неоднородностями (в основном трещинно-разрывной сетью).

Глава 1

Основные черты геологического строения Северо-Карельской зоны концентрированных деформаций

Геологическому строению описываемой территории посвящено огромное количество работ в которых представлен широкий спектр мнений [Волотовская, Шмыгалев, 1960; Кратц, 1963; Богданов, Воинов, 1966; Володичев, 1977; Войтович, 1975; Коросов и др., 1975; Воинов и др., 1987; Миллер, 1988; Сыстра, 1991; Леонов и др., 1996, 1998; Колодяжный, 1998; и др.].

Наиболее важными элементами геологической мегаструктуры исследуемой территории, располагающейся на севере Карелии и, отчасти, на территории юга Мурманской области, являются: Северо-Карельская зона [Кратц, 1963] и разделяемые ею фрагменты двух крупных мегаблоков земной коры – Карельского и Беломорского (см. рис. 1 и 3). Северо-Карельская зона сложена раннепротерозойскими метаморфизованными и сильно деформированными, преимущественно вулканогенно-терригенными породами, имеет протяженность немного менее 100 км и представляет собой в плане сравнительно узкую прерывистую дугу, выгнутую в северном направлении. Зона имеет синклиновый характер и представлена сравнительно крупными Кукаозерской и Пааноярвинской сложными синклиналями и несколькими более мелкими аналогичными структурами (Ханкусьярвская и др.), названными по расположенным в их пределах одноименным озерам. Карельский и Беломорский мегаблоки сложены преимущественно гранито-гнейсами архея, интродуцированы и сложно деформированы (рис. 2, см. вкл.).

Литологические и литолого-стратиграфические комплексы пород

Наиболее древними породами на исследуемой территории являются толщи, датируемые археем и относимые к саамскому (ранний архей) и лопийскому (поздний архей) комплексам. Они повсеместно

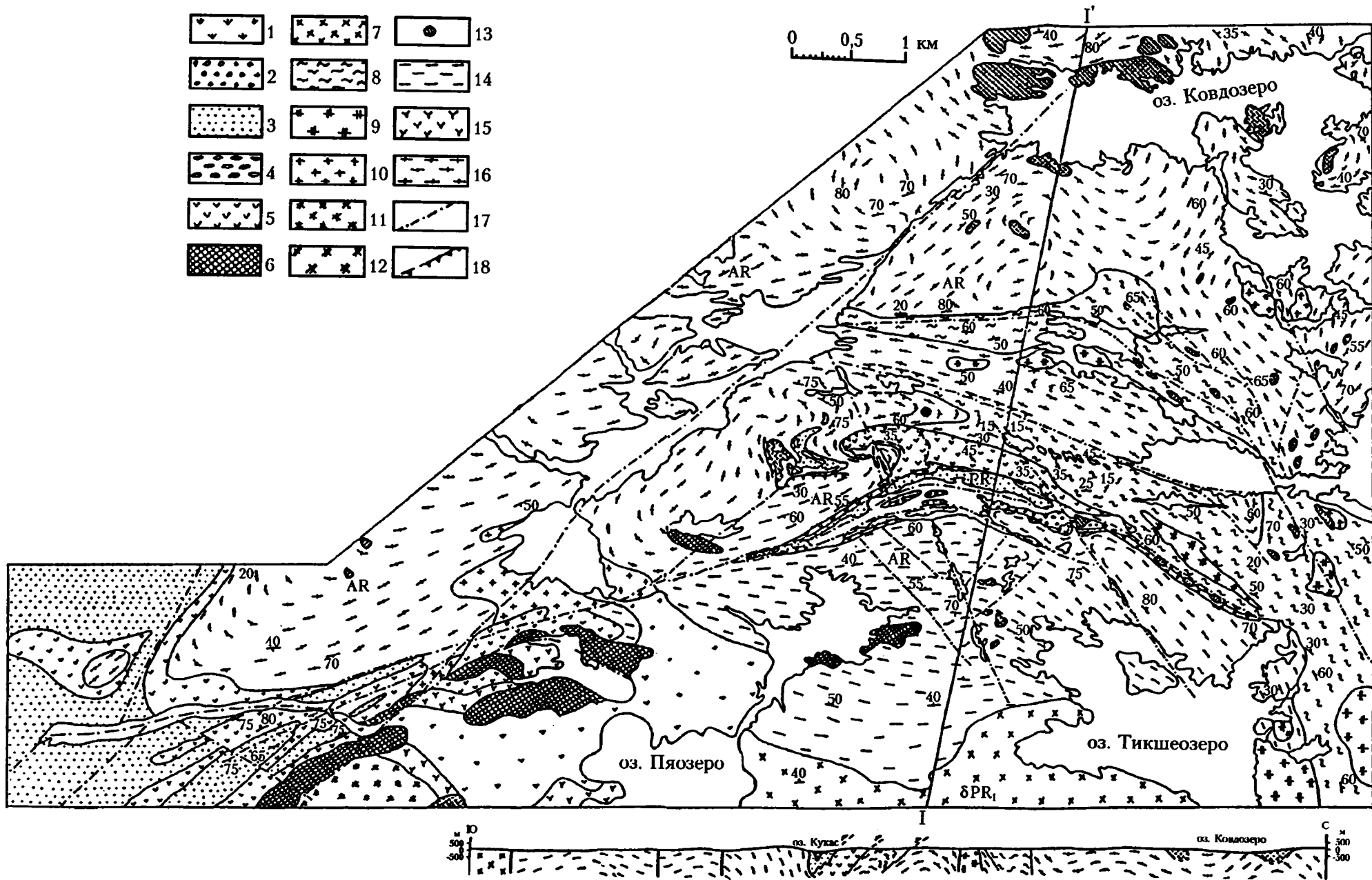
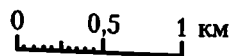
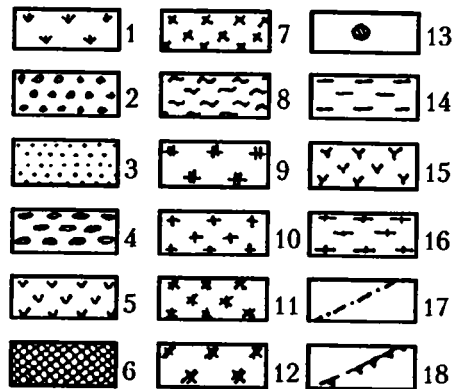
обнажаются на поверхности в обрамлении Северо-Карельской зоны, слагая основной объем фундамента пограничных частей Карельского и Беломорского геоблоков земной коры. В составе этих толщ преобладают гранито-гнейсы, амфибол-биотитовые гнейсы, диориты, плагиограниты, биотит-амфиболовые микрогнейсы, микроклин-плагиоклазовые граниты и др. Породы метаморфизованы от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Во многих случаях удается выделить первично-осадочные, первично-вулканогенные и первично-магматические породы [Волотовская, Шмыгалев, 1960; Володичев, 1977; и др.].

Толщи нижнего протерозоя отнесены на исследуемой территории к Карельскому комплексу и включают сумийский, сариолийский, ятулийский и людиковийский надгоризонты [Коросов и др., 1975]. Сумийские толщи представлены преимущественно биотит-амфиболитовыми сланцами и амфиболитами, подчиненное значение имеют плагиопорфиры, кварциты и конгломераты. Породы сариолия представлены преимущественно метаконгломератами, распространены не повсеместно. Шире всего представлены толщи ятулия, в составе которых преобладают кварц-полевошпатовые кварцито-песчаники. Отложения людиковия выделяют предположительно. Они имеют пестрый состав и представлены амфиболитами, мраморами, конгломератами и др.

⇒

Рис. 2. Схема геологического строения Северо-Карельской зоны (по Ю.И. Сыстре [1991]), с дополнениями и упрощениями и с использованием данных С.Ю. Колодяжного, В.Н. Нумерова, Н.А. Волотовской, Р.И. Солодкой, К.А. Шуркина, К.А. Николаева, В.С. Смирнова)

1 – голоценовые отложения: флювиогляциальные озовые и дельтаовозовые накопления повышенной мощности. Карельский комплекс пород; нижний протерозой: 2 – людиковийский надгоризонт: амфиболиты, доломиты, амфиболо-карбонатные сланцы, полимиктовые конгломераты; 3 – ятулийский надгоризонт: кварц-полевошпатовые кварцито-песчаники с прослоями карбонатных метаморфических пород и метавулканитов; 4 – сариолийский надгоризонт: полимиктовые конгломераты; 5 – сумийский надгоризонт: преимущественно андезито-базальты, преобразованные в амфиболитовые сланцы и амфиболиты с прослоями кислых вулканитов – плагиопорфиров, кварцитов, туфоконгломератов; 6 – перидотиты и габбро-нориты; 7 – диориты и гранодиориты. Лопийский комплекс пород; верхний архей: 8 – осадочно-вулканогенные образования, преобразованные в биотит-амфиболовые микрогнейсы; 9 – микроклиновые лейкограниты, плагиомикроклинизированные граниты; 10 – граниты соколзёрского типа; 11 – граносиениты; 12 – диориты и гранодиориты; 13 – метапироксениты. Саамский комплекс пород; нижний архей: 14 – плагиограниты и тоналиты; 15 – гранодиориты; 16 – мигматизированные биотитовые и амфиболсодержащие гнейсы беломорской серии. 17 – сдвиги и сбросы; 18 – надвиги и взбросы



Карельская эпоха характеризуется значительной магматической деятельностью, прерывистой во времени и характеризующейся становлением интрузивных тел самого разного состава, от кислых до ультраосновных. Наиболее крупными являются интрузии расслоенных перидотит-габбро-норитов, располагающихся преимущественно между озерами Кукас и Паанаярви.

Осадочно-вулканогенные, осадочные и интрузивные породы нижнего протерозоя метаморфизованы, причем степень метаморфизма нарастает в сторону Беломорского блока и меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации [Воинов и др., 1987; Загородный, Радченко, 1987].

Тектонические деформации и структура

В изучении и интерпретации тектонических деформаций Северо-Карельской области можно выделить два основных направления, окончательно оформившихся в последнее время: первое связано с выделением разновозрастных этапов деформации [Сыстра, 1991], второе подразумевает одновременность многих разноориентированных деформаций и их образование в процессе общего сложного ламинарно-турбулентного течения горных масс [Леонов и др., 1995, 1996; Колодяжный, 1998]. В связи с существующей дискуссией автор производит описание имеющихся деформаций не по структурным этапам, а в соответствии с их территориальным распространением и структурной приуроченностью.

Кукасозерская синклиналь расположена в центре исследуемой территории (рис. 3). Она в целом имеет субширотное простирание, линзовидную в плане форму, дугообразно выгнута в северном направлении. Размеры этой структуры приблизительно более 28 км в длину и около 5 км в ширину в центральной части. Она представляет собой сложную синклиналь, сложенную толщами нижнего протерозоя. Структура сильно сжата, породы в целом залегают круто, преобладают южные румбы падения. По стилю деформации Кукасозерскую синклиналь можно разделить на осевую шовную часть, имеющую ширину от первых километров до первых сотен метров, и обрамление, включающее как породы синклинали, так и архейского фундамента [Сыстра, 1991; Леонов и др., 1998; Колодяжный, 1998]. Наиболее деформированной является шовная зона, представленная наиболее полно в центральной части синклинали на островах оз. Кукас.

В строении этой зоны участвуют, в основном, толщи предположительно людиковийского возраста, а также фрагменты разрезов ятулия и сумия. Все породы сильно тектонизированы, раздавлены, имеют крутое падение и простирание, соответствующее меняющемуся

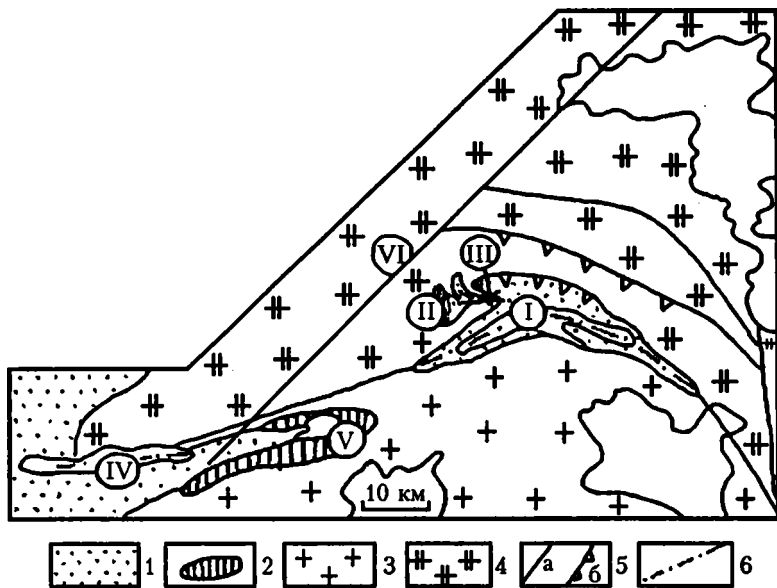


Рис. 3. Схема расположения основных структурных элементов Северо-Карельской зоны и ее обрамления

1 – нижнепротерозойские первично терригенно-вулканогенные комплексы пород, слагающие Северо-Карельскую зону; 2 – интрузивные массивы ультраосновного состава нижнепротерозойского возраста; 3 – комплекс пород Карельского мегаблока земной коры; 4 – комплекс пород Беломорского блока земной коры; 5 – разрывы: а – сдвиги и сбросы, б – надвиги и взбросы; 6 – шарниры основных синклиналией

I–IV синклинали: I – Кукасозерская, II – Ханкусьярвская, III – Кужьярвская, IV – Паанаярвская; V – Ципрингский массив; VI – Ковдозерский разрыв

ся простирацию дуги всей синклинали. Зона характеризуется целым рядом признаков концентрированных деформаций. Наблюдаются многочисленные изоклинальные складки самых разных размеров, простирающие шарниры которых параллельно оси шовной зоны. Широко представлено явление будинажа, развитого преимущественно по наиболее компетентным габбро-амфиболитам, которые в результате образуют линзовидные и веретенообразные будины, заключенные в менее компетентном сланцеватом матриксе. Характерны также послонные срывы, расплющивание галек конгломератов и общая высокая линейризованность линейно-плоскостных элементов пород (сланцеватости и минеральной линейности). Строение зоны свидетельствует об имевших место явлениях пластической деформации и позволяет рассматривать ее как результат сдвигового тектонического течения [Леонов и др., 1998; Колодяжный, 1998].

Севернее шовной зоны степень деформированности пород уменьшается. Нижнепротерозойские породы, представленные толщами сумия, сариолия и ятулия, залегают более полого, с падением в южных румбах. Толщи осложнены дополнительными складками, опрокинутыми в основном в северном направлении и образующими диагональный ряд по отношению к общему простиранию Кукасозерской синклинали [Колодяжный, 1998]. Северное крыло Кукасозерской структуры осложнено более мелкими Ханкусьярвской и Кужъярвской сложными синклиналями (см. рис. 3), расположенными в нескольких километрах северо-западнее озера Кукас и разделенными антиклинорными выступами фундамента.

Ханкусьярвская синклиналь вытянута в субширотном направлении, протягивается на расстояние около 10 км, при ширине, в среднем, 1–3 км, и сложена преимущественно ятулийскими метапесчаниками и телами ультраосновного состава, расположенными в гранито-гнейсовом архейском матриксе. Структура представляет собой изоклиналичную синклинальную складку, шарнир которой вытянут, вероятно, в субширотном направлении, а оба крыла падают в южных румбах с углами примерно 50°. Синклиналь осложнена дополнительными син- и антиформами [Сыстра, 1991].

Кужъярвская структура находится в нескольких километрах к востоку, в ее строении участвуют сумийские, преимущественно вулканогенные, толщи и граниты Кужъярвского массива. Размеры синклинали примерно 3x1 км, она опрокинута на восток и северо-восток, и ее крылья, так же, как и осевая поверхность, полого падают в западных румбах [Сыстра, 1991]. Обе структуры, вместе с разделяющими их антиклинорными выступами и несколькими более мелкими подобными структурами, участвуют в строении более крупного S-образного (в плане) изгиба пород фундамента, включающего в себя как протерозойские, так и архейские толщи. Исследование и картирование границ архейских и протерозойских комплексов показывает преимущественно конформные совместные деформации всех типов пород, при этом архейские гранито-гнейсы и более поздние граниты часто образуют козырьковые выступы над протерозойскими осадочно-вулканогенными толщами, являющиеся, по сути, языкообразными покровными складками. Эти выступы, в свою очередь, можно рассматривать как бортовые части гранито-гнейсовых куполов.

Подобное явление можно наблюдать, например, на северном обрамлении Ханкусьярвской структуры, где гранито-гнейсовый языковидный покров перекрывает опрокинутое крыло синклинали, и в ядре Кужъярвской структуры, где Кужъярвские граниты образуют также языковидный покров концентрического строения в ядре синклинали. Совместное пространственное рассмотрение всех складчатых структур этой части северного обрамления Кукасозерской структуры в объеме дают картину сложной, многократно пересекающейся

складчатости. На основании детального геологического картирования и анализа многочисленных замеров элементов складок Ю.Й. Сыстра [1991] выделяет в этом районе по меньшей мере три последовательных генерации складок, отвечающих разновременным этапам деформации.

Представители альтернативной точки зрения считают, что имеющаяся структура образовалась за счет длительного перманентного процесса тектонического течения горных пород [Леонов и др., 1998]. Далее к югу в строении гранито-гнейсовых толщ сохраняется мотив складчатокупольных деформаций, фиксируемых по изгибам сланцеватости.

Южное крыло Кукаозерской структуры значительно меньше обнажено, чем северное. Оно сложено преимущественно ятулийскими и сумийскими толщами, залегающими сравнительно круто и падающими как в северных, так и в южных румбах. Архейское обрамление относительно слабо тектонизировано. Сланцеватость в гранито-гнейсах образует крупные брахиморфные складки, по длинной оси имеющие размеры в первые километры, и шарниры, простирающиеся примерно в соответствии с изгибом Кукаозерской структуры.

На флангах Кукаозерской синклинали толщи протерозойского возраста редуцируются и исчезают в шовно-разрывных структурах, маркируемых мощными, в сотни метров шириной и более, зонами тектонитов и цепочками тектонизированных интрузивных тел ультраосновного состава. На восточном фланге шовная зона имеет северо-западное простирание и к юго-востоку переходит в область Тикшеозерских дислокаций, находящихся уже за пределами рассмотрения. На западном фланге шовная зона имеет северо-восточное простирание и к юго-западу раскрывается в Паанаярвинскую синклинальную структуру, также участвующую в строении Северо-Карельской складчатой зоны. Вдоль данного отрезка шовной зоны, у оз. Ципринга, располагается наиболее крупный в районе исследования расслоенный массив основных и ультраосновных пород (состоящий из нескольких близрасположенных тел), который обобщенно можно назвать Ципрингским. Интрузив вытянут вдоль шовной зоны и имеет в длину около 16 км при вдвое меньшей ширине (в современном денудационном срезе). Его приразрывная (северо-западная) часть сильно тектонизирована. Контакты массива субвертикальны, на глубине немного сходятся [Сыстра, 1991].

Паанаярвинская структура расположена в западной части исследуемого района, имеет здесь размеры около 20 км в длину при средней ширине в несколько километров и представляет собой вытянутое в восток-северо-восточном направлении замыкание Куолоярвинской структуры, уходящей на север и не рассматриваемой в данной работе. Паанаярвинская структура сложена сумийскими вулканогенными и ятулийскими карбонатными, вулканогенными и терригенными толщами и обобщенно представляет собой сильно сжатую опрокинутую

синклинальную складку, оба крыла которой имеют крутые падения в юго-восточных румбах, а шарнир простирается в восток-северо-восточном направлении. Структура имеет дополнительные системы складок более высокого порядка и осложнена в восточной части многочисленными интрузивными телами. Подстилающими для синклинали являются на южном борту – диориты и гранодиориты таваярвского комплекса, на северном борту – гранито-гнейсы и секущие их граниты Соколозерского типа. На основании структурного анализа элементов складчатой структуры района Ю.И. Сыстра [1991] пришел к выводу о существовании по крайней мере трех фаз складчатых деформаций, охвативших все кристаллические породы в данном районе и об их наложенном характере по отношению к первичным раннепротерозойским прогибам, маркирующим Северо-Карельскую зону.

В районе Северо-Карельской зоны наблюдается широкое развитие деформационных структур, представленных сравнительно узкими, до первых десятков и сотен метров, зонами расланцевания, катаклаза и диафтореза [Колодяжный, 1998]. Эти зоны в структурном отношении представляют собой различно ориентированные нарушения: субгоризонтальные зоны надвигообразования, крутопадающие сдвиги и взбросо-сдвиги. Нарушения данного типа сопровождаются многочисленными парагенетическими приразрывными складками во вмещающих породах, развитыми на расстоянии в десятки метров от самой зоны, а также минеральными ассоциациями, свидетельствующими о сопровождающем их образовании регрессивном метаморфизме. Подобные зоны обычно находятся в парагенетической взаимосвязи с общей складчатой структурой. Крупнейшей из имеющихся на территории подобных структур является осевая часть Кукасозерской структуры, переходящая в шовные зоны на ее флангах. Аналогичные, но значительно менее протяженные и широкие зоны наблюдаются обычно в основаниях языковидных покровных складок, где гранито-гнейсы или граниты надвинуты на протерозойские толщи, и в лежачих крыльях взбросо-надвигов, где толщи карельского комплекса надвигаются на гранито-гнейсы архейского возраста. Подобные взбросо-надвиговые структуры, в большинстве случаев имеющие общее падение в южных румбах, видимо, широко развиты во всем северном обрамлении дуги Кукасозерской синклинали, где образуют своеобразный фронт, генерализованно конформный дуге Северо-Карельской зоны [Войтович, 1975; Петров, 1977; Миллер, Милькевич, 1995].

На исследуемой территории широко распространены также линейно-плоскостные разрывные и трещинно-разрывные зоны, связанные преимущественно хрупкой деформацией пород. Они выполнены катаклазитами, милонитами, маркируются участками концентрированного трещинообразования, брекчирования, зеркалами скольжения и имеют мощности от дециметров до первых метров. Среди

этих зон можно выделить несколько типов, связанных с разным возрастом и разными условиями деформаций [Колодяжный, 1998]. Наиболее ранние из них залечены гидротермальными образованиями, имеющими в исследуемом районе коричневато-малиновый оттенок за счет примесей гидроокислов железа. Для данных разрывов характерно разномасштабное подворачивание слоистости и сланцеватости непосредственно в приразрывных зонах, что свидетельствует о существовании пластической компоненты в деформации и соответствующего флюидно-температурного режима. Следующий тип тектонитов несет, кроме следов физической дезинтеграции, продукты низкотемпературного кварцевого и карбонатного метасоматоза, и его образование могло происходить в условиях холодной коры. Последний тип подобных тектонитов представлен, в основном, зонами концентрации трещин и сопутствующего брекчирования пород. Трещины могут образовывать ортогональные системы или линзовидную отдельность, их поверхность или не несет следов минерального заполнения, или покрыта примазками железистых минералов, образовавшихся, видимо, при просачивании поверхностных вод.

Все типы линейно-плоскостных зон хрупких и хрупкопластических деформаций часто встречаются совместно, в пределах одних и тех же нарушений, или надстраивают друг друга по простиранию. Так, большинство надвиговых и взбросо-надвиговых зон, характерных для стадии хрупкопластических деформаций, несет в себе узкие, но частые зонки хрупкого брекчирования. Подобные явления характерны и для упомянутых выше надвиговых зон в основании Кужьярвской и Ханкусьярвской языковидных складок – покровов. Структуры хрупкопластического и хрупкого этапов деформации образуют сеть субвертикальных разрывов со сдвиговой, взбросовой и сбросовой компонентами, а также густую ортогональную сеть трещин. Наиболее значимым разрывным нарушением на исследуемой территории можно считать Ковдозерский разрыв, имеющий северо-восточное простирание и прослеживающийся на несколько десятков километров от западного окончания Кандалакского залива до восточного окончания озера Паанаярви и немного южнее (см. рис. 3, 4). В местах непосредственно северо-восточнее озера Паанаярви, недалеко от озера Ципринга (рис. 4), данный разрыв сливается с подходящей к нему под острым углом шовной зоной, располагающейся между Паанаярвинской и Кукаозерской структурами. В месте слияния картируется густая сеть разрывных нарушений, смещающих различные геологические тела преимущественно с правосторонней компонентой, и отмечаются участки высокой степени тектонизации расслоенных ультраосновных интрузий Олангского комплекса [Сыстра, 1991]. Для зоны характерны протерозойские метосоматиты [Дашкова, Полеховский, 1995]. Данный разрыв является долгоживущим и, видимо, неоднократно подновлялся в послепротерозойское время. С его про-

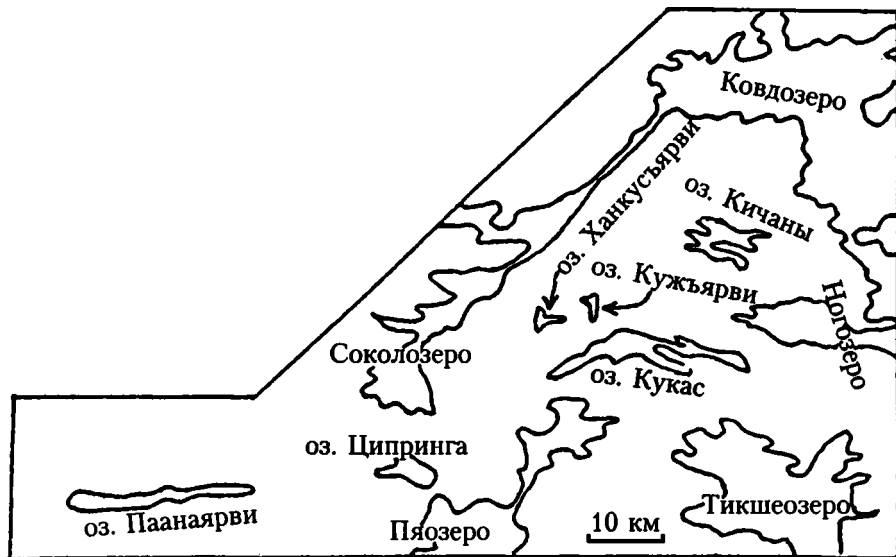


Рис. 4. Схема расположения озер в исследуемом районе

должением на Кольском полуострове связаны палеозойские щелочные плутоны [Горбунов и др., 1978].

Следующими по масштабной значимости разрывами на исследуемой территории являются сдвигово-сбросовые и сдвигово-взбросовые нарушения диагональных, северо-западных и северо-восточных простираций, образующих расходящийся веер южнее Кукасозерской структуры [Сыстра, 1991], а также широко представленных (в основном, с северо-западными простирациями) севернее и восточнее Кукасозерской структуры. Данные разрывы не только дешифрируются в виде линеаментов по дистанционным материалам и образуют узкие вытянутые отрицательные формы в рельефе на местности, но и картируются в отдельных точках в обнажениях, где наблюдаются непосредственно зоны брекчирования, гидротермалиты, зеркала скольжения, сгущения трещиноватости и другие признаки зон разрыва.

Из глубинных геофизических исследований, позволяющих понять структуру района Северо-Карельской зоны на глубину, наибольшую значимость, с точки зрения исследований автора, имеют данные, полученные в последнее время в процессе профилирования методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по трассе Печенга – Ловиса, пересекающей район исследования в меридиональном направлении [Шаров, 1993]. Можно подчеркнуть следующие принципиально важные заключения, вытекающие из опубликованных материалов: 1) район Северо-Карельской зоны в современных геофизи-

ческих полях является значимым разделом в земной коре; 2) отражающие площадки, соответствующие основным структурным неоднородностям (видимо, сланцеватости), к северу от зоны падают в северном направлении, а к югу – в южном.

Результаты глубинного геофизического профилирования совместно с результатами геологического картирования на поверхности позволяют представить строение массива пород, включающего Северо-Карельскую зону и обрамляющие гранито-гнейсы, в виде своеобразного козырька или выступа Карелид, надвинутого (взброшенного) на Беломориды.

Изучение структурно-геологических особенностей территории и абсолютные датировки магматических проявлений и метаморфических событий позволяют восстановить следующую обобщенную последовательность тектонического структурообразования [Сыстра, 1991]: имевшие место деформации архейского этапа на исследуемой территории, вероятнее всего, не сохранились и предположительно выделяются в составе беломорид за пределами этой территории. Деформации ранних этапов карельской эпохи привели к образованию прогибов на месте Северо-Карельской зоны, накоплению толщ осадков и многочисленным угловым несогласиям внутри этих толщ. Основные деформации и прогрессивный метаморфизм максимальной степени, в которых участвовали, в пластичном состоянии, как протерозойские породы субплатформенного чехла, так и ремобилизованные массы гранито-гнейсового архейского основания, приходится на свекофеннскую (позднекарельскую) эпоху тектономагматической активизации, в результате которой в основных чертах была сформирована структура протоплатформы. В пределах этой эпохи различные геологические школы или выделяют несколько этапов деформации [Сыстра, 1991], или подразумевают одновременность многих разноориентированных структур и их образование в процессе общего сложного ламинарно-турбулентного течения горных масс [Леонов и др., 1995, 1996; Колодяжный, 1998]. На завершающих стадиях свекофеннского тектогенеза при общем охлаждении горных масс происходило образование разрывов. В дальнейшем, в отдельные периоды фанерозойского времени и на его завершающих стадиях в новейший этап, происходила активизация геологической структуры территории, связанная с движением по разрывам и трещинообразованием.

Традиционно считается, что масштабы подобного подновления не являются значительными и связаны, в основном, с субвертикальными блоковыми движениями и деформациями больших радиусов кривизны. В данной монографии автор приводит доводы в пользу существования значительной тектонической подвижности массивов кристаллических пород в трехмерном пространстве на новейшем этапе развития, приводившей к более значительному подновлению геологической структуры, чем считалось ранее.

Глава 2

Общие особенности геоморфологии и неотектоники

Восточная часть Балтийского щита

Строение рельефа

Основные особенности рельефа восточной части Балтийского щита определяются, прежде всего, непосредственным выходом на поверхность кристаллического фундамента платформы, широким проявлением процессов, связанных с оледенениями и не вызывающей ныне сомнений неотектонической активностью [Бискэ, 1958; Макиевский, Никонов, 1964; Граве, Евзеров, 1963; Николаев, 1967; Кошечкин, 1969; Стрелков, 1973; Лак, Лукашов, 1972; Лукашев, 1976; Геоморфология..., 1977; Никонов, 1977; и др.].

Выход на поверхность кристаллического фундамента и неотектонические движения привели к широкому распространению денудационных форм рельефа, которые образуют обширные водоразделы, сложенные преимущественно архейскими и протерозойскими метаморфизованными комплексами пород.

В строении четвертичного покрова восточной части Балтийского щита резко преобладают отложения, связанные с последним оледенением и послеледниковыми процессами, т.е. верхнеплейстоценовые и голоценовые, которые неоднократно описаны в литературе [Лаврова, 1960; Арманд, Граве, 1966; Алухтин, Экман, 1967; Евзеров и др., 1972; Лукашев, Экман, 1980; Легкова, Шукин, 1987; Четвертичный покров..., 1987; Ekman, Pijp, 1991; и др.] (рис. 5 и 6). В составе отложений преобладают ледниковые, водно-ледниковые, торфяные и озерные, а в приморских участках территории – морские отложения, площадное распространение которых отражено на карте в: [Четвертичные отложения..., 1993].

Отложения более древние, чем верхнеплейстоценовые и голоценовые, встречаются на территории восточной части Балтийского щита эпизодически, в пределах некоторых депрессий Кольского полуострова и Южной Карелии, за пределами территорий детальных работ автора.

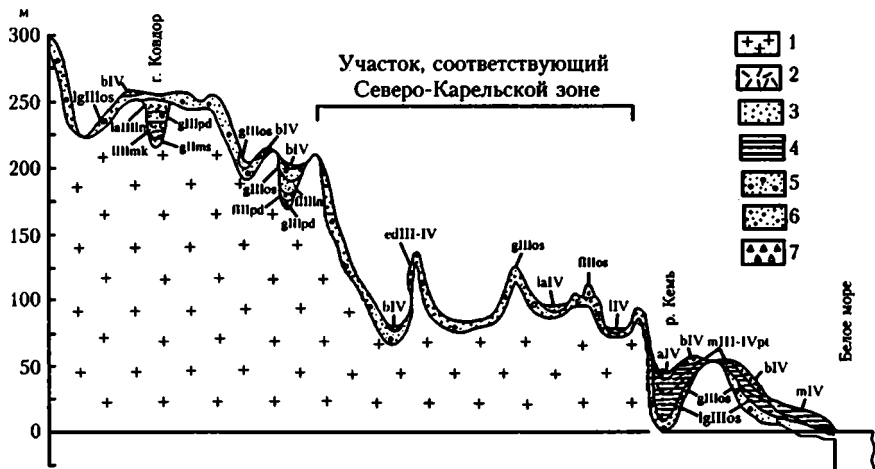


Рис. 5. Сводная схема четвертичных отложений для Северной Карелии (по: [Четвертичный покров..., 1987])

Отложения голоцена: bIV – биогенные, lIV – озерные, aIV – аллювиальные, laIV – озерно-аллювиальные, mIV – морские отложения, нерасчлененные. Отложения голоцена и верхнего звена плейстоцена, нерасчлененные: mIII-IVpt – морские слои портыландия, edIII-IV – элювиально-делювиальные. Отложения верхнего звена плейстоцена; ошашковский (верхневалдайский) горизонт, нерасчлененные слои: lgIIIos – озерно-ледниковые, flIos – флювиогляциальные, gIIIos – ледниковые; ленинградский (средневалдайский) горизонт: flIIIa – флювиогляциальные, laIIIa – озерно-аллювиальные; подпорожский (нижневалдайский) горизонт: flIIIpd – флювиогляциальные и ледниковые, нерасчлененные, gIIIpd – ледниковые; микулинский горизонт: lIIImk – озерные. Отложения среднего звена плейстоцена; московский горизонт: gIIms – ледниковые

1 – дочетвертичные породы; 2 – торф; 3 – песок; 4 – глина; 5 – песок с гравием и галькой; 6 – песок валунный; 7 – дресва, щебень

Характер новейших тектонических движений

Начало систематического изучения рельефа с геолого-тектоническими целями в Восточной Фенноскандии было положено в начале века работами И. Седерхольма, В. Рамсея, Г.Д. Рихтера, А.А. Полканова и др. В последующем на базе геоморфологических методов и при обоснованном предположении о том, что современная разность высот рельефа обусловлена, в основном, тектоническими движениями, было показано, что неотектоническая активизация горных масс отражается в блоковых субвертикальных подвижках на фоне общего куполовидного воздымания Балтийского щита [Николаев, 1967; Никонов, 1967; Бонбренков, 1976; Лак, Лукашов, 1972; Макиевский, Никонов, 1964; Кошечкин, 1979; Стрелков, 1973; Лукашев, 1974, 1976; Никонов, 1977; Troften, Morner, 1993; и др.]. Описаны в литературе и ограничиваю-

щие блоки зоны трещиноватости и разрывные нарушения, обычно хорошо выраженные в рельефе в виде уступов, оврагов, цепочек озер и болот [Биске, 1958, 1961; Кошечкин, 1964а; Войтович, 1977; Геоморфология..., 1977; Olsen, 1988]. В ряде случаев удавалось также по деформациям террасовых уровней, смещению ледниковых шрамов или эверзионных котлов, разделению разных типов ландшафтов и другим признакам дополнительно обосновывать вертикальные смещения на границах блоков [Карпов, 1964; Никонов, 1964; Кошечкин, 1964б; Козлов, 1966; Лукашев, 1976; Lundqvist, Lagerback, 1976].

К настоящему времени во взглядах на характер проявления новейших тектонических движений на территории восточной части Балтийского щита (как части всего щита) стали общепринятыми несколько основных положений.

1. На основании анализа перекосов террасовых комплексов по берегам окружающих Фенноскандию морей, а также крупных озер и в совокупности с водомерными наблюдениями установлено, что территория Балтийского щита испытывает в голоцене общий подъем [Лаврова, 1960; Победоносцев, Розанов, 1971; Никонов, 1967; Кошечкин, 1969; и др.]. Изолинии поднятия оконтуривают в райо-

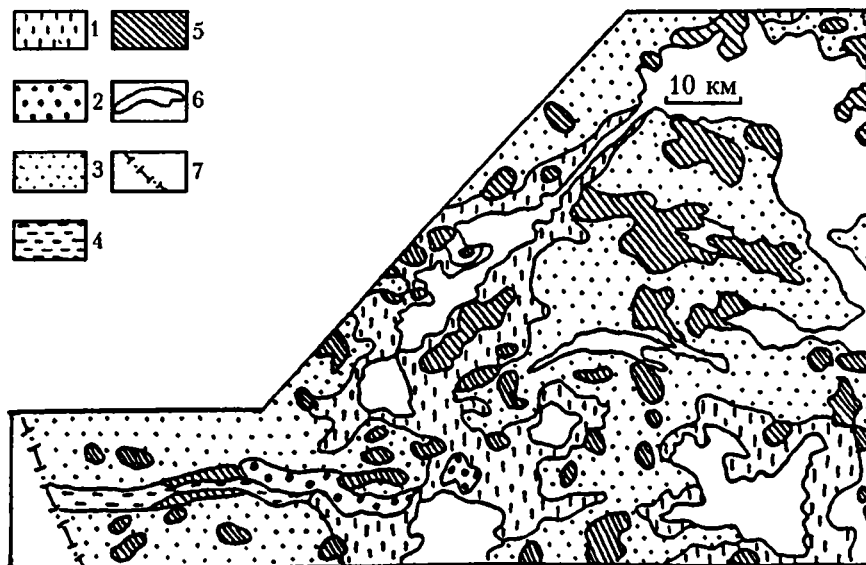
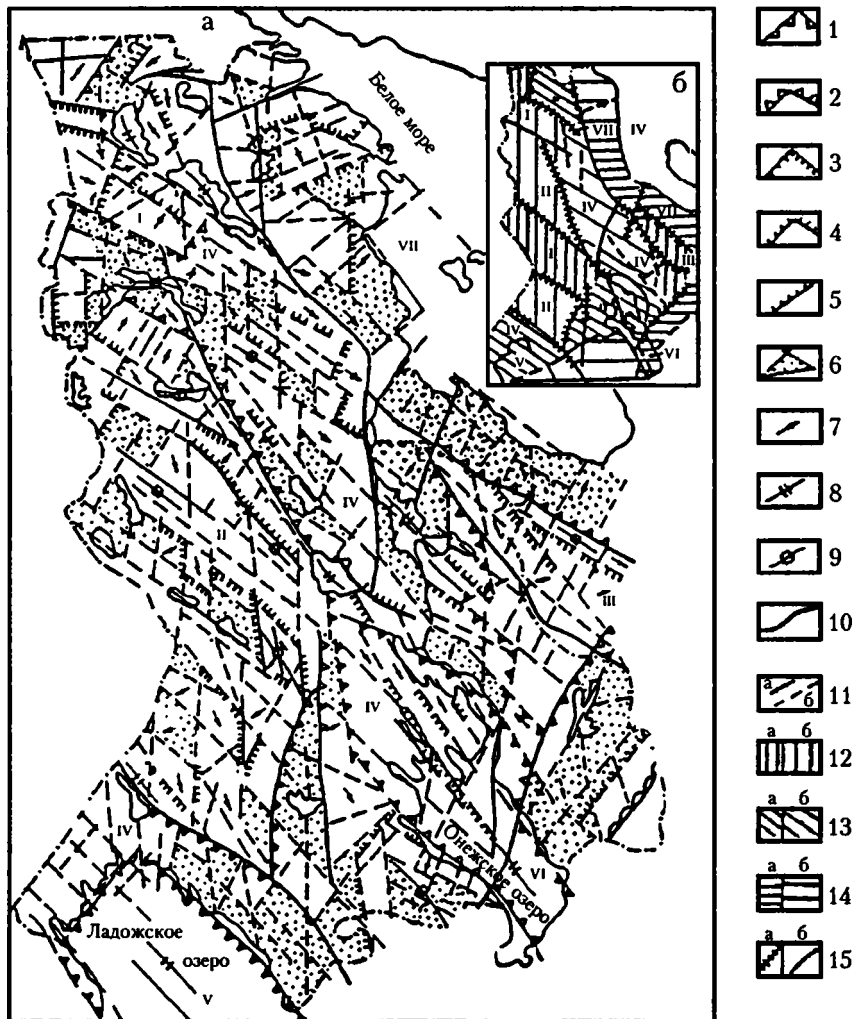


Рис. 6. Схема строения четвертичных отложений района Северо-Карельской зоны (по: [Отчет..., 1994])

1 - торфяники; 2 - флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения; 3 - ледниковые отложения (морены); 4 - отложения ложбин стока ледниковых вод; 5 - выходы дочетвертичных пород без значительного рыхлого покрова; 6 - озера; 7 - государственная граница

не Балтийского щита сложный свод, вершина которого приходится на северную часть Ботнического залива [Николаев, 1967]. Скорость поднятия была максимальна (десятки сантиметров в год) в позднеледниковое время [Могнер, 1979; Никонов, 1977; и др.]. Начальные, наиболее активные, фазы поднятия связаны с исчезновением ледникового покрова и соответствующей изостатической компенсацией земной коры [Gutenberg, 1941; Artyushkov, 1967; и др.]. Затем поднятие было обусловлено собственно неотектоническими движениями [Николаев, 1966; Никонов, 1977; и др.]. Максимальная сум-



марная амплитуда для вершины свода составляет около 800 м, а для восточной части Балтийского щита более 100 м [Лаврова, 1960; Никонов, 1964; и др.].

2. Детальные морфометрические исследования рельефа, анализ высотного расположения кор выветривания и поверхностей выравнивания, исследования локальных деформаций террас и другие данные позволили представить себе детальный новейший структурный план как глыбово-блоковый. Территория щита разбивается на серию горстов и грабенов, образовавшихся за счет преобладающих вертикальных движений [Николаев, 1969; Лукашов, 1974, 1976; Бонбренков, 1976; Карта новейшей тектоники..., 1980; Карта геоморфолого-неотектонического районирования..., 1980; и др.] (рис. 7 и 8).

3. Основные особенности рельефа территории были заложены в доледниковое время и были обусловлены неоген-четвертичной неотектонической активизацией [Граве, Евзеров, 1967; Лак, Лукашов 1972; Никонов, 1968].

4. Новейший структурный план во многих чертах наследует древний, протерозойский. В частности, ванны многих крупных озер расположены в новейших грабенах, наследующих подобные же протерозойские структуры [Бискэ, 1958; Лукашов, 1976; и др.]. В то же время, многие древние антиклинорные и синклинорные структуры имеют обратную выраженность в рельефе [Макиевский, Никонов, 1964; и др.].

←

Рис. 7. Схематическая карта новейшего структурного плана Карелии (а) и схема пространственного положения зон с разной направленностью новейших движений (б) (по А.Д. Лукашову [1974])

1-4 – контуры: 1 – сложных грабенов, 2 – сложных горстов, 3 – простых грабенов, 4 – простых горстов; 5 – простые ступени; 6 – относительно опущенные блоки фундамента, погребенные под толщей четвертичных осадков; 7-9 – направления: 7 – погружения поверхности асимметричных горстов, грабенов и блоков, 8 – длинных осей простых и сложных грабенов, 9 – длинных осей простых и сложных горстов; 10 – зоны региональных разломов глубинного заложения; 11 – прочие разрывные нарушения выделенные: а – по комплексу геологических и геоморфологических данных, б – преимущественно по геоморфологическим данным; 12 – зоны относительно устойчивых поднятий: а – сильных, б – умеренных; 13 – зоны дифференцированных движений: а – сильных, б – умеренных; 14 – зоны относительных погружений: а – сильных, б – умеренных; 15 – степень активизации древних разломов новейшими движениями: а – сильная, б – умеренная

I-VII – структуры: I-III – сложные горсты: I – Северо-Карельский, II – Западно-Карельский, III – Восточно-Карельский; IV – Центрально-Карельская зона дифференцированных движений; V-VII – сложные грабены: V – Ладожский, VI – Онежский, VII – Беломорский

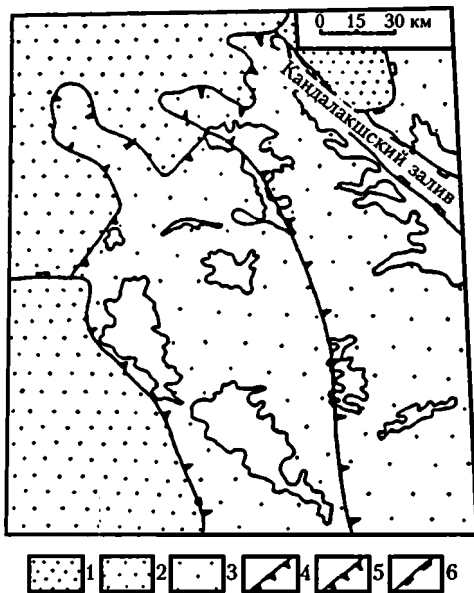


Рис. 8. Основные неотектонически активизированные границы в районе Северной Карелии (по: [Карта геоморфолого-неотектонического районирования..., 1980], с упрощениями)

1 – области с интенсивными контрастными неотектоническими поднятиями с амплитудой более 500 м; 2 – области умеренных и значительных поднятий с амплитудой 250–500 м; 3 – области слабых поднятий или относительного тектонического спокойствия, амплитуда 150–250 м; 4–6 – границы (треугольники показывают направление опущенного блока): 4 – мегаблоков, 5 – макроблоков, 6 – сложных блоков

Северо-Карельская зона

Основные особенности строения рельефа

На территории Северо-Карельской зоны и ее обрамления коренные кристаллические породы повсеместно обнажаются на поверхности, в связи с чем основная часть рельефа является денудационной. Аккумулятивные участки имеют значительно меньшее распространение. Значительные по сравнению с остальной территорией Карелии абсолютные отметки возвышенностей, высокая степень расчлененности и ряд других черт, которые будут рассмотрены ниже, указывают на значительную роль неотектоники в формировании рельефа. На основании этого рельеф может быть назван денудационно-тектоническим. Одновременно наблюдается зависимость элементов рельефа от геологической структуры территории (складчатые и разрывные деформации), т.е. рельеф может также считаться денудационным, структурно-тектоническим.

В работе «Геоморфология...» [1977] большая часть территории исследования отнесена к грядовой и грядово-увалистой равнине, образовавшейся вследствие препарировки складчатых структур Карельского комплекса под влиянием новейших движений и селективной денудации (рис. 9). В районе оз. Паанаярви выделяется рельеф низких гор с округлыми вершинами и крутыми склонами, ориентированными по направлению складчатых структур Карелии. В северо-западной части территории, за

Ковдозерским разрывом, в пределах Беломорид описан грядово-холмистый рельеф высоких равнин с блоковой поверхностью фундамента, а на северо-востоке территории, также в пределах Беломорид, наблюдается мелкогрядово-холмистая низкая равнина, связанная с грядово-увалистой равниной постепенным переходом. Фрагменты подобной же низкой равнины можно выделить на исследуемой территории на юге, между Кумским водохранилищем и оз. Тикшеозеро, и в ближайшем окружении оз. Соколозеро. Аккумулятивный рельеф имеет подчиненное значение и в основном связан с понижениями рельефа, где наблюдаются многочисленные болота с торфяниками в основании и озера. Особенно широко они получают развитие в условиях низменной равнины. Единственным местом, где существует хорошо развитый комплекс флювиогляциального происхождения, является участок между озерами Паанаярви, Ципринга и Пяозеро, превращенном ныне в Кумское водохранилище. В этом месте наблюдается целая группа озов, протягивающихся субширотно от оз. Паанаярви к оз. Ципринга на расстояние более 20 км, где располагается крупная, в несколько километров в диаметре, флювиогляциальная дельта. Мощности песчано-галечных и валунных отложений в этом комплексе достигают первых десятков метров.

Общей особенностью рельефа всей исследуемой территории является повсеместное распространение прямолинейных долин, оврагов и даже ущелий, имеющих ширину от десятков до сотен метров, глубину в метры и десятки метров и протягивающихся на километры и десятки километров. Наличие в бортах подобных морфоструктур отдельных обнажений с ориентированными зонами дробления разрывных нарушений и замеры простираения трещин позволяют увязывать данные депрессии с трещинно-разрывной сетью. Наиболее крупной из подобных морфоструктур является долина, заложившаяся по Ковдозерскому разрыву (см. рис. 3 и 9). Долина, повторяя простираение разрыва, протягивается в северо-восточном направлении на расстояние в несколько десятков километров от восточного окончания оз. Паанаярви до оз. Ковдозеро и немного далее. Непосредственно в своей юго-западной части морфоструктура выражена на протяжении нескольких километров каньоновидными распадками и сравнительно прямолинейным руслом небольшой реки Сенная, впадающей в оз. Соколозеро. Далее к северо-востоку долина выражена цепью озер (ныне Иовское водохранилище), имеющих сравнительно узкие перемычки и угловатую в плане форму за счет препарировки трещин на берегах. Берега озер преимущественно крутые (за исключением оз. Соколозеро, где обрывистым является только северо-западный берег), особенно с северо-западной стороны. В северо-восточной части долина еще более сужается и превращается в узкий залив озера с обрывистыми берегами.

Необходимо подчеркнуть следующие особенности геоморфологического строения территории: 1) наиболее высокие отметки рельефа группируются в районе непосредственно Северо-Карельской зоны и

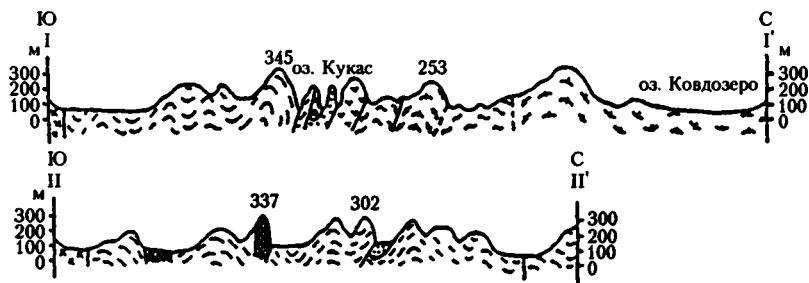
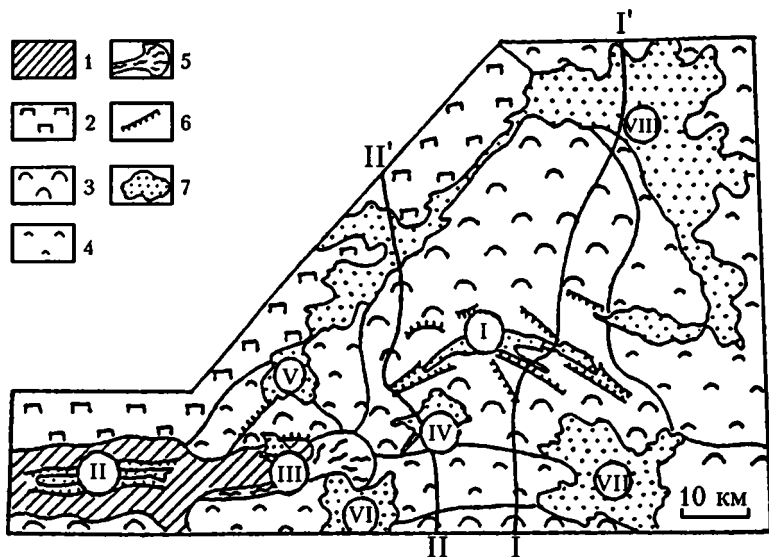


Рис. 9. Схема геоморфологического районирования территории Северо-Карельской зоны (с использованием данных В.Г. Легковой и др. [Геоморфология..., 1977])

1 – низкие горы с округлыми вершинами и крутыми склонами; 2 – грядово-холмистый рельеф с “блоковой” поверхностью фундамента; 3 – грядово-холмистые высокие равнины; 4 – мелкогрядово-холмистые низкие равнины с высокой степенью заболоченности; 5 – флювиогляциальный комплекс; 6 – основные скальные обрывы; 7 – водные поверхности

Озера: I – Кукас, II – Паанаярви, III – Ципринга, IV – Кундозеро, V – Соколозеро, VI – Пяозеро, VII – Тикшеозеро, VIII – Ковдозеро

Условные обозначения к геолого-геоморфологическим профилям см. на рис. 2

снижаются в ее обрамлении во всех направлениях; 2) общей особенностью рельефа всей исследуемой территории является повсеместное распространение прямолинейных долин, оврагов и даже ущелий, по-видимому, связанных с препарировкой трещинно-разрывной сети; 3) широкое распространение бараньих лбов указывает на имевшую

место активную экзарацию; 4) повсеместное субширотное расположение ледниковых борозд свидетельствует о субширотном движении ледника (в сторону Кандалакшского залива).

Основные черты рельефа центральной, Кукаозерской, части Северо-Карельской зоны и ее обрамления

Рельеф центральной части исследуемого участка Северо-Карельской зоны развивается по сложно деформированным метаморфизованным осадочным и вулканогенным породам протерозойского возраста, образующим Кукаозерскую структуру, и по породам архейского возраста, преимущественно гранито-гнейсам, являющимся обрамлением этой структуры. Отнесение данной территории к разряду высоких равнин можно принять лишь весьма условно. По своему облику и в сравнении с остальной территорией Карелии, он больше напоминает низкогорье. Рельеф данной территории сильно расчлененный, абсолютные отметки возвышенностей достигают 200–300 м, наиболее высокая из них достигает 345 м (гора Шуриvara) (рис. 10). Относительные превышения над уровнем озер и болот более 100–150 м.

Наиболее высокие отметки рельефа группируются непосредственно в районе Северо-Карельской зоны и снижаются в ее обрамлении во всех направлениях. Большинство возвышенностей, расположенных в этом районе, плосковерхие, имеют эллипсоидную в плане форму, что отмечалось еще Г.С. Бискэ [1958], и представляют собой гряды, частично обусловленные препарировкой геологической структуры территории. Размеры их достигают по длинной оси первых километров, простирание примерно соответствует простиранию оси Северо-Карельской зоны, или они располагаются немного кулисно. Крутизна и микрорельеф склонов обычно зависят от экспозиции относительного направления движения ледникового покрова, который в этих местах двигался субширотно на восток, в сторону Белого моря, и от элементов залегания структурных неоднородностей. В связи с этим, вершины возвышенностей и склоны западной экспозиции

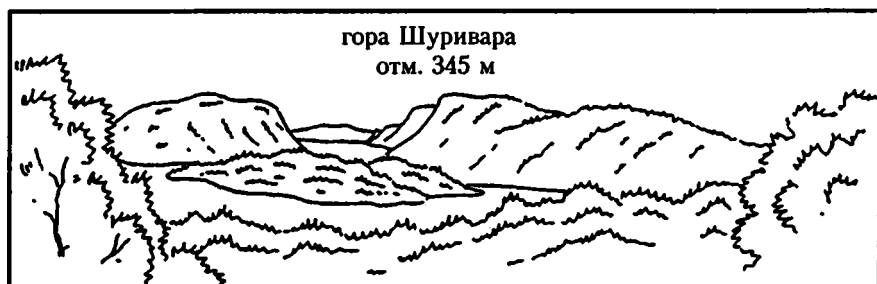


Рис. 10. Вид на центральную часть оз. Кукас с северо-запада на юго-восток. Полевая зарисовка

обычно больше всего сглажены ледником, склоны северной и южной экспозиции подрезаны и являются наиболее крутыми, а склоны восточной экспозиции несут элементы аккумулятивного рельефа. При значительной структурной анизотропии коренных толщ пологие склоны образуются на участках полого падающих неоднородностей (в основном, сланцеватости), а наиболее крутые и обрывистые склоны образуются при крутом залегании подобных неоднородностей. В среднем наклон (крутизна) склонов составляет от 20 до 40°, а на обрывистых участках склоны могут быть вообще субвертикальны на протяжении десятков метров от подножия. Все выступающие на поверхность выходы коренных пород несут элементы микроскульптуры. Наиболее распространены следы сглаживания ледником и многочисленные микрограбены и многоступенчатые уступы, борта которых определяются системами прослеживающейся трещиноватости. Глубина подобных морфоскульптур достигает дециметров и метров. Возвышенности – гряды разделяются узкими депрессиями или сравнительно широкими участками долинно-холмистого рельефа. Днища последних заболочены и имеют многочисленные озера.

Наиболее крупной отрицательной морфоструктурой на территории является депрессия, расположенная в центральной части Кукасозерской синклинали и заполненная водами оз. Кукас. Озеро имеет вытянутую в субширотном направлении, линзовидно-изогнутую форму, повторяющую общий изгиб Северо-Карельской зоны и размеры примерно 26х3,5 км. Берега озера преимущественно обрывистые, в восточной части озера они часто представляют собой клифы, непосредственно, практически без пляжа, выходящие к воде. В местах подхода к озеру крупных возвышенностей (например, у подножия горы Шуриvara) обрывы приобретают ступенчатую форму и поднимаются на высоту на десятки и сотни метров. Для берегов озера и его западного и восточного окончаний также характерны узкие протяженные заливы с обрывистыми берегами и полуострова, образующие узкие гряды, вдающиеся в воду. В центральной части озера располагается ряд островов, имеющих эллипсовидную, вытянутую вдоль длинной оси озера форму и представляющих собой частично затопленные структурно-обусловленные гряды с обрывистыми берегами, нарушенными микрограбенами длиной в сотни метров. Глубина озера более 70 м.

Аккумулятивные рыхлые отложения представлены на большей части территории очень тонким (сантиметры и дециметры) чехлом деллювиально-коллювиальных склоновых щебнисто-дресвяных накоплений (см. рис. 8). В понижениях рельефа и отчасти на склонах и водоразделах располагаются торфяники, имеющие мощность от первых дециметров до первых метров. У основания обрывов и в подводной части озер наблюдаются обвально-осыпные накопления, образующие конусы и своеобразные волнистые языки, сложенные глыбово-щебенчатым материалом. В понижениях рельефа и в основании склонов восточной экспозиции местами обнаруживаются незначительные по площади моренные накопления, сложенные валунно-щебенчатым несортированным материалом мощ-

ностью в несколько метров. Флювиогляциальные комплексы также не имеют значительного распространения. Фрагменты небольших озов, сложенных мелковалунным и песчано-древянным материалом, были отмечены на островах и полуостровах оз. Кукас. Озерные отложения представлены песками и слабоокатанным галечником незначительных по ширине пляжей, а также илистыми маломощными донными накоплениями.

Поверхности выравнивания и коры выветривания

В восточной части Фенноскандии описаны проявления линейных и площадных кор выветривания, причем наиболее древние имеют, вероятно, мезозойский возраст [Сидоренко, 1958; Никонов, 1968; Афанасьев, 1977; и др.]. Территория исследования в Северной Карелии входит в область распространения миоцен-нижнеплиоценовой поверхности выравнивания с отдельными останцами мезозойского пенепплена [Афанасьев, 1977], значительно эродированными экзогенными (вероятно, экзарационными и, местами, абразионными) процессами. К сожалению, эпизодическое распространение кор выветривания и мелкий масштаб картирования выровненных поверхностей не позволяют использовать существующие материалы для выявления деформаций и датирования морфоструктур при детальном исследовании автора. Однако в результате проделанных работ были сделаны наблюдения, которые имеют важное методическое значение: 1) было отмечено, что коры выветривания не сохранились в тех местах, где можно предположить активное движение ледника [Киселев, 1981]; 2) на основании значительной, не поддающейся объяснению с точки зрения чисто экзарационно-эрозионной деятельности расчлененности рельефа и находкам датированных кор выветривания на разных высотах сделано заключение о доледниковом возрасте основных форм рельефа и прямой связи их с новейшими блоковыми тектоническими движениями [Граве, Евзеров, 1963; Николаев, 1967; Никонов, 1968; Лак, Лукашов, 1972; и др.].

Значительных проявлений кор выветривания в районе Северо-Карельской зоны не закартировано [Афанасьев, 1977], но в процессе полевых работ нами были встречены в районе оз. Ханкусъярви фрагментарные проявления корообразования в пределах массива ультраосновных пород, представленных первично крупно-среднекристаллическими габбро-перидотитами и горнблендитами. В обнажениях наблюдались трещиноватые и щебенчатые породы, светло-коричневатого и зеленовато-коричневатого цвета, в которых отдельные, более сохранившиеся глыбы чередовались с участками, разрушенными практически до состояния слабощементированного песка, растираемого пальцами. Первичные кристаллические текстуры и структуры в целом сохранялись, но местами породы изменялись сильнее и появлялись глинистые участки с прожилками слюд. Видимая мощность коры выветривания достигала первых метров. По своему составу и положению данные проявления, вероятно, можно отнести к гидрослюдистым корам неогенового этапа.

Взгляды на неотектонику района Северо-Карельской зоны

На имеющихся крупномасштабных картах неотектонического районирования территорию исследования, как и остальные районы восточной части Балтийского щита, рассматривают с позиций блоковой тектоники [Лукашев, 1974; Карта новейшей тектоники, 1980] (см. рис. 7 и 8). На всех картах показана важная особенность – Ковдозерский разрыв протягивается от восточного окончания оз. Паанаярви до верховьев Кандалакшского залива и разделяет крупные блоки земной коры с разным рельефом и разной амплитудой новейших поднятий (приподнято северо-западное крыло). На карте, составленной под общей редакцией В.И. Бабака [Карта геоморфолого-неотектонического районирования, 1980], показана еще одна особенность – территория, заключенная внутри дуги Северо-Карельской зоны, приподнята относительно расположенной севернее и восточнее низкой равнины. Граница между приподнятым и опущенным блоками примерно повторяет внешние контуры дуги Северо-Карельской зоны.

Более детально новейшая тектоника Северо-Карельской зоны разобрана в работах: [Бискэ, 1958, 1961; Лукашев, 1976]. На основе анализа и сопоставления геоморфологических и геологических данных был сделан целый ряд важных наблюдений: 1) район Северо-Карельской зоны характеризуется наиболее высокими отметками рельефа по отношению к окружающим районам, что косвенно свидетельствует о повышенной неотектонической активности; 2) орографическая поверхность в районе озер Кукас и Паанаярви повторяет тектоническую, т.е. депрессии наследуют синклинорные структуры, а поднятия – антиклинорные; 3) обрывистость и ступенчатость берегов этих озер и узкие заливы по периферии обусловлены системами субвертикальных разрывов, что подтверждается наличием на стенках обрывов и клифов зеркал скольжения и зон дробления; 4) возвышенности по берегам этих озер являются поднятыми на разную высоту блоками земной коры; 5) оз. Ципринга – глубокая депрессия с обрывистыми прямолинейными берегами – связана с вертикальными движениями по обрамляющим разрывам.

В целом, этими авторами сделан вывод о высокой роли новейшей тектоники в формировании рельефа района Северо-Карельской зоны.

Вышеизложенные наблюдения являются базой для исследования автора и будут упомянуты в контексте описаний конкретных объектов. В то же время, необходимо отметить, что до сих пор основные результаты были получены при выявлении признаков субвертикальных тектонических движений. Описаны, в основном, выраженные в рельефе разрывы с субвертикальными сместителями и обоснованы субвертикальные блоковые движения. В связи с этим, актуальной является попытка выявить в рельефе признаки деформаций, связанных не только с вертикальной, но и с латеральной составляющей неотектонических движений.

Глава 3

Методика исследований

В методическом подходе, развиваемом автором в своих исследованиях, соединены несколько отдельных хорошо известных методов (методик), которые, дополняя друг друга, позволили выявить на территории Балтийского щита (на примере его восточной части) признаки объемных неотектонических и, отчасти, голоценовых деформаций. В целом, совместно используются ландшафтно-геоморфологический и структурно-геологический методы. Кроме создания алгоритма использования известных методов автором были произведены некоторые собственные разработки, которые, в основном, касались следующих вопросов: 1) как анализировать ландшафтно-растительные комплексы, чтобы получить информацию о тектонических движениях голоценового времени; 2) как графически наиболее полно отразить информацию о геоморфологических аномалиях; 3) как использовать достижения структурно-геоморфологического и структурно-геологического анализов, полученные в тектонически сравнительно активных районах, для районов, традиционно считающихся малоактивными в новейшее время.

Основы, классификация и конкретные примеры применения структурно-геоморфологических методов изложены во многих работах [Герасимов, 1967; Былинский и др., 1968; Применение геоморфологических методов..., 1970; Зятькова, 1973; Николаев, 1988; и др.]. При этом в понимании структурно-геоморфологических методов автор в целом следует за Н.И. Николаевым [1988] и рассматривает эти методы как инструмент для выявления эндогенно (неотектонически) обусловленных форм рельефа – морфоструктур, или для поиска эндогенной (неотектонической) составляющей в формировании элементов рельефа и ландшафта. В целом, для района работ и, по возможности, для каждого участка исследований были сделаны попытки решить следующий круг вопросов: 1) изучение облика рельефа и ландшафта в целом; 2) определение степени и характера воздействия экзогенных процессов и попытка установить возраст рельефа; 3) выявление геоморфологических аномалий и обоснование их неотектонической природы; 4) установление закономерностей сочетания геологической структуры и ландшафтно-геоморфологических особенностей.

Кратко рассмотрим основные особенности методов, позволяющих при совместном использовании выделить новейшие объемные деформации.

Выявление неотектонически обусловленных форм рельефа – морфоструктур

Орографический метод (в расширенном варианте)

В исследованиях автора базовым являлся качественный орографический метод [Герасимов, 1967; Применение геоморфологических методов..., 1970; Костенко, 1963; Николаев, 1988; и др.]. Сущность метода состоит в анализе высотных отметок и общего морфографического облика рельефа. В процессе работ использовались топографические основы масштабов 1:25 000, 1:50 000, 1:100 000, 1:200 000, на базе которых составлялись гипсометрические карты участков работ. На получившихся картах оконтуривались основные возвышенности и депрессии. Границы данных элементов рельефа проводились генерализовано, с учетом положения линейной эрозионной сети и уступов рельефа. Частично, в меру необходимости, показывались основные линейные морфологические границы в пределах выделенных возвышенностей и депрессий. В результате были построены схемы блоковой делимости территории, отражающие расположение и форму основных, наиболее выраженных в рельефе блоков земной коры и основные градации высотного положения этих блоков. Графический материал дополнялся построением геолого-геоморфологических профилей, построенных вкрест простираения наиболее важных элементов рельефа.

Составление схем блоковой делимости является первым шагом исследования. В дальнейшем эти схемы коррелируются с детальными геологическими картами территории и другими материалами и производится их анализ. Совместно рассматриваются: формы рельефа (особенно их высотные характеристики и крутизна склонов), литологические особенности слагающих их толщ, расположение в пространстве структурных геологических неоднородностей, направление движения ледника, характер других возможных денудационных процессов. В результате выделяются формы рельефа, происхождение которых объяснимо с позиции взаимодействия экзогенных процессов и прочностных свойств субстрата и обосновываются способом исключения неотектонически обусловленные формы рельефа – морфоструктуры.

Исследования с подобных позиций неоднократно проводились на территории восточной части Балтийского щита. Интересные примеры, показывающие методическую возможность выделения эндогенного фактора в образовании положительных форм рельефа, приведены рядом исследователей. Б.И. Кошечкин [1964б] пришел к выводу, что положительная морфоструктура Печенгского массива объясняется нео-

тектоническими движениями. С.А. Стрелков [1973] приводит примеры положительной выраженности в рельефе относительно непрочных гранитов и приходит к выводу об избирательном воздымании сложенных ими массивов. М.К. Граве и В.Я. Евзеров [1964] показывают, что щелочные породы Хибинского массива, имеющие одинаковую устойчивость к разрушению, распространены как в долине, так и на возвышенности, и делают вывод о горстообразном поднятии Хибинских тундр. К аналогичным выводам на том же примере приходят В.Г. Легкова с соавторами [Геоморфология..., 1997]. С.И. Макиевский и А.А. Никонов [1964] объяснили одновысотное положение ряда возвышенностей на Кольском полуострове, сложенных разными по прочности породами, наличием вертикальных неотектонических движений.

Таким образом, для выявления эндогенной составляющей в формировании рельефа совместно анализируются литолого-прочностные характеристики пород и высоты слагаемых ими возвышенностей. Аномальные соотношения выраженных в рельефе толщ разной прочности относятся за счет неотектоники.

Работы подобной же направленности, но с привлечением численного моделирования были проведены Н.И. Колпаковым с соавторами [Колпаков и др., 1991]. Отмечено (для территории Кольского полуострова), что массивы тяжелых ультраосновных пород могут давать в рельефе положительные формы только в условиях избирательного тектонического поднятия.

Важнейшим денудационным фактором, действовавшим на поверхность Балтийского щита, является ледниковая экзарация. Однако степень ее проявления в настоящее время является вопросом дискуссионным и нуждается в уточнении. Существует многочисленный круг ученых, которые, на основании наблюдений за специфическими экзарационными формами рельефа, отводят заметную роль ледниковому выпихиванию [Апухтин, 1958; Лаврова, 1960; Граве, Евзеров, 1964; Кошечкин, 1969; Лаврушин, 1976; Киселев, 1981; Wellman, Tingey, 1981; Гросвальд, Глазовский, 1983]. В то же время, непосредственные исследования движущихся ледников заставляют многих исследователей сомневаться в способности ледника повсеместно производить значительную денудационную работу. Приводятся факты консервации ледником почвенного покрова [Чувардинский, 1988], сохранения кор выветривания [Сидоренко, 1958; Никонов, 1968; Лак, Лукашов, 1972; Киселев, 1981]. Обосновывается обтекание ледником препятствий в ложе за счет пластичного состояния при температуре, близкой к плавлению [Патерсон, 1972]. Происхождение бараньих лбов, считающихся типичными формами ледниковой денудации, объяснено выветриванием [Lindstrom, 1993].

Наиболее взвешенной является точка зрения о существовании ледниковой экзарации на Балтийском щите в ограниченном размере, в основном в пределах глубины проникновения доледниковой коры выветривания. Этот взгляд основан на подсчетах приблизительного

объема вынесенного ледником материала, показывающих среднюю глубину эрозионного среза на Балтийском щите 35–40 м [Николаев, Медянцеv, 1966]. Данный вывод подтвержден также в результате изучения состава моренных отложений [Евзеров, Рубинраут, 1967].

Наблюдения автора показывают широкое распространение следов экзарации в пределах районов исследования. Этому процессу принадлежит важная моделирующая роль, приводящая к снятию сравнительно мелких неровностей рельефа.

На основании обзора литературных данных, дополненных собственными наблюдениями, можно еще раз подчеркнуть выводы, методически важные для выявления связи орографии и неотектоники: 1) ледниковая экзарация повсеместно играла важную роль, но только в моделировании небольших неровностей рельефа; 2) для выявления эндогенной составляющей в формировании рельефа необходимо совместно анализировать прочностные характеристики пород и высоты слагаемых ими возвышенностей. Аномальные соотношения выраженных в рельефе толщ разной прочности нужно относить за счет проявлений неотектонических процессов.

Ландшафтно-геоморфологический метод

Проявления послеледниковых, особенно позднеголоценовых локальных движений на водораздельных, относительно расчлененных пространствах часто замаскированы процессами денудации и микрорельефом. Эти особенности территории заставляет обратиться к изучению ландшафтных особенностей озерных и болотных ванн, которые образуют реперные поверхности и являются чуткими индикаторами деформаций земной поверхности.

Методические основы ландшафтно-геоморфологических исследований, используемые автором, были во многом разработаны на территории Фенноскандии. Особый интерес представляют работы, проводившиеся на озерах. В нашей стране начало таких исследований было заложено Г.Ю. Верещагиным [1926], работавшим в восточной части Балтийского щита. Он не только занимался равномерными наблюдениями, но и установил комплекс ландшафтно-геоморфологических признаков, отражающих поднятие и опускание бережий. Для регрессивных берегов, расположенных в районе поднятия, характерны заброшенные клифы, отмирающие зарастающие заливы, общее обмеление, обильная аккумуляция и др. Для трансгрессивных берегов, расположенных в местах прогибания поверхности, характерны активные процессы абразии, затопленные береговые валы, перекрытые озерными наносами торфяники и др. Анализ бережий крупных озер позволил Г.Ю. Верещагину выявить тектонические перекосы озерных ванн в Карелии, особенно Онежского озера и оз. Сегозеро. В дальнейшем это направление исследований развивалось и уточнялось. Для озер Балтийского щита подобный анализ отражен в работах: [Рихтер, 1934;

Siren, 1951; Граве, Евзеров, 1963; Арманд, 1959; Бискэ и др., 1966; Бискэ и др., 1971; Никонов, 1971; Digerfeldt, 1988; Passe, 1990; и др.].

Эталоном комплексных морфоструктурных исследований можно считать работы, проводимые в разное время в районе Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов щелочных пород. Расположенные на Кольском полуострове, они выражены в рельефе возвышенностями высотой более 1 км над уровнем окружающих озер. Для этих объектов собран богатый материал, отражающий их молодую активность: 1) в районе массивов установлено аномально высокое положение позднеледниковых береговых линий относительно окружающей равнины [Лаврова, 1960]; 2) выявлены следы активизированных разрывных нарушений [Буссен, 1964]; 3) по геофизическим данным установлены падающие под массив контакты и сделан вывод об активизации этих границ [Шаблинский, 1963]; 4) разбурены депрессии, разделяющие массивы, установлена значительная мощность позднечетвертичных отложений, достигающая 170 м, и сделан вывод об их опускании [Граве, Евзеров, 1967; Никонов, 1967]; 5) установлены ландшафтные признаки центробежной миграции озер (от массивов) [Рихтер, 1934; Арманд, 1959; Граве, Евзеров, 1967].

В своих работах автор постарался учесть опыт предшественников и использовал данные ряда наблюдений как методические для выявления подобных движений на исследуемых территориях. Были применены группы признаков, которые можно подразделить следующим образом: 1) ландшафтно-динамические, отражающие характер развития процессов подтопления и обмеления участков водоемов, аккумуляции и абразии; 2) геоморфологические, отражающие степень выраженности прибрежных форм рельефа: высоту береговых валов, наличие клифов или пляжей; 3) стратиграфические, отражающие следы миграции или изменения глубины водоемов в разрезах озерных отложений и наличие сухопутных погребенных торфяников под прибрежными песками, указывающее на трансгрессию водоема. Все признаки рассматривались для значительных участков побережий, по возможности, в комплексе. Полевые наблюдения за ландшафтно-географическими особенностями территории позволяли учитывать метеорологические процессы – преимущественное направление ветров и вероятных нагонных течений. Учитывались: исходный рельеф, наличие рыхлых отложений, экспозиция склонов и другие признаки, которые маскируют проявления голоценовой и современной тектоники.

Наряду с исследованием озер, большую роль в выявлении позднеголоценовых движений играют наблюдения над болотными комплексами и растительностью. Связь тектонических движений с ландшафтными изменениями в большинстве случаев осуществляется через направленную многолетнюю миграцию уровня грунтовых вод, приводящую к подтоплению или осушению, к развитию или угнетению растительности. Методика подобных исследований наиболее

полно развивалась на территории Сибири, в условиях широких заболоченных пространств лесной и лесотундровой зоны и отражена в работах: [Лунгерсгаузен, 1955; Зятькова, 1973; Орлов, 1975; и др.].

Подобных работ для территории Балтийского щита значительно меньше, чем для Сибири, и они значительно менее детально освещают вопрос. Б.И. Кошечкин [1964а] использовал различный характер заболачивания по разным сторонам Нотозерского разрыва (Кольский полуостров) для обоснования его активности. М.Т. Козлов [1966] отмечал подтопление луговин в опускающихся блоках. Г.С. Рубинраут [1974] заметил течение болот в развивающуюся Верхнепонойскую депрессию. Региональные тенденции связи болотных комплексов Карелии с депрессиями отмечались на основании изучения аэрофотоснимков в работах: [Лукашев, 1976; Геоморфология..., 1977; и др.].

Считая ландшафтную информацию крайне перспективной, автор поставил себе методическую задачу обосновать возможность перенесения опыта исследований в Западной Сибири на территорию Балтийского щита. Была также поставлена задача уточнить механизм взаимосвязи движений в коренных породах и появления разного типа растительности на заболоченных пространствах.

Решением данной задачи автор занимался в Центральной Карелии в Муезерском районе [Зыков, 1991; 1994] (рис. 11).

Коренные породы района представлены, в основном, гнейсами архейского возраста, по которым развивается низкохолмистый рельеф, а метаморфические толщи протерозойского возраста образуют довольно высокие гряды. Возвышенные части рельефа перекрыты маломощной, в среднем 1–3 м, песчанисто-щебнистой мореной, включающей глыбы и валуны. К пониженным участкам рельефа приурочены ровные поверхности торфяных болот. Коренные обнажения встречаются нечасто и представляют собой бараньи лбы.

Кристаллические породы разбиты многочисленными системами трещин. Прямолинейные границы многих холмов явно определяются этими системами, что хорошо наблюдается на аэроснимках и при полевых исследованиях. Обоснование следов молодых смещений по трещинам, несмотря на многочисленные микроуступчики на водораздельных пространствах, встречается со значительными трудностями в связи с отсутствием как слоистости в морене, так вообще рыхлых отложений.

Опыт ландшафтных исследований позволяет предложить использование растительности для поиска проявлений тектоники. Анализ аэрофотоснимков показывает, что лес растет на приподнятых участках, сложенных моренными отложениями, маркируя границы возвышенностей, и отсутствует на ровных поверхностях торфяных болот. Однако и на болотах также видны пятна леса (диаметром примерно в первые сотни метров), выстраивающиеся по прямой линии или имеющие прямоугольные границы, направление которых по простиранию совпадает с максимумами трещиноватости в коренных тол-

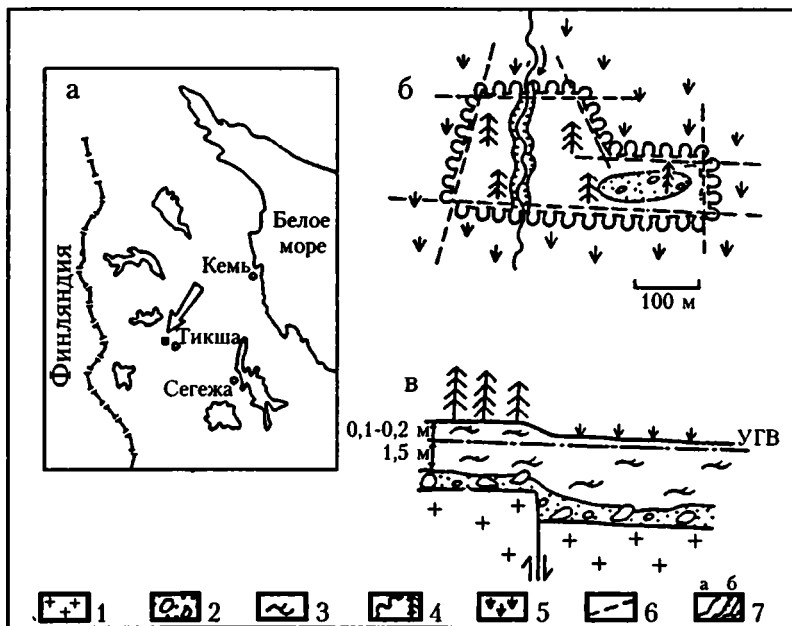


Рис. 11. Признаки позднеголоценовых тектонических движений в Центральной Карелии

а – местоположение исследуемого района; б – развивающееся блоковое поднятие в плане, выраженное в смене растительности на торфяниках; в – отражение в рельефе и растительности растущего в коренных породах поднятия

1 – гранито-гнейсы; 2 – морена и флювиогляциальные отложения; 3 – торфяники; 4 – границы территории, покрытой лесом; 5 – заболоченные участки, покрытые мелким кустарником; 6 – предполагаемые активные разрывы; 7 – русло речки: а – плохо выраженное, б – хорошо выраженное; УГВ – уровень грунтовых вод

щак. Полевые исследования показывают, что это крупные хвойные деревья, которые растут прямо на торфяниках.

Чтобы установить причину появления леса, были сделаны несколько десятков небольших шурфов и осмотрены многочисленные дренажные каналы. Наиболее важными параметрами оказались глубина залегания рыхлых моренных толщ под торфом и глубина зеркала уровня грунтовых вод (УГВ). Выяснилось, что лес растет: 1) на песчаных толщах всегда, даже при УГВ, подходящем к поверхности; 2) на торфяниках, если УГВ ниже края шурфа на 15–20 см; 3) на маломощных торфяниках, подстилаемых песками на глубине 10–15 см даже при УГВ, подходящем к краю шурфа. Лес не растет: 1) если УГВ на мощных торфяниках подходит к поверхности; 2) если

торфяники подстилаются песком на глубине более 30–40 см ниже края шурфа при высоком стоянии УГВ.

Таким образом, деревья очень чутко реагируют на колебания УГВ в торфяниках и на появление песчаных прослоев в пределах 10–15 см от поверхности. Это вызвано строением корневой системы, разрастающейся более вширь, чем в глубину и угнетающейся избыточным переувлажнением. Важно, что подстилающие торф породы сами по себе никак не “просвечивают” на поверхности, если залегают ниже области распространения корневой системы деревьев. Участки леса, вырастающего на мощных торфяниках, можно отождествить с областями развивающегося тектонического поднятия в коренных толщах, залегающих в основании торфяников. Поднятие поверхности болота, в конечном счете, и приводит к относительному понижению УГВ (см. рис. 11, в) и осушению. Угловатые границы залесенных участков показывают, что эти поднятия имеют блоковый характер и связаны с активизацией систем трещин в кристаллических породах.

Анализ литературных данных и материалы личных исследований автора позволяют сформулировать ряд выводов, имеющих методическое значение: 1) на территории восточной части Балтийского щита по материалам детального изучения болотных ландшафтов возможно выделять молодые (преимущественно позднеголоценовые) тектонические движения; 2) механизм, который связывает блоковые движения по разрывам и ландшафтные особенности заболоченных пространств, – это влияние изменений уровня грунтовых вод на корневую систему растений. Разрывные нарушения и трещиноватость в коренных толщах подчеркиваются линейным расположением растительности и прямолинейными границами между областями распространения разных типов растительности на неглубоких болотах. При этом, в случае движений по разрывам, над поднимающимся блоком будет образовываться зона осушения и появится относительно маловлаголюбивая растительность, а над опускающимся блоком будет происходить заболачивание и появится влаголюбивая растительность.

Метод выделения геоморфологических аномалий

Метод выделения геоморфологических аномалий обсуждается в ряде работ [Можаяев, 1997; Ананьев, 1970; Николаев, 1988; и др.] и, по сути, используется в большинстве геолого-геоморфологических публикаций, посвященных поискам локальных неотектонических структур. В понимании Б.Н. Можаяева [1997] геоморфологическая аномалия представляет собой совокупность морфологических, генетических и возрастных особенностей рельефа локального участка земной поверхности, отличающую его от окружающего фона. Таким образом, при использовании данного метода прежде всего необходимо установить фоновые характеристики данной территории. Для решения этой задачи на каждом исследуемом участке совместно анализируются структурно-

прочностные особенности обнажающихся толщ, направление движения ледника, а также характер других денудационных процессов, экспозиция склонов и т.д. В результате устанавливается набор параметров рельефа и ландшафта, происхождение которых может быть объяснено воздействием экзогенных факторов на пассивно денудирующий субстрат. Такими параметрами являются: усредненные высоты возвышенностей, сложенных толщами одинакового состава и строения; крутизна склонов; характер обрывов; расположение денудационных форм относительно движения ледника и т.д. Затем на исследуемых участках выявляются аномальные явления. В число таких аномалий входят: резкие изменения высот возвышенностей; появление контрастных, обрывистых форм рельефа; изменение степени расчлененности; появление денудационных форм, необъяснимых с точки зрения взаимодействия неотектонически пассивного субстрата и экзогенных процессов (например, направления движения ледника). Подобные аномальные проявления считаются неотектонически обусловленными.

Способ графического представления геоморфологических аномалий. Схема ландшафтно-геоморфологического образа территории

Базой для поиска локальных геоморфологических аномалий являются, в первую очередь, космо- и аэрофотоснимки, а также топоосновы и данные полевых наблюдений. В процессе полевых и камеральных исследований автор пришел к выводу, что для отдельных, наиболее хорошо изученных участков необходимо создать новый вид картографических материалов, который бы помог зафиксировать и наглядно показать фоновые и аномальные ландшафтно-геоморфологические особенности территории. По взглядам автора, имеющиеся в настоящее время варианты построения геоморфологических карт [Башенина и др., 1962; Геоморфологическое картирование, 1978; и др.], отражая суть различных аспектов геоморфологических процессов и проявлений, страдают недостаточной образностью для восприятия природных объектов в целом. В то же время, понятия “фон” и “аномалия” (без количественной оценки) являются образом, отражением некоторого сложного суммарного впечатления исследователя, возникшего в процессе внутреннего анализа сделанных наблюдений.

В предлагаемой схеме совмещены образность стереографического снимка, создающего объемный эффект строения поверхности, и элементы рисовки обычных геоморфологических схем в виде условных значков (см. рис. 36). Способ придания рельефу элемента объемности заимствован из графического оформления топокарт в дореволюционное время, когда склоны возвышенностей рисовали не изогипсами рельефа, а линиями, направленными по падению склона. Одновременно (в условных обозначениях) эти линии отвечают направлениям движения коллювиально-деллювиального материала. На схеме пока-

зываются также все обычные ландшафтно-геоморфологические элементы, которые картировались на местности и с помощью аэрофото-материалов: уступы, обрывы, бараньи лбы, овраги, глыбовые развалы и др. Их изображение приближено к реальному виду этих объектов в природе. Для рассмотрения постепенного перехода между разнотипными участками применяется различная плотность нанесения значков, или их взаимное проникновение. Для показа изменения размера объектов, например, обрывов, меняется размер условного знака. Для ориентировки отмечаются контуры озер, основная гидросеть, а по возможности, направленность основных денудационных факторов.

Получаемые схемы по внешнему виду напоминают графическую интерпретацию аэрофотоснимка (см. рис. 36), однако на самом деле различия есть и они существенные: 1) на снимках в данной местности большинство деталей маскируется лесом и они просто не видны; 2) только достаточно крупные природные объекты находят прямое отражение на схеме, мелкие же особенности показаны не в масштабе, что вносит определенную субъективность.

Схемы ландшафтно-геоморфологического образа территории позволяют отразить и осмыслить “фоновые” элементы рельефа и выделить геоморфологические аномалии, в образовании которых можно предположить участие неотектонических движений.

К методике структурно-парагенетических и структурно-кинематических реконструкций

Объемные тектонические деформации, происходящие в массивах горных пород, подразумевают активизацию имеющихся разноориентированных неоднородностей, взаимные перемещения блоков и деформации внутри блоков. На поверхности Земли эти деформации должны выразиться во взаимосвязанных перемещениях, имеющих горизонтальную и вертикальную составляющие. В связи с тем, что подобные деформации (в большинстве случаев без применения термина “объемные”) и, отчасти, их морфоструктурные проявления широко описаны при структурно-геологических и структурно-геоморфологических исследованиях в относительно тектонически активных районах, необходимо воспользоваться накопленным опытом их выделения и анализа.

Наиболее значимые достижения в области изучения тектонических движений земной коры были в последнее время сделаны на базе метода парагенетического анализа структур, который был предложен А.В. Лукьяновым [1963, 1965] на материале исследований палеосейсμοдеформаций, связанных с крупными сдвиговыми зонами. Парагенетический анализ успешно использовался для изучения горизонтальных движений земной коры, результаты его изложены в большом количе-

стве публикаций [Буртман и др., 1963; Лукьянов, 1965; Расцветаев, 1987; Гончаров, 1993; Копп, 1994; Талицкий, 1994; и др.]. В работах этих и многих других авторов предложены многочисленные примеры структурных парагенезов, которые могут быть использованы как модельные при парагенетических реконструкциях. Останавливаться на них в этом месте подробно нет возможности. Наиболее важной для выявления объемных деформаций является следующая обобщающая закономерность: в процессе деформации в земной коре возникают закономерно взвися связанные, компенсированные зоны сжатия и растяжения, а также соответствующие им структуры.

Морфоструктурные проявления горизонтальных новейших движений также хорошо изучены, в подавляющем большинстве случаев на материалах тектонически более активных районов, чем платформы. Выявлены признаки развития отдельных дизъюнктивных и пликативных структур и их парагенезов и показано также, что зонам неотектонического сжатия и растяжения соответствует определенный комплекс положительных и отрицательных морфоструктур. Подобный анализ отражен в работах: [Костенко, 1972; Чедия, 1972; Nikonov et al., 1975; Макаров, 1977; Яблонская, 1982; Трифонов, 1983; Крапивнер, 1986; Тевелев Арк., Тевелев Ал., 1996; Копп, 1997; Illies, 1981; Cristie-Blick, Biddle, 1988; Sylvester, 1988; Wallace, 1990; и др.].

Появление закономерно сочетающихся зон сжатия и растяжения в процессе деформаций – это лишь общая закономерность. Конкретные примеры структурных и морфоструктурных парагенезов, которые являются модельными для работы автора, будут рассмотрены ниже в процессе обсуждения морфоструктурных особенностей исследуемых районов.

Последовательность действий при выделении объемных неотектонических деформаций. Краткое изложение и примеры применения

В основе методического подхода к выделению объемных неотектонических деформаций (с особым акцентом на горизонтальную составляющую) в платформенных условиях лежит совместное использование элементов ландшафтно-геоморфологического и структурно-геологического анализов и сопоставление полученных этими методами результатов. Предлагается следующая последовательность действий.

1. Устанавливаются особенности геоморфологического строения территории и выделяются основные формы рельефа. Определяются ландшафтные особенности – характер распределения растительности, степень заболоченности и т.д.

2. Выявляются характерные для района экзогенные аккумулятивные и денудационные процессы и рассматривается их развитие в новейшее время.

3. Рассматриваются литолого-прочностные и структурно-прочностные характеристики слагающих рельеф пород.

4. Совместно анализируются особенности рельефа, ландшафта, направленность экзогенных процессов и прочностные характеристики (устойчивость к денудации) слагающих рельеф пород. Определяются элементы рельефа и ландшафта, объяснимые с позиций атектонического пассивного взаимодействия экзогенных процессов и субстрата (фоновые участки территории). Методом исключения выделяются элементы рельефа и ландшафта, являющиеся геоморфологически аномальными с этих же позиций, т.е. проводится выявление и обоснование морфоструктур – неотектонически обусловленных элементов рельефа.

5. Устанавливаются морфоструктурные парагенезы и реконструируется их общий рисунок.

6. В массивах пород выявляются структурные парагенезы.

7. Производятся их сопоставление и анализ на базе моделей структурных парагенезов, полученных по результатам геолого-геоморфологических исследований в тектонически сравнительно активных районах и по результатам моделирования. Выявляются закономерности расположения неотектонически обусловленных депрессий и поднятий (по ландшафтно-геоморфологическим признакам) относительно геологической структуры.

8. В результате строятся структурно-кинематические схемы новейшего развития исследуемых участков и делаются заключения о новейшей геодинамике территории.

При необходимости, или из-за недостатка определенных данных, возможно сокращенное использование данного алгоритма, приводящее к некоторому уменьшению достоверности результатов.

Рассмотрим пример, взятый на территории восточной части Балтийского щита (в Средней Карелии), где в самой краткой форме дан анализ морфоструктуры в соответствии с вышеизложенной схемой выделения новейших объемных деформаций. В этом примере не сделаны заключительные региональные выводы, они будут рассмотрены позднее.

В средней части Карелии (см. рис. 45, 4) известна и хорошо изучена кольцевая структура Калевала [Геоморфология..., 1977]. Ее центральная часть с северной и южной сторон обрамляется дугообразными системами озер Нюк и Куйто, с запада и востока – заболоченными депрессиями (рис. 12). Диаметр ее около 60 км. Территория кольцевой структуры и ее обрамления сложена, в основном, гранито-гнейсами архейского возраста, среди которых протягиваются узкие синклиновые протерозойские структуры. Простирающиеся сланцеватости гранито-гнейсов и осей протерозойских складчатых

структур преимущественно север-северо-западное и является секущим по отношению к кольцевой структуре. Важно отметить, что примерно в центральной части кольца располагается зона повышенной гранитизации, а также то, что всей структуре соответствует мощный гравитационный минимум [Строение..., 1983]. Геоморфологические профили, построенные вкрест структуры Калевала, показывают в целом наличие куполовидной формы, ограниченной окружающими депрессиями. При этом четвертичные толщи, связанные со стоянием края ледника, находятся в стороне, а озовые гряды, показывающие направления древних потоков, отгибаются от центральной части кольца в стороны [Четвертичные отложения..., 1993]. Секущее положение озерных депрессий по отношению к геологической структуре и толщам с разной прочностью, а также к направлению перемещения ледника, двигавшегося с северо-запада на юго-восток, является геоморфологически аномальным и не позволяет связывать их образование с избирательной денудационной (включая экзарационную) препарировкой разных пород. Таким образом, можно сделать вывод о неотектонической природе озерных ванн, образующих кольцевую структуру.

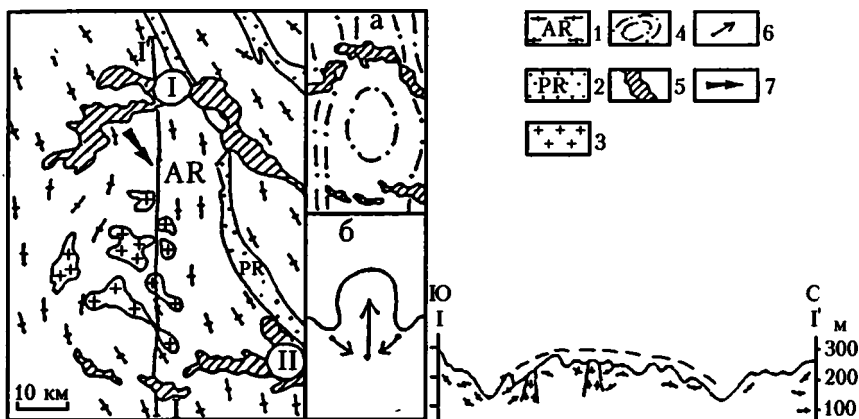


Рис. 12. Схема геологического строения кольцевой структуры, ограниченной по периметру депрессиями озер (см. рис. 45, 4)

На врезках: а – расположение гравитационного минимума кольцевой структуры (в плане), б – схема образования кольцевой депрессии вокруг растущего купола (в разрезе)

1 – архейские гранито-гнейсы; 2 – метаморфические толщи протерозойского возраста; 3 – области гранитизации; 4 – изолинии гравитационного минимума; 5 – озера; 6, 7 – направления: 6 – перемещения материала, 7 – движения ледника

Озера: I – Куйто; II – Нюк

В районах Балтийского щита, включая Карелию, картируются многочисленные сложно построенные гранито-гнейсовые купола [Салоп, 1971; Минц и др., 1996]. Часто отмечается хорошая выраженность многих куполов в рельефе, подчеркнутая радиальным рисунком гидросети, что и дает основание говорить об их новейшей активизации [Сваричевская, Яговкин, 1966; Рубинраут, Гаксельберг, 1971; Лукашев, 1972; Лак, 1972; Экман, 1972; Лишневский и др., 1976]. Значительно реже упоминаются депрессии, встреченные по периферии купола [Арманд, 1959, 1964; Лак, 1972]. В структурной геологии широко известен факт образования компенсационных прогибов по периферии растущего купола [Салоп, 1971; Геологическая съемка..., 1980; Vally, 1983].

Набор геологических, геоморфологических и геофизических особенностей строения центральной части кольцевой структуры Калевала показывает, что она может быть интерпретирована как сложно построенный гранито-гнейсовый купол с гранитизированным ядром и, вероятно, изостатически некомпенсированный. Озерные ванны по своему пространственному положению могут рассматриваться как компенсационные депрессии, окружающие воздымающийся купол и подчеркивающие его развитие на новейшем тектоническом этапе. Несовпадение геоморфологических границ объекта (кольца депрессий) и структурно-геологических особенностей кристаллических пород, видимо, свидетельствует о новообразовании купола.

Будучи разработанным в окончательном варианте для Балтийского щита, где он является новым, методический подход позволяет устанавливать объемные неотектонические деформации и в других районах, обладающих в новейшее время сравнительно слабой тектонической активностью.

Исследования по данному вопросу проводились в районах Сибирской платформы и в Керченско-Таманской зоне.

Кратко рассмотрим деформации, выделенные на территории Южной Якутии [Зыков, Бенедиктова, 1993].

Изученный район расположен в пределах Восточно-Сибирской платформы на северном склоне Алданской антеклизы в междуречье Лены и Амги, в долине р. Лютэнкэ и ее притока руч. Ойос-Ордах (рис. 13). Здесь распространены субгоризонтально залегающие породы платформенного чехла, представленные кембрийскими доломитами и мергелями, перекрытыми терригенной (песчано-галечной) ожелезненной толщей юрского возраста. Коренные породы сплошь скрыты под маломощными склоновыми (мощность 2–3 м) и аллювиальными (мощность 5–6 м) отложениями. Обнаженность территории очень плохая, местность сильно залесена. Вечная мерзлота распространена повсеместно.

В окружающих районах Сибирской платформы отчетливо выделяются субмеридиональные и диагональные разрывы и трещины.

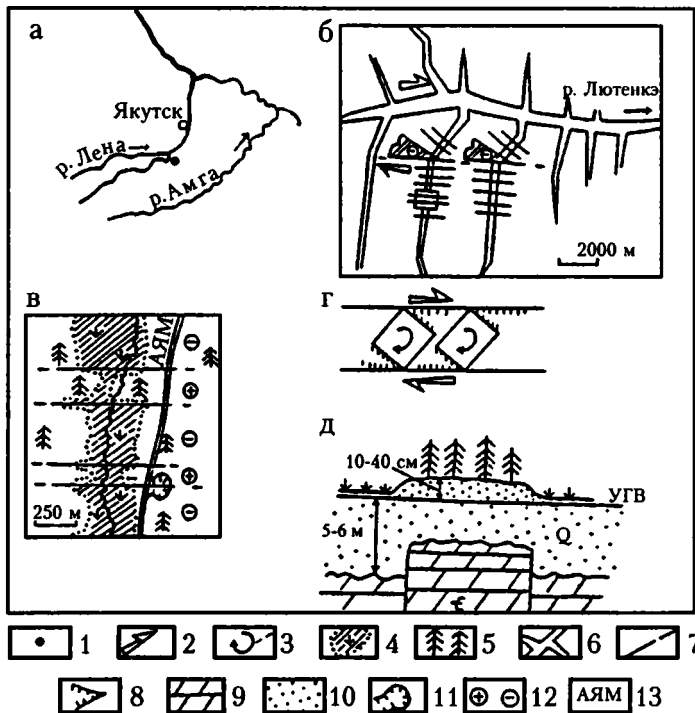


Рис. 13. Зона новейшего сдвига в Центральной Якутии

а – привязка исследуемого района; б – долина р. Лютэнкэ (показаны преобладающие разрывные нарушения, дешифрируемые в долинах притоков, и наиболее крупные заболоченные участки); в – фрагмент долины руч. Ойос-Ордах (его положение обозначено квадратом на фрагменте б), показан характер границ разных типов растительности; г – модель образования зон растяжения при повороте блоков; д – схема воздействия растущего поднятия на ландшафт

1 – места врезок; 2, 3 – направления: 2 – смещения по разрывам, 3 – поворота блоков; 4, 5 – территории: 4 – покрытые кустарником, 5 – покрытые лесом; 6 – спрямленные долины рек; 7 – дешифрируемые разрывы; 8 – зоны растяжения; 9 – доломиты; 10 – верхнечетвертичные рыхлые отложения; 11 – карьер; 12 – поднятые и опущенные блоки; 13 – трасса Амурской магистрали; УГВ – уровень грунтовых вод

Такое же направление имеют участки спрямленных речных долин, обычно закладываемые по сеткам разрывных нарушений. По данным С.С. Коржуева, это особенно четко проявляется в междуречье Лены и Амги [Морфоструктурный анализ..., 1979].

Долины основных притоков р. Лютэнкэ спрямлены и ориентированы субмеридионально (см. рис. 13, б). Прямолинейность и параллельность долин на значительных участках позволяют предполо-

жить, что они заложены по зонам повышенной трещиноватости или разрывным нарушениям.

На исследуемой территории можно выделить два главных типа соотношения растительности и рельефа: пологие водоразделы покрыты в основном лесом, в морфологически ровных долинах ручьев, выполненных аллювиальными отложениями, преобладает кустарник. Полевые наблюдения показывают, что участки долин, покрытые кустарником, слегка заболочены, а покрытые лесом – суше и иногда на первые дециметры выше. По данным дешифрирования аэрофотоснимков установлено, что границы между этими двумя типами растительности часто прямолинейны, причем на их продолжениях в лесных массивах иногда наблюдаются прогалины, а среди кустарника – прямолинейные цепочки деревьев (см. рис. 13, в). Подобные ландшафтные линеаменты имеют субмеридиональную, субширотную и диагональные ориентировки. Их прямолинейность, повторяемость на примерно равных расстояниях и субпараллельность позволяют считать, что они отвечают разрывным нарушениям. Разрывная природа линеаментов подтверждена непосредственными наблюдениями – в карьере у дороги обнажается разрыв, смещающий пестроцветные отложения юрского возраста с амплитудой около 2 м. Разрыв находится на продолжении линеамента, выделяемого в долине ручья по смене типа растительности. Замеры трещиноватости в кембрийских известняках показывают, что максимумы субвертикальных трещин соответствуют простиранию линеаментов и образуют лучи субширотного, субмеридионального и диагональных направлений.

Разрывные нарушения в коренных породах, видимо, продолжают развиваться. Они ограничивают блоки, которые, поднимаясь, захватывают маломощные четвертичные отложения в выровненных аккумулятивных долинах ручьев или на пологих склонах. В долинах ручьев, над приподнимающимися блоками, естественно, происходит некоторое относительное (на несколько дециметров) понижение уровня грунтовых вод, и на таких участках растут крупные деревья. Над относительно опущенными блоками аллювиальные отложения переувлажнены, территория заболочена и деревья угнетаются, уступая место кустарнику. Таким образом, линейные границы леса и кустарника показывают наличие развивающихся разрывов в коренных толщах под рыхлым чехлом, а тип растительности определяет знак смещения (см. рис. 13, д).

Используя наблюдения над ландшафтом, можно не только выявить вертикальные движения по небольшим разрывам, но сделать заключения о горизонтальных молодых смещениях по более крупным разрывным нарушениям и о тенденциях к повороту блоков в зоне разрывов. В расположении заболоченных и залесенных участков на правом берегу р. Лютэнкэ наблюдается определенная закономерность. Болота, т.е. области небольшого молодого тектонического опускания, находятся в углах между двумя преобладающими систе-

мами разрывов, определяя зоны растяжения, образующие своеобразный кулисный ряд (см. рис. 13, б). Интерпретировать зоны можно на основе тектонофизической модели поворота блоков (см. рис. 13, г). Зоны растяжения должны возникать даже при самом незначительном повороте блоков между разрывами, причем их расположение подсказывает и направление смещения по разрывам. На рисунке 13, в приведена такая интерпретация горизонтальных смещений по разрывным зонам в долине р. Лютэнкэ, которая позволяет предположить развитие правостороннего сдвига в долине реки, а также тенденцию блоков правобережья к повороту по часовой стрелке. Синхронное коленовидное изгибание правых притоков свидетельствует о наличии длительно развивающегося правого сдвига.

Таким образом, совместный анализ ландшафта и геологической структуры территории позволил выделить зону новейшего (позднеголоценового) сдвига в платфлрменных условиях.

Покажем, как, совместно используя наблюдения над ландшафтами и данные о геологическом строении территории, можно устанавливать развитие не только дизъюнктивных, но и пликативных структур и их сочетаний [Зыков, 1993; 1997а].

Работы были проведены на Керченском и Таманском полуостровах, где имеются складчатые структуры. Складки осложняют толщи глин верхнепалеоген-плиоценового возраста и имеют брахиморфный облик. Антиклинали выражены в рельефе положительными формами за счет бронирующих прослоев известняков и песчаников, часть синклиналей маркируется депрессиями, несущими озерные ванны, что свидетельствует об их развитии. Сопряженные антиклинальные и синклинальные структуры являются перекошенными, асимметричными, и находятся в тесной парагенетической взаимосвязи с надвигами и сдвигами [Казанцев, 1982]. Анализ разрезов, полученных по данным бурения в депрессиях, показал, что области осадконакопления за четвертичное время закономерно и однонаправленно смещались, как бы соскальзывая с пологого крыла антиклинали (рис. 14). Данный факт указывает на продолжающееся развитие структуры, при котором происходит не только прогибание синклинали, но и перекашивание сопряженной пары синклиналь-антиклиналь. Можно предположить, что это явление связано с развитием региональных надвигов, расположенных под складками.

Антиклинальные складки, имеющие бронирующие прослои, обычно выражены в рельефе эллипсоидными грядами, которые окружают расположенные в апикальной части денудационные депрессии. В пределах этих депрессий, в их центральных частях, нередко наблюдаются небольшие поднятия, сложенные непрочными глинистыми породами и по простиранию совпадающие с шарниром складок. Форма поднятий обычно подчеркивается гидросетью: ручьи, запруды и озера как бы расходятся от него в стороны (рис. 15). Существование

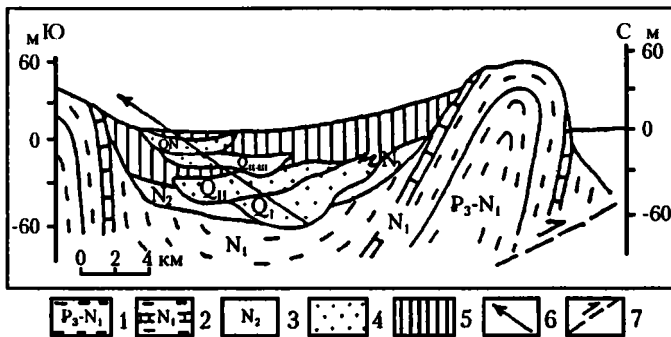


Рис. 14. Четвертичный перекос складчатых структур

1 – глинистые толщи майкопской серии; 2 – глинисто-мергелистые толщи миоцена с бронирующими прослоями известняков чокракского горизонта; 3 – песчано-глинистые толщи киммерийского яруса; 4 – озерно-лагунные четвертичные отложения; 5 – континентальные пролювиальные отложения; 6 – направление миграции водного бассейна; 7 – надвиг

подобной положительной морфоструктуры в условиях непрочных глинистых толщ является геоморфологически аномальным. Ее существование трудно объяснить без привлечения локального поднятия, что может быть связано только с продолжающимся изгибанием и ростом всей антиклинальной складки.

Все вышеизложенные примеры новейшего развития структур и структурных парагенезов имеют модельное значение и показывают принципиальную возможность выявлять новейшие объемные деформации земной коры в районах со сравнительно невысокой неотектонической активностью.

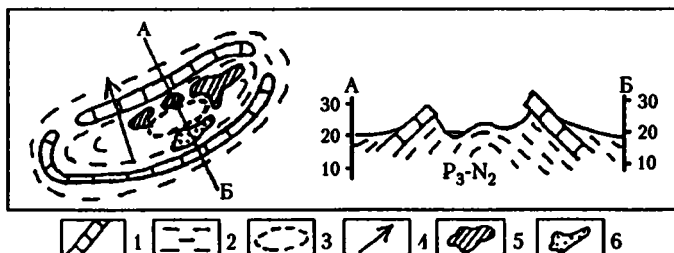


Рис. 15. Миграция водоемов от растущего в центре антиклинальной складки поднятия

1 – бронирующие прослои известняков и песчаников; 2 – глинистые толщи; 3 – контуры растущего ядра; 4 – направление перекоса структуры; 5, 6 – водоемы: 5 – полноводные, 6 – пересыхающие

Глава 4

Новейшая тектоническая подвижность Северо-Карельской зоны

Как уже отмечалось выше, Северо-Карельская зона имеет в плане форму дуги, обращенной выпуклой стороной к северу. Для удобства привязки отдельных участков работ к общей структуре зоны она искусственно разделена на несколько частей, названных с использованием терминологии, предложенной М.Л. Коппом [1997] для тектонически сравнительно активных районов. Под центральной частью зоны подразумевается район Кукасозерской синклинали, расположенный в самой северной части дуги (см. рис. 3). Под западным флангом зоны подразумевается район западнее Кукасозерской структуры (Паанаярвинская синклиналь, Ковдозерский разрыв и шовная зона, соединяющая Кукасозерскую и Паанаярвинскую структуры). Под восточным флангом – район восточнее замыкания Кукасозерской синклинали.

Западный фланг дуги Северо-Карельской зоны. Левосдвиговые деформации

На западе исследуемой территории наиболее значимой структурой является Ковдозерский разрыв, который в новейшее время отчетливо разделяет крупные блоки земной коры с разными вертикальным амплитудам неотектонических движений (см. рис. 3 и 8) [Лукашев, 1976; Карта новейшей тектоники..., 1980; Карта геоморфолого-неотектонического районирования..., 1980].

Нами исследовалось продолжение Ковдозерского разрыва юго-восточнее озера Паанаярви (рис. 16, а). Геологическое строение участка детально изложено в работе Ю.И. Сыстры [1991]. Основной особенностью строения территории является широкое распространение метаморфизованных теригенно-вулканогенных пород нижнепротерозойского возраста, смятых в складки с крутыми падениями на крыльях и с погружениями шарниров в северо-восточном направлении. С юга протерозойские толщи граничат с гранито-гнейсами

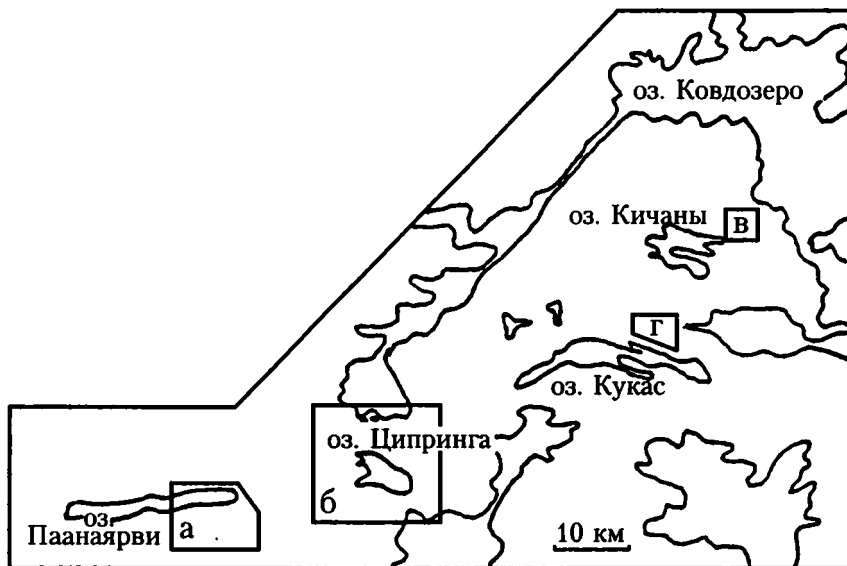


Рис. 16. Схема расположения участков работ в обрамлении Кукасозерской структуры

а – восточная часть оз. Паанаярви; б – участок у оз. Ципринга; в – участок у оз. Кичаны; г – участок в районе оз. Васьякярви на северо-восточном обрамлении оз. Кукас

архейского возраста, в районе контакта картируются интрузивные тела от ультраосновного до кислого состава. Разрывные нарушения группируются в две основные системы. Одни, находящиеся на продолжении Ковдозерского разрыва, имеют северо-восточное простирание; другие – от северо-западного до субширотного (рис. 17, б).

Анализ ландшафтных особенностей территории позволил выделить признаки новейшей и позднеголоценовой активизации разрывных структур (см. рис. 17, а), выраженных на аэрофотоснимках в виде линеаментов. Рассмотрим подробнее деформации, наблюдаемые вдоль продолжения Ковдозерской структуры и секущих его разрывов.

Линеамент северо-западного простирания (секущее по отношению к Ковдозерской структуре), имеющий в пределах исследуемого участка длину около 6 км, на большей своей части совпадает с разрывным нарушением правосдвигового типа, показанного на геологических картах. Вдоль этой структуры наблюдается геоморфологическая аномалия – повторяющееся, однонаправленное, коленивидное смещение элементов рельефа. Можно выделить смещение двух долин ручьев, бессточной заболоченной долины и уступа рельефа. Амплитуды смещения от 100 до 500 м, и в целом совпадают с амплитудами смещения геологических границ. Подобные совпадения и огромные амплитуды, кажется,

позволяют объяснить геоморфологические особенности линеймента препарировкой древней структуры, однако можно привести доводы в пользу новейшей активизации разрыва: 1) сдвигов, выделяемых по смещению геологических границ, на окружающих территориях много, однако коленовидное смещение долин – большая редкость; 2) линеймент обладает повышенной контрастностью фотоизображения, т.е. хорошо проработан в рельефе, что является косвенным свидетельством его активизации. Значительные амплитуды смещения можно

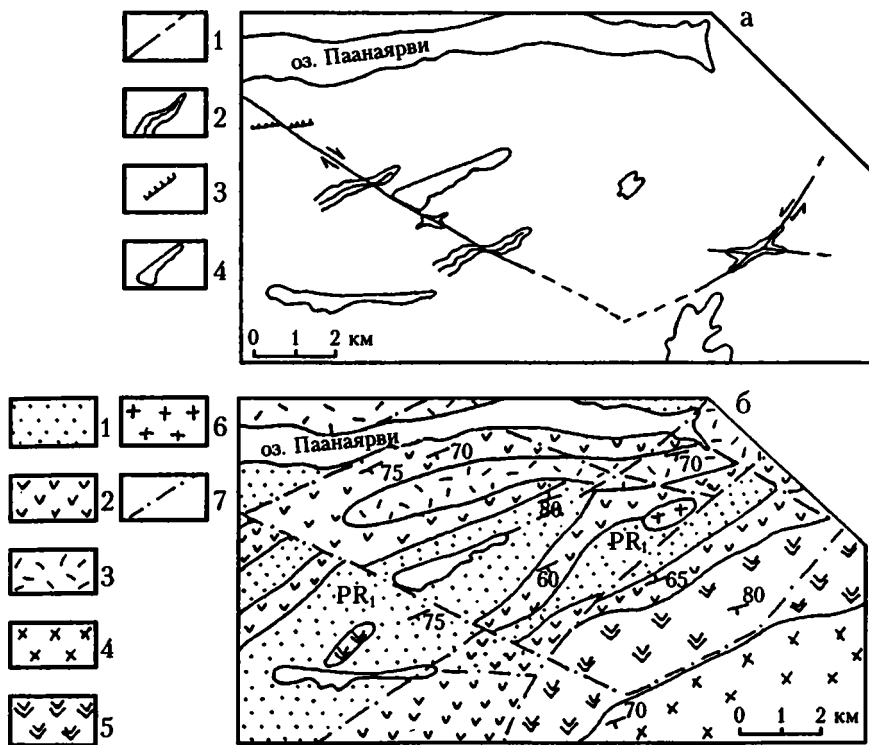


Рис. 17. Сдвиговые деформации в районе восточной части оз. Паанаярви

а – фрагмент схемы дешифрирования аэрофотоснимка, отражающий ландшафтные особенности только тех линейментов, которые имеют признаки сдвига: 1 – линейменты, проявленные в виде тонких контрастных швов; 2 – заболоченные долины ручьев; 3 – уступы рельефа; 4 – озера

б – геологическая схема исследуемого участка (по Ю.И. Сыстре [1991], с небольшими изменениями): 1 – атулийские осадочно-вулканогенные толщи; 2 – сумийские андезито-базальты; 3 – сумийские кислые вулканиты; 4 – граносиениты; 5 – расслоенные перидотит-габро-норитовые интрузии; 6 – гранитизированные гнейсы архея; 7 – разрывные нарушения

объяснить длительным развитием разрыва в пределах новейшего этапа. Для понимания масштабов структуры необходимо учитывать, что описываемое нарушение находится на продолжении прямолинейных участков побережий крупнейших в Северной Карелии озер – Топоозера и Пяозера. Образуемый этими бережьями своеобразный линеймент тянется более чем на 100 км.

Другой информативный линеймент (см. рис. 17, а) имеет северо-восточное простирание и находится на продолжении Ковдозерского разрыва. Он имеет слегка изогнутую форму и на геологической карте отвечает границе между массивами ультраосновных пород и гранитов. В пределах исследуемого участка данный линеймент пересекается с линейментом субширотного простирания. В этом месте тонкие швы линейментов, проходящие по днищам долин, входят в заболоченное пространство между возвышенностями, где читаются по аэрофотоснимкам в виде тонких прямолинейных ниточек ручьев. В районе сочленения линеймент субширотного простирания образует коленовидный изгиб с амплитудой более 100 м. Учитывая, что линеймент северо-восточного простирания расположен на продолжении Ковдозерского разрыва и, видимо, имеет разрывную природу, можно объяснить коленовидный изгиб субширотного линеймента левым новейшим смещением по разрыву северо-восточного простирания. Полевые пересечения в данном месте показали ландшафтные признаки молодой активности этого разрыва. Ручей, маркирующий шов разрыва (линеймент на снимке), протекает по центральной части заболоченного выровненного днища долины, имеющей в этом месте ширину около 100 м, и делит ее в ландшафтном отношении на две разные части. С одной стороны, заболоченное пространство напоминает футбольное поле и поросло только влаголюбивой травой, с другой, преобладает грядово-кустарничковая растительность и растут небольшие сосны и березы. Подобное различие в растительности связано с положением уровня грунтовых вод и объясняется незначительными блоковыми движениями в коренных толщах днища долины [Зыков, 1991].

Приведенные выше наблюдения дают возможность дать обоснование левосдвиговой компоненте юго-западной части Ковдозерского разрыва в месте его слияния с шовно-разрывной структурой, образующей западный фланг дуги Северо-Карельской зоны.

Рядом с местом схождения Ковдозерского разрыва и шовной зоны, расположенной между Кукаозерской и Паанаярвинской структурами, располагается массив ультраосновных пород, который обобщенно можно назвать Ципрингским по одноименному озеру (рис. 18; см. рис. 16, б). Массив имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму и длину около 18 км при более чем в два раза меньшей ширине и состоит, видимо, из нескольких близрасположенных более мелких массивов. Контакты массивов секущие отно-

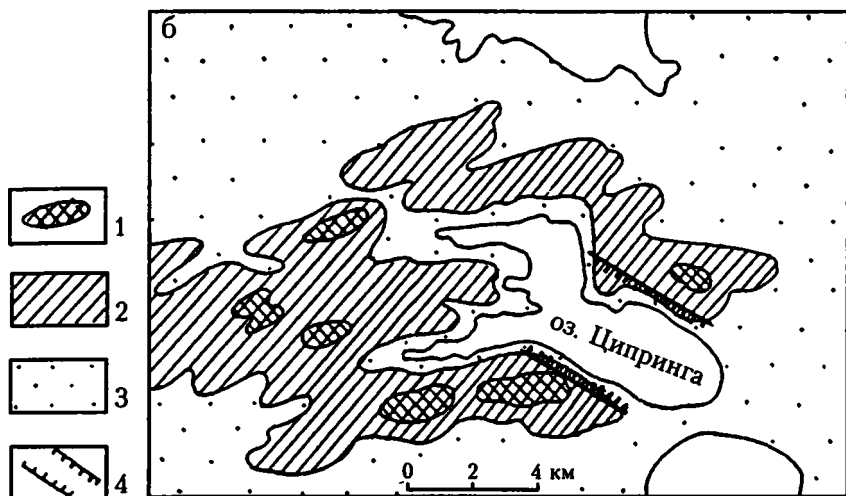
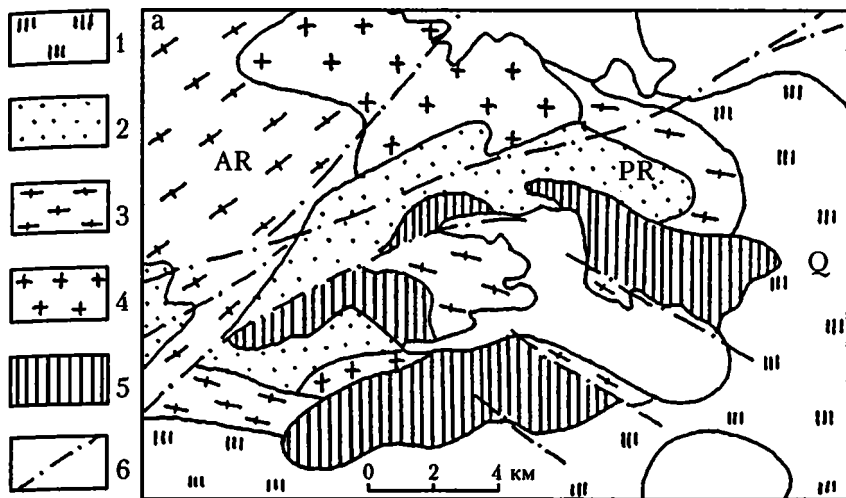


Рис. 18. Ципрингский грабен в массиве ультраосновных пород
 а – схема геологического строения района оз. Ципринга (по Ю.Й. Сыстре [1991], с упрощениями): 1 – относительно мощный покров преимущественно флювиогляциальных толщ голоценового возраста; 2 – вулканогенно-осадочные толщи нижнего протерозоя; 3 – архейские гранито-гнейсы; 4 – гранитоиды; 5 – ультраосновные интрузивные породы; 6 – разрывные нарушения
 б – гипсометрическая схема района: 1 – наиболее приподнятые участки рельефа, выше горизонтали 300 м; 2 – возвышенности, ооконтуренные по подножию, на высоте примерно 150–200 м; 3 – долинные участки относительно выровненного рельефа, располагающиеся на высоте примерно 100–150 м и менее; 4 – обрывистые приразрывные борта Ципрингского грабена

сительно вмещающих толщ, предположительно субвертикальные и немного сходятся на глубине [Сыстра, 1991]. Вмещающими породами являются, в основном, гранито-гнейсы архейского возраста и терригенно-вулканогенные толщи протерозойского возраста, имеющие сравнительно крутое падение. Его северо-западная, параллельная Ковдозерскому разрыву часть тектонизирована. В рельефе массив выражен серией возвышенностей, превышающих окружающую равнину на 250–300 м и более. В северо-восточной части массива расположена депрессия оз. Ципринга. Она вытянута в поперечном массиву направлении и имеет, без учета заливов, длину около 8 км. Берега озера на значительном протяжении обрывисты, прямолинейны в плане и примерно параллельны. По данным геологического картирования, вдоль берегов расположены разрывные нарушения, которые и обуславливают их прямолинейную форму. Дно озера расположено на архейских гранито-гнейсах, отличается по прочности от окружающих возвышенностей, сложенных интрузивными породами, и подвергалось селективной денудации (включая экзарацию). Однако можно привести доводы и в пользу присутствия неотектонической компоненты в образовании возвышенностей на месте интрузивных ультраосновных пород и депрессии между ними. Вся северо-западная часть интрузива сильно тектонизирована и деформирована, но при этом образует положительные формы рельефа относительно гранито-гнейсов. Подобную геоморфологическую аномалию можно объяснить поднятием всего массива. Ципрингская депрессия имеет в своей широкой части грабеновидный облик за счет прямолинейных обрывистых берегов, обусловленных разрывами. Факт ее присутствия в пределах прочных гранито-гнейсов именно в этом месте заставляет предположить наличие локальных причин в образовании этой депрессии. Учитывая ее грабеновидную форму и сравнительную прочность подстилающих толщ, можно связать образование депрессии с существованием области локального растяжения и, соответственно, опускания или усиленной экзарационной препарировки. Наличие новейшего грабена поперек массива ультраосновных пород видимо свидетельствует о растяжении массива вдоль длинной оси, наиболее явной причиной которого является тектоническая активность Ковдозерского разрыва и объемные деформации горных масс в его крыльях.

Восточный фланг дуги Северо-Карельской зоны. Правосдвиговые деформации

Восточный фланг дуги Северо-Карельской зоны образован сетью разрывных нарушений северо-западного простирания, из которых самой значительной является шовно-разрывная зона, отходящая от

Северо-Карельской складчатой зоны в юго-восточном направлении. На обзорных геологических схемах она интерпретируется как праводвиговая [Минц и др., 1996].

В районе этой зоны, в 10 км северо-восточнее оз. Кукас, расположено оз. Верхнее Кичаны (см. рис. 16, в), имеющее размеры 4x10 км и состоящее из нескольких дуговидных ванн, вытянутых от северо-западного до субширотного направлений. Район сложен гранито-гнейсами и осадочно-вулканогенными породами архейского возраста, сланцеватость которых образует сложную складчатую структуру. Разрывные нарушения образуют системы северо-западного и северо-восточного направлений. Примерно в 4 км восточнее озера проходит зона разрывов северо-западного простирания, протяженность которого составляет несколько десятков километров [Сыстра, 1991]. Наиболее восточный из них сечет гранито-гнейсы и проходит по всхолмленной, заболоченной равнине, имеющей незначительные перепады высот (рис. 19). В рельефе разрыв прослеживается в виде

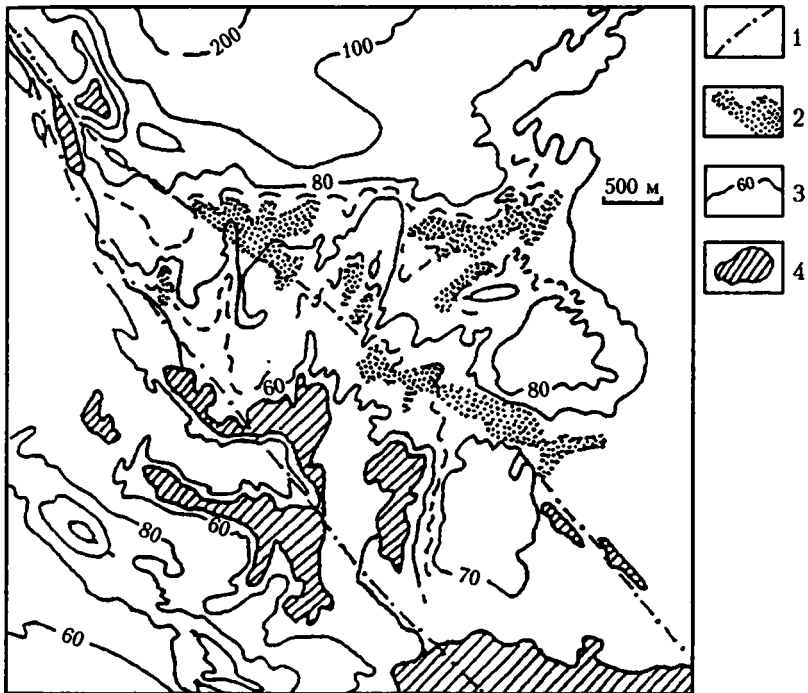


Рис. 19. Выявление активных разрывов в районе оз. Кичаны по наличию прямолинейных границ разного типа растительности
1 – установленные разрывные нарушения; 2 – границы болотной растительности; 3 – изогипсы рельефа, м; 4 – озера

слабо изогнутого линеамента, который обусловлен мелкими вытянутыми озерами и прямолинейными водотоками ручьев. Северо-западнее разрыв выражен в виде прямолинейного шва, разделяющего на протяжении около 2 км заболоченную и залесенную территории. Изолинии высот, взятые с топокарты масштаба 1:50 000, отчетливо пересекают границу линеамента – разрыва, разделяющего области разного типа растительности.

На аэрофотоснимках, сделанных над территорией Карелии, можно часто наблюдать прямолинейные границы лесной и болотной растительности. На местности данное явление обычно соответствует границе ровного уровня болот и скалистых возвышенностей, на которых и растет лес. Прямолинейность раздела обусловлена в таких случаях препарируемыми системами трещиноватости, что хорошо видно в обнажениях. В данном случае линеament – разрыв и соответствующая ему прямолинейная граница разного типа растительности сечет формы пологого заболоченного рельефа. Как показано на участках специальных детальных исследований (см. методическую главу), прямолинейные границы растительности на заболоченных пространствах маркируют участки изменения глубины залегания уровня грунтовых вод и соответствующей реакции корневой системы растений. Это может быть объяснено незначительными блоковыми субвертикальными движениями по разрывам в подстилающих коренных толщах [Зыков, 1991]. Соответственно, получают обоснование голоценовая и даже современная активность крупного разрыва на восточном фланге Северо-Карельской зоны, выражающаяся в вертикальных движениях.

В нескольких километрах северо-восточнее Кукаозерской синклинали, в пределах беломорид, лопийские осадочно-вулканогенные метаморфизованные образования формируют антиклиналь с шарниром, погружающимся в запад-северо-западном направлении. Складка асимметрична, с более крутыми падениями на северо-восточном крыле, которое срезано разрывом. Антиклиналь осложнена многочисленными складками более высоких порядков с падениями на крыльях от 10 до 50°. С юга ядро складки обрамлено андезито-базальтами сумия, с севера оно по разлому контактирует с гнейсами беломорской серии. В зоне, соответствующей шарниру складки первого порядка, находится цепочка озер общей длиной около 10 км, которые расположены как бы кулисно относительно друг друга (рис. 20; см. рис. 16, г). Все озера слегка вытянуты в северо-западном направлении, их размеры по длинной оси составляют от первых сотен метров до 2 км. Поскольку днища и окружающие депрессии территории сложены одними и теми же породами, невозможно объяснить появление депрессий селективной препарировкой разных по прочности пород. Удлинение озер является секущим по отношению к субширотному движению ледника и может совпадать или не совпадать

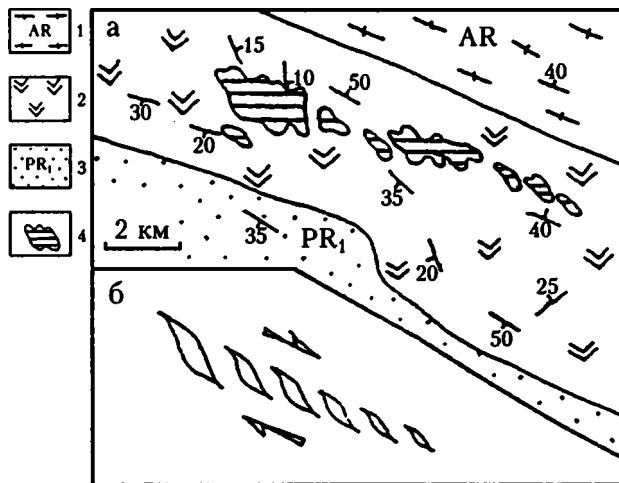


Рис. 20. Кулисное расположение озерных депрессий, маркирующих предполагаемую новейшую сдвиговую зону

а – расположение озер относительно геологической структуры: 1 – гранито-гнейсы архейского возраста; 2 – осадочно-вулканогенные образования; 3 – адезито-базальты сумия; 4 – депрессии, заполненные озерами

б – тектонофизическая модель

с простираем сланцеватости, являющейся в данном месте основной структурной неоднородностью. Все эти факты, а также закономерности взаимного расположения озер (постепенное убывание размеров депрессий и, соответственно, расстояний между ними в юго-восточном направлении) позволяют предположить эндогенную причину их образования. Кулисное расположение депрессий, заполненных озерами, в апикальной части антиклинальной складки указывает на наличие зон растяжения, связанных с объемной, продольной по отношению к оси складки сдвиговой деформации горных масс. Вся структура в целом имеет запад-северо-западное простираем, отвечает новейшему правому сдвигу в коренных толщах и по своему положению может быть соотнесена с восточным флангом Северо-Карельской зоны.

Существует тектонофизическое обоснование появления подобных морфоструктур. В случае, когда сдвиговые деформации охватывают объемы горных масс, они могут до возникновения магистральной трещины сопровождаться возникновением зон растяжения и сопутствующих им кулисных трещин отрыва. Подобные явления неоднократно моделировались и встречались в природе в виде кулисно расположенных жил [Гзофский, 1975; Белоусов, 1985]. В масштабе больших территорий узлы растяжения проявляются

в виде бассейнов, расположенных в районах крупных сдвигов, и в виде провалов в местах дислокационных палеосейсмодеформаций [Лукьянов, 1963].

Центральная часть дуги Северо-Карельской зоны. Новейшее надвигание в северном направлении

Признаки неотектонической активизации геологической структуры можно наблюдать во фронтальной части выгнутой в северном направлении дуги Северо-Карельской зоны. Как было отмечено выше, метаморфизованные породы протерозоя в пределах собственно синклиналей зоны, в основном, круто падают в южных румбах. Преобладающее аналогичное падение, несмотря на осложняющие складчатые структуры, имеет и сланцеватость вмещающих гранито-гнейсов архейского возраста южнее зоны. Результаты геологического картирования показывают, что как в пределах зоны, так и несколько севернее, существуют надвиги, по которым породы надвинуты в северном направлении [Петров, 1970; Войтович, 1975; Баржицкий, 1988]. Выявленные структурные особенности строения зоны и ее ближайшего обрамления претерпевают существенные изменения в северном направлении. Как показывают геологические исследования, в области развития беломорид, уже в нескольких километрах севернее зоны, начинают преобладать складчатые структуры, а затем падение сланцеватости происходит преимущественно уже в северном и северо-восточном направлении [Шуркин и др., 1962]. Такие же падения имеют и надвиговые структуры, развитые в данных толщах. Глубинное геофизическое сейсмическое профилирование, пересекающее всю Восточную Фенноскандию по субмеридиональному направлению [Шаров, 1993], подтверждает закономерности, выявленные в результате геологического картирования. Севернее Северо-Карельской зоны отражающие площадки падают к северу, а южнее – к югу. Можно сделать следующую интерпретацию строения района Северо-Карельской зоны на глубину: в этом районе в верхней части земной коры имеет место козырьковое надвигание пород зоны на беломориды в общем северном направлении.

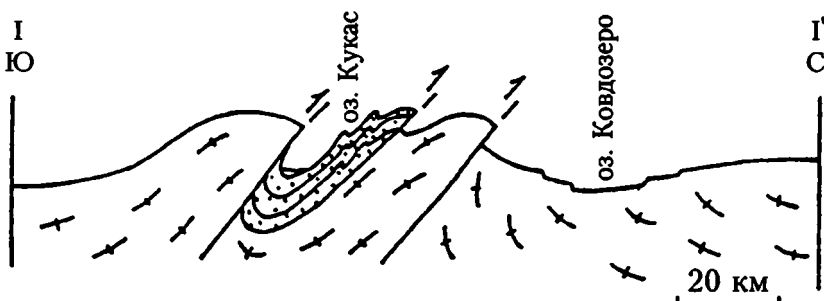
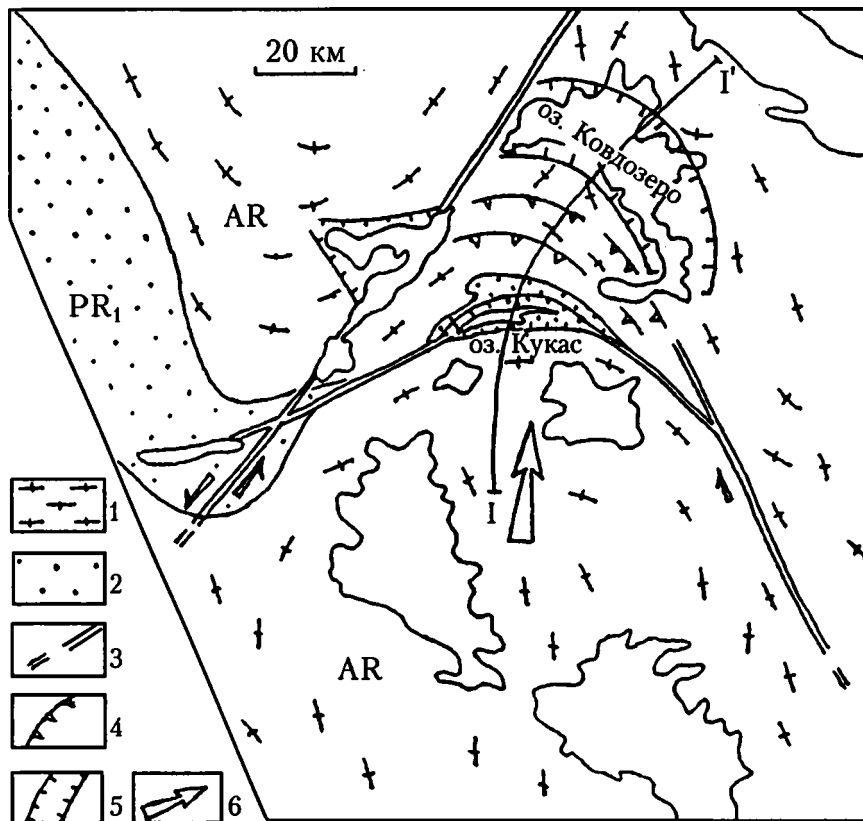
Примерно в 30 км севернее Северо-Карельской зоны, в пределах беломорид, располагается прогиб, заполненный водами оз. Ковдозеро (рис. 21). Берега озера, изрезанные и неровные, судя по дистанционным данным, обусловлены препарировкой трещинной сети и сланцеватости кристаллических толщ. Однако в целом депрессия имеет вытянутую изогнутую форму, при размерах примерно

50x15 км. Геологические материалы показывают относительную однородность толщ, подстилающих озеро и расположенных на окружающих территориях. Генерализованная форма озера в плане является секущей по отношению к направлению движения ледника и структурным неоднородностям (в основном, сланцеватости), подчеркивающим складчатую структуру кристаллических пород. Видимо, озерная ванна не связана с избирательной денудацией и в ее образовании участвовала неотектоническая составляющая. Необходимо отметить, что прогиб оз. Ковдозеро генерализованно повторяет контуры надвигового фронта, ограничивающего Северо-Карельскую зону с севера, хотя и находится на значительном расстоянии от него. Создается впечатление, что депрессия “чувствует” надвиговый фронт на расстоянии, опосредованно. Исследования, проведенные в тектонически активных районах, позволяют понять, каким образом данная взаимосвязь может возникнуть.

В районах высокой неотектонической активности широко известны факты образования преднадвиговых депрессий в сравнительно жестких коренных породах [Костенко, 1972]. Подобное имеет место, когда подъем геологического субстрата в едином парагенезе компенсируется прогибанием. Самыми простейшими являются случаи, когда происходит совместное развитие наклонных антиклинальной и синклинальной складок [Спенсер, 1981; Николая, 1992]. Образуются срыв и надвигание антиклинали на депрессию, маркирующую развивающуюся синклиналь [Де Ситтер, 1960; Cassano et al., 1990]. В еще более крупных масштабах отмечаются развитие и миграция древних и новейших прогибов перед фронтами надвигающихся горных сооружений [Хаин, 1984; Несмеянов, 1991; и др.] В приповерхностных условиях, при наличии сравнительно жестких пород, в процессе образования преднадвиговой синклинали может участвовать фактор коробления пород [Lebel et al., 1996] (рис. 22 и 23).

Таким образом, в районе Северо-Карельской зоны наблюдается своеобразный морфоструктурный парагенез, включающий левый сдвиг на левом фланге, правый сдвиг на правом фланге и надвиги во фронтальной части. В целом, массив пород, включающих Северо-Карельскую зону, образует своеобразный клин, сужающейся частью направленный в общем северном направлении.

Примеры структурно-кинематического развития крупных клиновидных структур земной коры (ороклинов) в тектонически сравнительно более активных районах (Альпийско-Гималайский пояс) подробно разобраны М.Л. Коппом [1994, 1997]. Моделирование подобных структур отражено в работе Ю.А. Морозова и Т.М. Гептнер [1997], которые не только показали последовательность структурообразования, но и описали надвиги и преднадвиговые депрессии на поверхности модели, возникающие в условиях сплющивания клиновидной структуры.



Глубинное геологическое строение позволяет реализовать подобной модели развития в районе Северо-Карельской зоны. Образование прогиба перед надвиговым фронтом в пределах щита является свидетельством продолжающихся процессов горизонтальных перемещений горных масс региона.



Рис. 21. Обобщенная схема геологического строения района Северо-Карельской зоны, отражающая наличие своеобразного дуговидного “клина” карелид среди пород беломорского мегаблока. Неотектоническая депрессия оз. Ковдозеро сечет сланцеватость вмещающих толщ и примерно повторяет надвиговой фронт перед Северо-Карельской зоной. На разрезе – предполагаемое глубинное строение в районе Северо-Карельской зоны, отражающее козырьковое надвижение Карельского мегаблока на Беломорский и развитие преднадвиговой депрессии оз. Ковдозеро

1 – области преимущественного распространения гранито-гнейсов архейского возраста; 2 – преимущественно вулканогенно-осадочные породы протерозойского возраста; 3 – основные разрывы сдвиговой природы; 4 – взбросо-надвиги; 5 – основные неотектонические депрессии; 6 – направление новейшего движения масс пород

Рассмотренные морфоструктуры являются для исследованного района крупными, региональными, и образуют своеобразную раму для дуги Северо-Карельской зоны. В процессе работ в пределах самой зоны и ее ближайшего обрамления были выделены многочисленные более мелкие морфоструктуры и их парагенезы, которые будут рассмотрены ниже по отдельным участкам зоны.

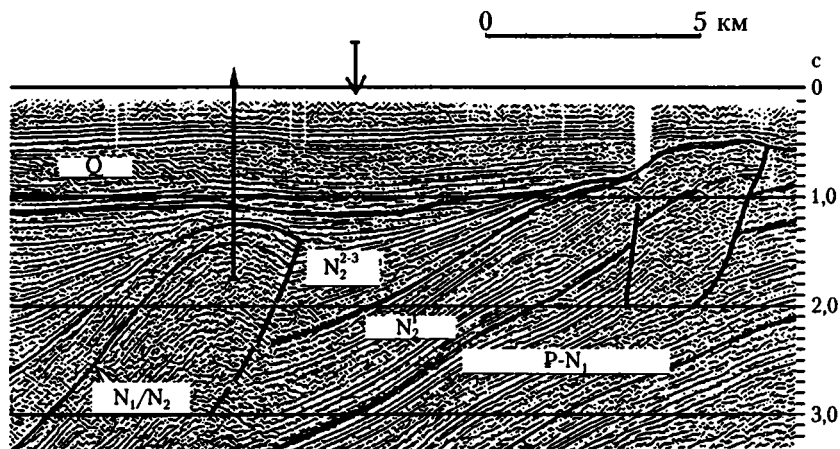


Рис. 22. Образование преднадвиговой депрессии в кластических толщах палеоген-неогенового возраста и отражение этой структуры в вышележащих четвертичных толщах. Межгорный прогиб р. По, Италия. Сейсмостратиграфический профиль [Bally, 1993]

Стрелка показывает преднадвиговую депрессию

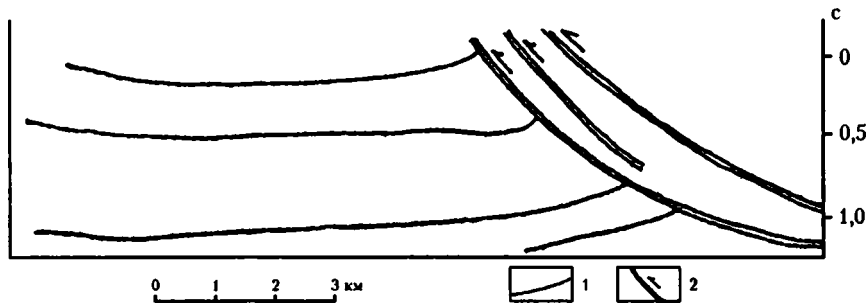


Рис. 23. Образование преднадвиговой синклинали за счет коробления в относительно жестких песчаниках и углях мезозойского возраста. Канадские Кордильеры. Показаны основные отражающие поверхности. Сейсмостратиграфический профиль [Lebel et al., 1996]

1 – границы сейсмостратиграфических последовательностей; 2 – надвиги

Особенности новейшей тектоники района Кукасозерской синклинали. Общие закономерности новейшего развития

Результаты анализа топографических карт и космических снимков показывают отчетливое блоковое строение территории. Непосредственно для района зоны было произведено генерализованное картирование контуров основных возвышенностей, которое позволило установить характер выраженных в рельефе блоков земной коры (рис. 24, б). Сравнение схемы блоков с геологическими картами (рис. 24, а), отражающими структуру и литологию пород, и с имеющимися сведениями о субширотном направлении движения ледника (установленным по обнаруженным экзарационным бороздам), позволяют сформулировать следующие общие закономерности геоморфологического строения этой части зоны: 1) многие возвышенности имеют эллипсовидно-линзовидную форму, что отмечено еще Г.С. Бискэ [1958], и ось их удлинения в большинстве случаев примерно повторяет контуры дуги Кукасозерской структуры; 2) возвышенности, сложенные примерно одинаковыми по структурным и прочностным свойствам породами, могут, находясь в близком соседстве и при одинаковой экспозиции к направлению движения ледника, иметь значительную различающуюся высоты; 3) в пределах эллипсовидных гряд, вытянутых примерно вдоль оси зоны, наблюдаются поперечные депрессии, имеющие грабенвидный облик за счет обрывистых, неровных в плане границ; подобные депрессии в плане образуют своеобразный веер, лучи которого расположены по радиусам дуги Кукасозерской струк-

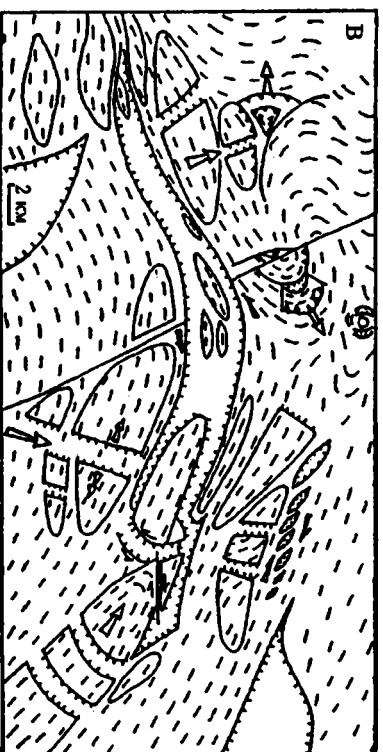
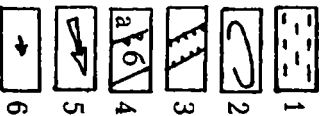
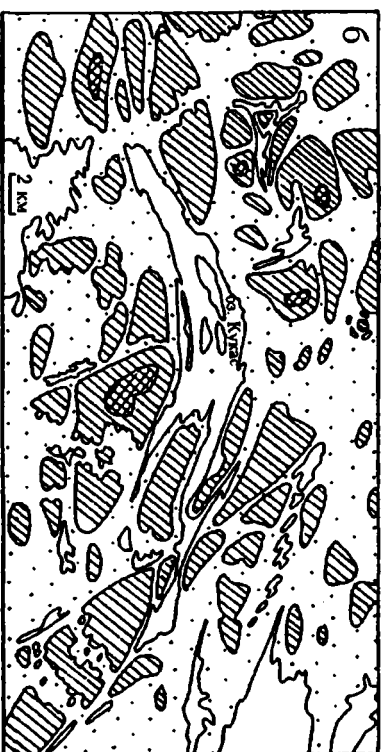
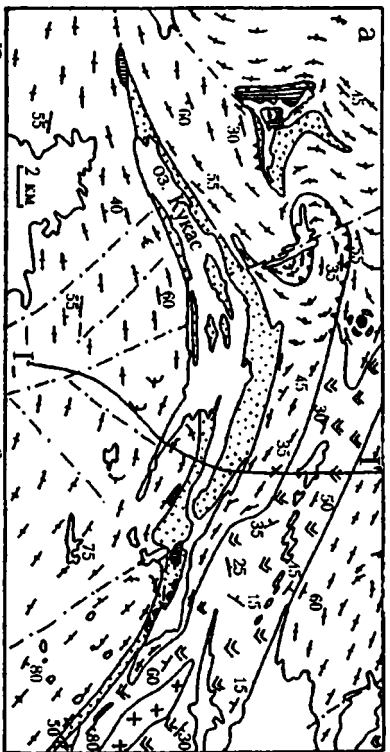
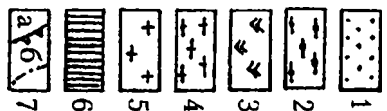
туры; грабеновидные депрессии не связаны с препарировкой литологически менее прочных пород, находясь в пределах гряд с достаточно однородным геологическим строением; направления простираций депрессий располагаются под разными углами к направлению движения ледника, т.е. образование депрессий не может быть объяснено только экзарацией.

Сделанные наблюдения подтверждают возможность проявления новейших тектонических движений на данном участке. Наиболее интересную интерпретацию можно дать эллипсовидному характеру возвышенностей. Известно, что в зонах сдвига трещины стремятся замкнуться друг на друга, выкалывая объемные блоки линзовидной формы [Reading, 1980; Расцветаев, 1980; Woodcock, Fisher, 1986; Shimamoto, 1989; Шерман и др., 1983; Николая, 1992]. В дальнейшем, при развитии сдвига, блоки начинают, раскалываясь, двигаться друг относительно друга. Возможно предположить, что в некоторых случаях линзовидная форма возвышенностей обусловлена именно проявлением процессов сдвигания, имеющих новейший возраст. Попытка обосновать данное явление на детальном участке была произведена в процессе полевых работ в восточной части Кукасозерской структуры.

Восточная часть Кукасозерской структуры. Взаимные латеральные перемещения блоков земной коры

Исследуемый участок располагается на востоке оз. Кукас (рис. 25, а). Для него составлена схематическая карта блоковой делимости территории масштаба 1:50 000. Она отражает основные градации высот и показывает формы рельефа, которые обуславливают границы блоков – возвышенностей (рис. 26 и 27). На полученной схеме видны фрагменты крупных эллипсовидных гряд, имеющих в данном масштабе более сложные границы и блоковое внутреннее строение. Сравнение с геологической картой позволяет выявить структурно-обусловленные границы рельефа, которые могут быть увязаны как с процессами препарировки разных по литологии толщ, так и с неотектоническим подновлением, и границы рельефа, явно наложенные на древнюю структуру. На предлагаемой схеме буквами А, Б, и В выделены три гряды.

Гряда А образует полуостров на оз. Кукас, вытянута в запад-северо-западном направлении и имеет размеры примерно 7х2 км. Она образована сложнодислоцированным комплексом метаморфических пород архейского и протерозойского возраста, имеющими преобладающее падение сланцеватости к юго-западу. В рельефе гряда распадается на несколько возвышенностей, превышение которых над озером более 150 м. Форма возвышенностей в плане в



←

Рис. 24. Структурно-кинематическая схема новейшего развития центральной части Северо-Карельской зоны

а – схема геологического строения (по Ю.Й. Сыстре [1991], с упрощениями): 1 – терригенно-вулканогенные толщи ятулия и людиковия; 2 – андезито-базальты сумия; 3 – осадочно-вулканогенные образования архея; 4 – гранито-гнейсы архея; 5 – архейские гранодиориты; 6 – ультрабазиты; 7 – разрывные нарушения: а – взбросы и надвиги, б – сдвиги и сбросы

б – схема основных особенностей новейшей блоковой делимости исследуемого района: 1 – вершины приподнятых блоков с абсолютными высотами более 300 м; 2 – приподнятые блоки (высоты 200–300 м); 3 – относительно опущенные участки земной коры, высоты менее 200 м

в – структурно-кинематическая схема новейшего развития: 1 – сланцеватость коренных толщ; 2 – контуры линзовидных и куполовидных новейших блоков; 3 – тектонически обусловленные депрессии; 4 – основные разрывные нарушения: а – взбросы и надвиги, б – сдвиги; 5, 6 – направления: 5 – перемещения масс; 6 – перекоса блоков

целом отражает рисунок имеющихся геологических неоднородностей и сеть трещиноватости. Форма гряды на юго-западном, северо-восточном и северо-западном ее обрамлениях подчинена простираю сланцеватости и разрывных нарушений и может быть объяснена препарировкой субстрата. Не подчиняется подобной закономерности восточное замыкание этой морфоструктуры, генерализованно представляющее собой дугу из депрессий, заполненных озерами. Дуга имеет общее субмеридиональное простираение, выгнута

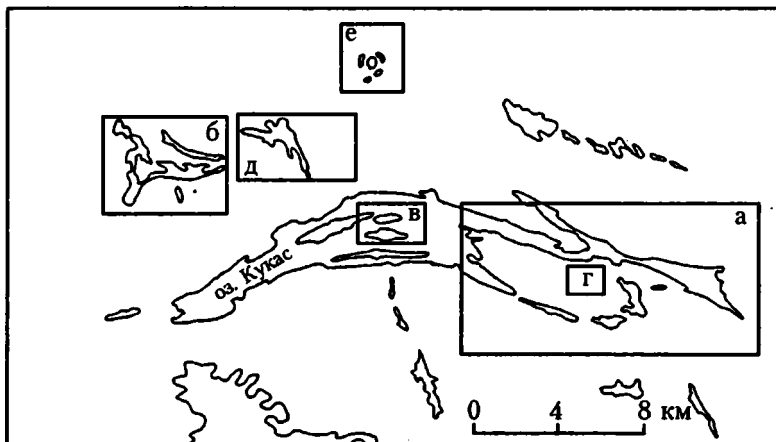


Рис. 25. Схема расположения участков детальных работ в районе оз. Кукас (Кукасозерская структура Северо-Карельской зоны)

а – участок Восточный Кукас; б – участок оз. Ханкусъярви; в – острова-будины в центральной части оз. Кукас; г – линзовидный блок в шовной сдвиговой зоне; д – участок Кужъярви; е – протрузия

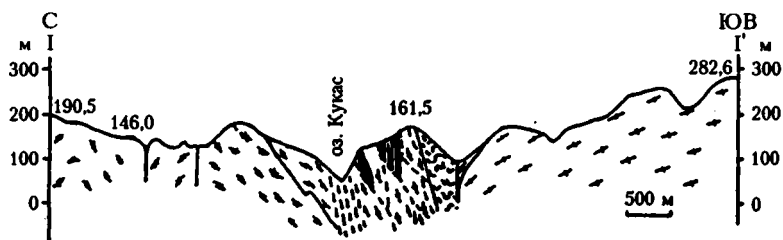
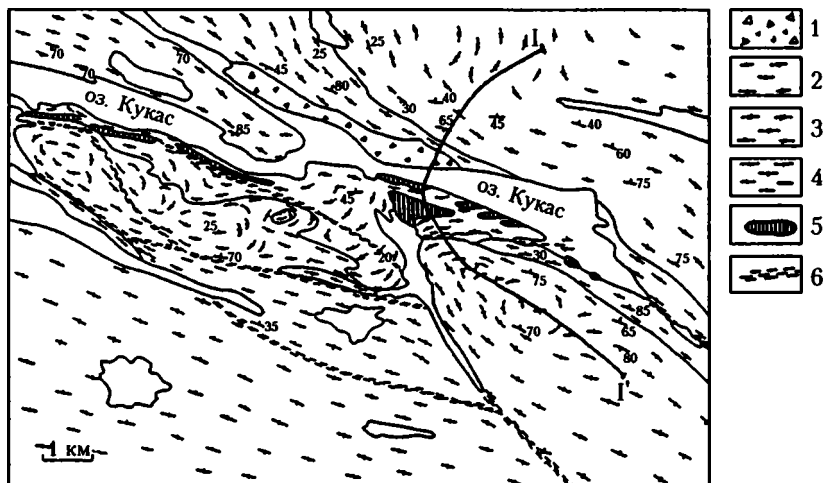


Рис. 26. Схема геологического строения участка Восточный Кукас (с использованием материалов С.Ю. Колодяжного с упрощениями)

1 – участки широкого развития коллювиальных отложений; 2 – терригенно-вулканогенные толщи ятулия и людиковия; 3 – осадочно-вулканогенные образования архея; 4 – гранито-гнейсы архея; 5 – ультрабазиты; 6 – зоны приразрывного катаклаза

в восточном направлении, частично наследует, а частично отчетливо сечет сланцеватость древних пород. Она расположена вкрест субширотному движению ледника и не может быть объяснена селективной экзарацией. Следовательно, дуга из депрессий является неотектоническим образованием. Необходимо подчеркнуть, что она образует одну из сторон эллипсовидного блока, и учесть, что образование подобных блоков характерно для зон объемного сдвига, как отмечалось выше.

Гряда Б представлена на схеме своим северо-западным окончанием, имеет северо-западное простирание и размеры в пределах схемы 7x3 км. Гряда почти вся сложена архейскими гранито-гнейсами, за исключением узкой полосы вдоль берега оз. Кукас, где развиты про-

терозойские кварциты и метабазиты, а также наблюдается несколько небольших протрузивных тел ультраосновного состава, образующих небольшие самостоятельные возвышенности. В рельефе основная часть гряды выражена более или менее единой возвышенностью, расчлененной овражной эрозией. Максимальные ее превышения над озером достигают 200 м. Северо-восточная граница подчинена шовной зоне, расположенной на замыкании Кукаозерской синклинали, выраженной в рельефе в виде глубокой и узкой депрессии. Юго-западная граница гряды подчинена разрывному нарушению северо-западного простирания, также выраженному в рельефе протяженной депрессией. В юго-восточной части гряды (в пределах исследуемого участка) на основании анализа изогипс рельефа выделяется сравнительно протяженная, длиной примерно 1,5 км, вытянутая депрессия, в пределах которой находятся мелкие озера. Депрессия имеет форму дуги, выгнутой в северо-восточном направлении, отчетливо сечет сланцеватость коренных толщ и не обусловлена препарировкой литологически менее прочных геологических тел. Видимо, эта дуга так же,



Рис. 27. Структурно-кинематическая схема новейшего развития восточной части Кукаозерской структуры

1 – наиболее высокие части приподнятых в рельефе блоков с абсолютными высотами более 250 м; 2 – приподнятые участки блоков с абсолютными высотами около 150–50 м; 3 – относительно пониженные участки блоков с высотами менее 150 м; 4 – границы основных блоков, имеющие разрывной характер; 5 – некоторые границы внутриблоковой делимости, имеющие трещинно-разрывной характер; 6 – границы основных опущенных в рельефе блоков; 7 – направление перемещения масс. Буквами обозначены блоки в соответствии с описанием в тексте

как и предыдущая, обусловлена проявлением эндогенных неотектонических процессов.

Необходимо отметить, что описанные эллипсоидные блоки земной коры (гряды А и Б) расположены в плане кулисно относительно друг друга. Несмотря на то, что подобное расположение как отрицательных, так и положительных морфоструктур в принципе характерно для зон сдвига и часто связано с вращением неоднородностей, данное наблюдение само по себе не является доказательством подобного процесса. Однако можно заметить, что первая описанная дуговидная отрицательная морфоструктура расположена как раз в месте соприкосновения двух кулисных эллипсоидных блоков и по своему положению создает впечатление существования некоторой границы проскальзывания блока А относительно блока Б. К сожалению, более веских доказательств процесса вращения привести нельзя, но можно заметить, что вторая из описанных дуговидных депрессий примерно параллельна первой и, по-видимому, ее образование связано с аналогичной причиной. Поскольку данная дуга выражена в рельефе менее ярко и расположена в пределах гряды, не смещая, видимо, ее элементы, можно предположить, что процесс неотектонического кулисообразования в этом месте только начался.

Гряда В является продолжением гряды Б, своеобразным ее носом, и на менее детальных картах они образуют единое целое. Гряда В имеет форму треугольного блока и вытянута в запад-северо-западном направлении. Ее приблизительные размеры по длинной и короткой оси составляют, соответственно, 3,5 и 1 км. Сложена она комплексом сильно тектонизированных метаморфических пород нижнепротерозойского возраста, входящих, в основном, в зону концентрированных деформаций осевой части Кукасозерской структуры. По северо-восточному приозерному краю гряды картируется цепочка протрузивных тел ультраосновного состава, также тектонизированных и имеющих в диаметре первые десятки и сотни метров. В рельефе гряда выражена расчлененной возвышенностью, с максимальной высотой около 70 м над уровнем озера. Северо-восточный край морфоструктуры представляет собой крутой, относительно прямолинейный в плане обрыв к озеру высотой 3–10 м, выходящий на большом протяжении практически прямо к воде. Клиф сечет сланцеватость коренных толщ, и местами на его стенках наблюдаются зоны дробления и милонитизации субвертикальных разрывов, простирающихся примерно параллельно обрыву. Морфологическое выражение границы в виде крутого уступа, ее прямая связь с телами разрывов и пограничное расположение относительно депрессии оз. Кукас, которую считают эндогенно обусловленной [Бискэ, 1958; Лукашов, 1976], позволяют предположить субвертикальные новейшие перемещения по данной границе.

Западное ограничение морфоструктуры представляет собой отчетливую грабенвидную депрессию субмеридионального простирания шириной немного более 200 м и втрое большей длины. Депрессия имеет обрывистые, прямолинейные в плане расчлененные борта, сложенные коренными породами, и глубину в первые десятки метров относительно окружающих возвышенностей. Депрессия подчеркивается заливом оз. Кукас, имеющим прямолинейные границы, в пределах ее днища расположены болота и небольшое озеро. Днище сложено такими же породами, как и небольшая возвышенность, расположенная западнее, что не позволяет связать ее образование с препарировкой литологических неоднородностей.

Южная граница гряды В, отделяющая ее от гряды Б, относительно прямолинейна в плане, имеет субширотное простирание и выражена в рельефе депрессией, маркируемой небольшим вытянутым озером в центральной части и заливом оз. Кукас – в восточной. В западной части этой депрессии нами в обнажениях были выявлены геологические признаки разрывного нарушения, представленного зонами дробления и милонитизации. Анализ геоморфологических особенностей побережья оз. Кукас в районе подхода к нему депрессии позволяет выявить признаки новейших сдвиговых деформаций по этому разрыву. Ось вышеупомянутой цепочки небольших тел ультраосновного состава, протягивающихся вдоль побережья оз. Кукас, образует правый коленовидный излом в месте пересечения с разрывом, отделяющим блок В от блока Б. Линия берега, являющаяся геоморфологической границей и, видимо, не обусловленная препарировкой контакта между различными толщами, в этом же месте также образует правый излом. К сожалению, дно озера, строение которого могло бы дать дополнительную информацию, недоступно для наблюдения.

Суммируя приведенные выше данные, получаем, что на западной границе блока В расположена морфоструктура, которая может быть рассмотрена как новейший субмеридиональный грабен, и в этом случае она свидетельствует об обстановке субширотного растяжения. Южная граница блока представляет собой установленный разрыв, имеющий геоморфологические признаки правого сдвигания в новейшее время. Третья граница блока, северо-восточная, пограничная с депрессией оз. Кукас, обусловлена установленными разрывами и имеет признаки новейших субвертикальных движений.

Необходимо отметить, что исследование берегов практически на всем протяжении оз. Кукас позволяет выявить максимальную близость к воде (почти отсутствует пляж) и наибольшую крутизну у тех обрывов, которые находятся в западной части озера и ограничивают со стороны озера блоки – гряды А и В. Это наблюдение свидетельствует об активной избирательной современной абразии именно в этой части озера и указывает на проявление молодых тектонических движений в районах побережий гряд – блоков А и В.

Таким образом, в западной части Кукасозерской структуры исследованы взаимоотношения нескольких выраженных в рельефе блоков. Эти блоки генерализованно имеют эллипсоидную (линзовидную, угловато-линзовидную) форму, характерную для блоковой делимости зон сдвига. Эллипсоидность блоков обусловлена не только препарировкой неоднородностей структуры кристаллических толщ, но и неотектоническими новообразованиями. Определены признаки новейшего горизонтального смещения фрагментов блоков друг относительно друга.

Для выявления дополнительных признаков голоценовых тектонических движений в районе западной части оз. Кукас были проведены ландшафтные исследования линейных депрессий, которые часто маркируют геологические разрывы и грабенвидные морфоструктуры. Интересные результаты были получены на северном берегу оз. Кукас в линейной депрессии, являющейся видимым продолжением шовной зоны, которая замыкает Кукасозерскую синклиналь с востока (рис. 27, Г). Депрессия залегает в пределах развития метаморфических толщ архея и, частично, на границе этих толщ и вулканогенных образований ятулия и простирается примерно параллельно сланцеватости в этих толщах. Она имеет длину около 2 км, северо-западное простираение и отделяет возвышенность (с превышением более 100 м над оз. Кукас) от обширного, сравнительно низкого участка невысоких гряд, разделенных оврагами. Ширина названной депрессии составляет от нескольких десятков до сотни метров; она заполнена вытянутыми, кулисно расположенными болотами. На северо-западном окончании морфоструктуры, в ряде обнажений в бортах суженной части долины, наблюдаются зоны дробления древнего разрывного нарушения. Последнее в целом образовано несколькими самостоятельными субверикальными неровными разрывными телами шириной в первые дециметры, сложенными тонкозернистой милонитизированной породой с отдельными включениями брекчии. В промежутках между этими телами коренные породы раздроблены и брекчированы. Обнажения в районе разрыва имеют яркий вишневый оттенок за счет гидротермальной обработки и ожелезнения. Гидротермалиты, пропитавшие не только зоны разрывов, но и кристаллические породы на десятки метров в стороны, сцементировали брекчию и придали ей монолитность и повышенную прочность. В коренных породах, встречающихся в этом районе, часто наблюдаются прямолинейные тонкие прожилки аналогичного цвета, которые гребешками выступают над выветрелой поверхностью бараньих лбов за счет своей большей прочности. Таким образом, тело древнего разрывного нарушения, видимо залегающего в основании заболоченной долины, является более прочным, чем вмещающие породы, однако выражено в рельефе отрицательной формой. Этот факт наиболее логично можно

объяснить новейшей активизацией разрыва, образованием зоны незалеченной трещиноватости и, соответственно, пониженной сопротивляемости экзарации в этой зоне. На основании кулисности расположения зон депрессий с болотами можно предположить наличие также кулисно расположенных зон растяжения и, соответственно, сдвиговой составляющей в кинематике дизъюнктива.

Исследования торфяных массивов на территории Кукасозерской структуры позволило установить различия в строении болот, заполняющих эту депрессию, и болот, находящихся примерно в таких же условиях рельефа и ландшафта. Шлифы с проб торфа, взятых до глубины 50 см от поверхности, показали крайне слабую степень разложения отмершей растительности, не характерную для других болот. Подобные наблюдения, проведенные на большом материале по другим районам, позволили придти к выводу [Тимофеев, Боголюбова, 1962] о связи данного явления с областями ускоренного неотектонического и голоценового прогибания.

Наблюдение над строением рыхлых отложений в днищах узких заливов по берегам оз. Кукас (заливы обычно связаны с подходом к воде прямолинейных грабеновидных оврагов в коренных породах) позволили установить отдельные, довольно редкие случаи перекрытия озерными песчаными отложениями болотных торфяников в западной части озера.

Устья подобных оврагов имеют обычно ширину в первые десятки метров и обрывистые стенки высотой 5–10 м, обусловленные трещиноватостью и сложенные коренными породами. Днище их заболочено, у берега наблюдается пляж и пологий подводный склон, сложенный песком и галечником. Раскопки торфяников на заболоченном днище в нескольких метрах от берега показали, что торф залегает на глубинах до 70 см и более и находится явно ниже уровня пляжа. В устьях других оврагов песчаные отложения встречаются под тонким слоем торфа в десятках метров от берега. Подобная разница в строении характерна иногда для устьев оврагов, раскрывающихся к одной бухте в непосредственной близости друг от друга в сходных физико-географических условиях. Это указывает на вероятное избирательное погружение дна некоторых грабеновидных депрессий в голоценовое время.

В заключение можно подвести следующие основные итоги: 1) на исследуемом участке выделяются линзовидные (эллипсоидные) блоки земной коры, обычно характерные для зон сдвига, выраженные в рельефе; 2) границы этих блоков частично являются унаследованными, частично новообразованными на новейшем этапе; 3) закономерное расположение депрессий, заполненных озерными и болотными комплексами, и рисунок береговой линии подчеркивают наличие новейших и голоценовых латеральных перемещений тектонических блоков земной коры.

Таким образом, в западной части Кукасозерской структуры исследованы взаимоотношения нескольких выраженных в рельефе блоков. Эти блоки генерализованно имеют эллипсоидную (линзовидную, угловато-линзовидную) форму, характерную для блоковой делимости зон сдвига. Эллипсоидность блоков обусловлена не только препарировкой неоднородностей структуры кристаллических толщ, но и неотектоническими новообразованиями. Определены признаки новейшего горизонтального смещения фрагментов блоков друг относительно друга.

Для выявления дополнительных признаков голоценовых тектонических движений в районе западной части оз. Кукас были проведены ландшафтные исследования линейных депрессий, которые часто маркируют геологические разрывы и грабенвидные морфоструктуры. Интересные результаты были получены на северном берегу оз. Кукас в линейной депрессии, являющейся видимым продолжением шовной зоны, которая замыкает Кукасозерскую синклиналь с востока (рис. 27, Г). Депрессия залегает в пределах развития метаморфических толщ архея и, частично, на границе этих толщ и вулканогенных образований ятулия и простирается примерно параллельно сланцеватости в этих толщах. Она имеет длину около 2 км, северо-западное простирание и отделяет возвышенность (с превышением более 100 м над оз. Кукас) от обширного, сравнительно низкого участка невысоких гряд, разделенных оврагами. Ширина названной депрессии составляет от нескольких десятков до сотни метров; она заполнена вытянутыми, кулисно расположенными болотами. На северо-западном окончании морфоструктуры, в ряде обнажений в бортах суженной части долины, наблюдаются зоны дробления древнего разрывного нарушения. Последнее в целом образовано несколькими самостоятельными субверикальными неровными разрывными телами шириной в первые дециметры, сложенными тонкозернистой милонитизированной породой с отдельными включениями брекчии. В промежутках между этими телами коренные породы раздроблены и брекчированы. Обнажения в районе разрыва имеют яркий вишневый оттенок за счет гидротермальной обработки и железнения. Гидротермалиты, пропитавшие не только зоны разрывов, но и кристаллические породы на десятки метров в стороны, сцементировали брекчию и придали ей монолитность и повышенную прочность. В коренных породах, встречающихся в этом районе, часто наблюдаются прямолинейные тонкие прожилки аналогичного цвета, которые гребешками выступают над выветрелой поверхностью бараньих лбов за счет своей большей прочности. Таким образом, тело древнего разрывного нарушения, видимо залегающего в основании заболоченной долины, является более прочным, чем вмещающие породы, однако выражено в рельефе отрицательной формой. Этот факт наиболее логично можно

объяснить новейшей активизацией разрыва, образованием зоны незалеченной трещиноватости и, соответственно, пониженной сопротивляемости экзарации в этой зоне. На основании кулисности расположения зон депрессий с болотами можно предположить наличие также кулисно расположенных зон растяжения и, соответственно, сдвиговой составляющей в кинематике дизъюнктива.

Исследования торфяных массивов на территории Кукасозерской структуры позволило установить различия в строении болот, заполняющих эту депрессию, и болот, находящихся примерно в таких же условиях рельефа и ландшафта. Шлифы с проб торфа, взятых до глубины 50 см от поверхности, показали крайне слабую степень разложения отмершей растительности, не характерную для других болот. Подобные наблюдения, проведенные на большом материале по другим районам, позволили прийти к выводу [Тимофеев, Боголюбова, 1962] о связи данного явления с областями ускоренного неотектонического и голоценового прогибания.

Наблюдение над строением рыхлых отложений в днищах узких заливов по берегам оз. Кукас (заливы обычно связаны с подходом к воде прямолинейных грабеновидных оврагов в коренных породах) позволили установить отдельные, довольно редкие случаи перекрытия озерными песчаными отложениями болотных торфяников в западной части озера.

Устья подобных оврагов имеют обычно ширину в первые десятки метров и обрывистые стенки высотой 5–10 м, обусловленные трещиноватостью и сложенные коренными породами. Днище их заболочено, у берега наблюдается пляж и пологий подводный склон, сложенный песком и галечником. Раскопки торфяников на заболоченном днище в нескольких метрах от берега показали, что торф залегает на глубинах до 70 см и более и находится явно ниже уровня пляжа. В устьях других оврагов песчаные отложения встречаются под тонким слоем торфа в десятках метров от берега. Подобная разница в строении характерна иногда для устьев оврагов, раскрывающихся к одной бухте в непосредственной близости друг от друга в сходных физико-географических условиях. Это указывает на вероятное избирательное погружение дна некоторых грабеновидных депрессий в голоценовое время.

В заключение можно подвести следующие основные итоги: 1) на исследуемом участке выделяются линзовидные (эллипсоидные) блоки земной коры, обычно характерные для зон сдвига, выраженные в рельефе; 2) границы этих блоков частично являются унаследованными, частично новообразованными на новейшем этапе; 3) закономерное расположение депрессий, заполненных озерными и болотными комплексами, и рисунок береговой линии подчеркивают наличие новейших и голоценовых латеральных перемещений тектонических блоков земной коры.

Центральная часть Кукаозерской структуры. Сдвиг и будинаж в шовной зоне концентрированных деформаций

В районе шовной зоны Кукаозерской синклинали (см. рис. 25, в) были установлены признаки новейшей активизации этой геологической структуры [Леонов и др., 1998]. Данная зона представляет собой сравнительно узкий шов в десятки и сотни метров шириной, который располагается вдоль центральной части Кукаозерской структуры, повторяя в плане ее изгиб. Породы в ее пределах характеризуются высокой степенью линейризованности и сжатости структур, образованных слоями с субвертикальным залеганием. На островах в центральной части озера выходит на поверхность толща сложного строения, представленная незакономерным чередованием амфиболовых сланцев, габбро-амфиболитов, мраморов и других пород и относимая к людииковийскому надгоризонту нижнего протерозоя. Толща подверглась метаморфизму амфиболитовой фации и чрезвычайно интенсивной тектонической переработке. Породы залегают в пределах осевой зоны субвертикально, простирание соответствует общему изгибу дуги Кукаозерской структуры и в центральной части имеет субширотное направление. Пласты смяты в разномасштабные изоклиналильные складки, а также сложные складки петельчатой формы. Шарниры складок имеют погружение к западу под углом в 10–30°, в соответствии с общей линейностью, фиксируемой по минеральным агрегатам. Развиты интенсивная сланцеватость, продольный будинаж, послейные срывы, многочисленные зоны хрупкопластического течения. Будинажу подвержены, в частности, замковые части складок, в результате чего они образуют цепочки концентрически замкнутых будин, а крылья смыкаются и образуют структуры тектонического сшивания.

Одной из примечательных черт тектонического строения осевой зоны является будинаж габбро-амфиболитов, которые являются наиболее компетентными породами разреза. В современной структуре большинство тел габбро-амфиболитов представляет собой будины, размер которых колеблется от первых метров до нескольких сотен метров по длинной оси и от десятков сантиметров до десятков метров в поперечнике. Будины имеют линзовидную, реже сигарообразную форму. В современной морфоструктуре будины габбро-амфиболитов слагают положительные формы рельефа, четко выделяясь на фоне менее компетентных пород основной массы разреза и образуют высокие острова над поверхностью озера. В основании данных морфоструктур иногда картируются надвиги, сместитель которых падает под будины. Один из таких островов был изучен наиболее подробно (рис. 28).

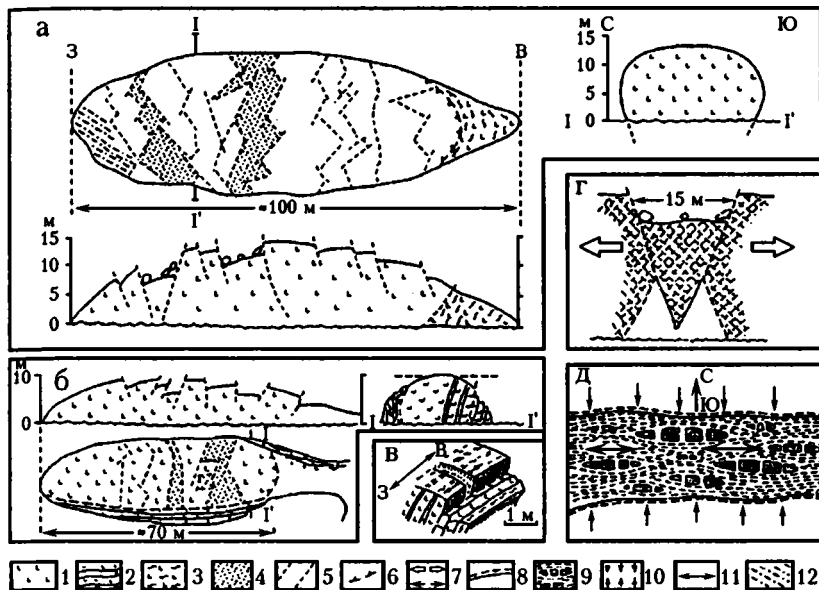


Рис. 28. Постледниковая деформация бараньих лбов (будин габбро-амфиболитов) в зоне максимального сплющивания Кукасозерской структуры [Леонов и др., 1998]

а-г – зарисовки конкретных объектов; д – принципиальная схема постледниковой деформации в коллизионном шве. 1 – массивные габбро-амфиболиты; 2 – псевдослоистые пластичные амфиболиты; 3 – рассланцованные габбро-амфиболиты; 4 – грабены растяжения с опущенными центральными блоками; 5 – разломы и тектонические трещины; 6 – надвиги; 7 – направление растяжения; 8 – границы зоны сплющивания и латерального течения; 9 – будины габбро-амфиболитов в пластичном матриксе; 10, 11 – направления: 10 – сжатия, 11 – максимального удлинения, растяжения и тектонического транспорта; 12 – ледниковая штриховка на поверхности бараньих лбов

Поверхность острова-будины заглажена ледником, наблюдаются эскарационные борозды субширотного простирания. Тело бараньего лба рассечено разнонаправленными тектоническими трещинами, в основном наклонными, и можно выделить, по крайней мере, шесть систем, образующих круговой веер. Для деформации бараньего лба характерно наличие односторонних или двусторонних грабенов, использующих имеющиеся системы трещин и поперечных к длинной оси данной морфоструктуры. Грабены имеют угловато-извилистую форму и представляют собой провалы глубиной 1–3 м. Часть разрывов имеет наклоны в восточных румбах и по форме соответствует листрическим сбросам, которые образуют парагенез с надвигом во

фронтальной части основания бараньего лба с плоскостью, наклоненной к западу. Морфоструктурный парагенез указывает, таким образом, на продольное растяжение будины – бараньего лба и его надвигание (выдавливание) в восточном направлении и под некоторым углом к плоскости горизонта.

Общее направление простираения микрограбенов на бараньем лбе совпадает с направлением более крупных грабенов, выделяемых в районе всей дуговидной Кукасозерской структуры по анализу рельефа и располагающихся по ее радиусам.

Явление будинажа рассматривается во многих работах [Спенсер, 1981; Белоусов, 1985; Николая, 1992; Расцветаев, 1987; и др]. Для автора наиболее важно следующее наблюдение: в процессе развития содвиговых зон в линзовидных телах образуются поперечные трещины отрыва и происходит движение масс перпендикулярно направлению стресса.

Образующийся парагенез активизированных в рельефе систем трещин и геологической структуры указывает на неслучайность морфоструктурного облика будин, который не может быть объяснен как производная только гравитационных явлений или влияния ледника. Таким образом, массовая активизация трещинной сети находит свое объяснение с точки зрения продолжающихся новейших объемных тектонических деформаций, в которые вовлечен структурированный массив пород Северо-Карельской зоны.

Дополнительные признаки смещений вдоль осевой зоны Кукасозерской структуры были получены при анализе расположения морфоструктур на ее обрамлении.

На территории Северной Карелии картируются многочисленные разрывные нарушения, выраженные в обнажениях телами тектонитов и образовавшиеся в протерозойское время. Одновременно с этим по дистанционным данным и анализу рельефа выделяются многочисленные линеаменты, видимо, неотектонически обусловленные и лишь частично соответствующие древним разрывам. На фоне общей сети линеаментов, наблюдаемых на космических снимках, один выделяется наиболее контрастно (рис. 29). Он хорошо проработан в рельефе и маркируется вытянутыми озерными депрессиями, прямыми долинами ручьев и уступами склонов. Линеамент имеет видимую длину около 40 км, простирается в север-северо-западном направлении и пересекает Кукасозерскую структуру и оз. Кукас почти по середине. На геологических картах он показан разрывом с левосдвиговой компонентой [Сыстра, 1991].

Собственные полевые исследования автора на северном берегу оз. Кукас и на оз. Кужъярви подтвердили наличие геологических признаков существования древнего разрыва в этих местах. В обнажениях установлены зоны тектонизации и гидротермальной проработки, отчетливо наблюдается смещение геологических тел на

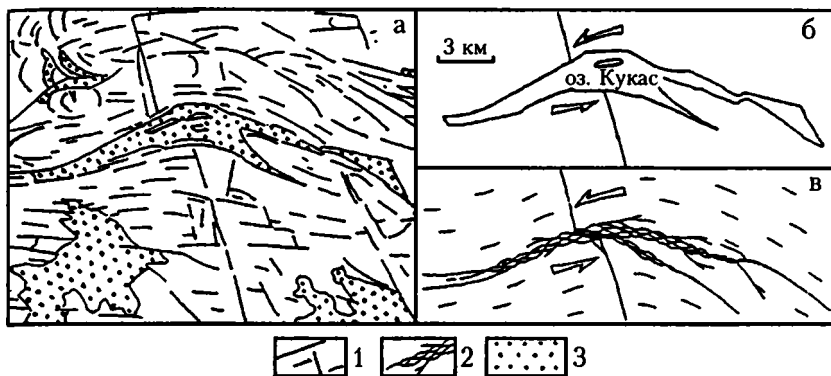


Рис. 29. Левостороннее сдвигание неотектонически активизированного разрыва вдоль Кукасозерской зоны концентрированных деформаций

а, б – схемы дешифрирования линеаментов на район оз. Кукас по космическому снимку масштаба 1: 500 000; в – схема левосдвигового смещения вдоль зоны концентрированных деформаций

1 – линеаменты трещинно-разрывной природы; 2 – линзовидные трещины сдвиговой зоны; 3 – озера

крыльях. На южном берегу оз. Кукас данный разрыв располагается среди гранито-гнейсов, выражен глубокой долиной и является рельефообразующим, разделяя одну из наиболее высоких вершин района – гору Шуривару и поле сравнительно невысоких возвышенностей (превышение около 100 м). Важнейшими свойствами этой структуры являются: ее повышенная, как уже отмечалось, контрастность на аэрофотоснимках по отношению к подобным и одинаковая степень этой контрастности по обоим сторонам оз. Кукас. Это наблюдение позволяет говорить об активизации данного разрыва в новейшее время и о единстве этой активизированной структуры на обоих бортах Кукасозерской синклинали. При пересечении депрессии оз. Кукас разрыв претерпевает коленовидное смещение с амплитудой около 2 км. Таким образом, получает обоснование неотектоническое латеральное перемещение субстрата на крыльях всей Кукасозерской синклинали. Огромная амплитуда вероятного смещения, достигающая 1,5 км, указывает на длительность и унаследованность процессов смещения и относительную древность основных форм рельефа.

Эллипсоидные гряды рельефа, отражающие линзовидную делимость земной коры в пределах шовной зоны Кукасозерской структуры, не только распространены в виде островов оз. Кукас, но встречаются также и на суше. Признаки новейшей и молодой активизации одной из таких морфоструктур были установлены нами в восточной части оз. Кукас, на его южном побережье (см. рис. 25, г). В этих

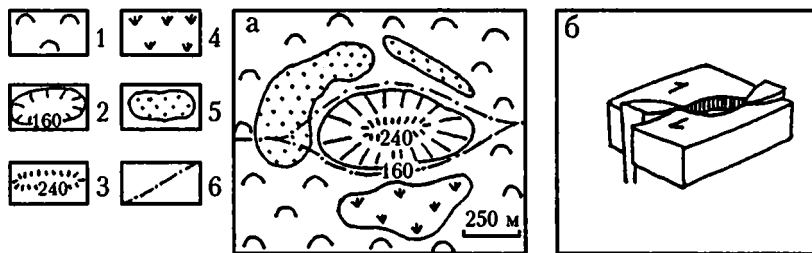


Рис. 30. Признаки новейшей и голоценовой подвижности линзовидных блоков земной коры у осевой зоны Кукасозерской структуры

а – геолого-геоморфологическая схема участка; б – модель поведения линзовидных блоков земной коры в зоне сдвига (по: [Reading, 1980])

1 – участки мелкогрядово-холмистого рельефа, развивающегося по людииковийским слюдястым сланцам; 2 – контуры подножия возвышенности, проведенные примерно по горизонтали 160 м (сложена теми же сланцами); 3 – гребневидная вершина возвышенности, расположенная примерно на горизонтали 240 м, в строении которой принимает значительное участие непрочная эпидот-тремалитовая порода; 4 – хорошо развитое болото; 5 – озера; 6 – предполагаемые разрывы

местах развит грядово-холмистый рельеф с обильными обрывистыми выходами коренных пород, средняя глубина расчленения которого составляет метры и немногим более десятка метров. На общем фоне резко выделяется по высотным характеристикам одна из возвышенностей, являющаяся вытянутой в широтном направлении эллипсовидной в плане грядой, длина которой в основании достигает 700 м, ширина – 200 м, а превышение над остальной территорией – около 80 м (рис. 30). Вершина гряды представляет собой узкий скальный гребень, длиной менее 100 м. Склоны сравнительно крутые, с большим количеством ступенчатых обнажений, в основании склонов располагается задернованная осыпь. По своему периметру возвышенность окружена прерывистой депрессией, образующей в плане практически замкнутый эллипс, в пределах которого наблюдаются два озера и хорошо развитое болото. Окружающая долина и склоны возвышенности сложены однотипными мелко-среднекристаллическими, темно-серыми слюдястыми сланцами и микрогнейсами. На вершине же гряды наблюдается мелкозернистая, темно-зеленая актинолит-тремалитовая сландцеватая порода, образующая нашлепку мощностью несколько метров.

К югу от возвышенности, непосредственно у ее подножия, расположено болото, приуроченное к кольцевой депрессии. Оно имеет четко ограниченные берега, маркируемые крупным лесом. Оно вытянуто в широтном направлении, а его размеры составляют примерно 200x400 м. Строение поверхности болота сложное и меняет-

ся по простиранию (рис. 31). В западной части развит грядово-мочажинный микрорельеф; гряды вытянуты в меридиональном направлении перпендикулярно склону. На грядах, несколько приподнятых над уровнем поверхности и грунтовых вод, наблюдаются мелкие молодые сосны. В центральной части болота, ближе к его южному борту, находится небольшое вытянутое озеро, размерами около 20x50 м. Оно имеет берега как грядового, так и грядово-озеркового типов. В восточной части микрорельеф поверхности является кочковатым, с наличием отдельных протяженных гряд. На кочках и грядах повсеместно наблюдаются малорослые редкие сосны. Одной из особенностей болота является наличие в его пределах области активного роста травяного покрова, приуроченной к подножию возвышенности и имеющей четкую границу, примерно повторяющую линию подножия и секущую все элементы микрорельефа болота. Область высокого травяного покрова связана с наличием более сухой поверхности и является наложенной по отношению ко всему болотному комплексу. Появление подобных подсушенных участков и локальное понижение уровня грунтовых вод, при отсутствии явных признаков внешнего дренажа, может быть увязано с незначительными положительными поднятиями поверхности неглубокого болота при голоценовых тектонических движениях в коренных породах основания [Зыков, 1991].

Подводя итог подчеркнем, что описанная положительная морфоструктура, расположенная в пределах сравнительно низкой долины, является геоморфологической аномалией по своим высотным характеристикам. При этом отметим, что верхняя ее часть, к тому же, сложена сравнительно более мягкими породами, чем ее склоны и

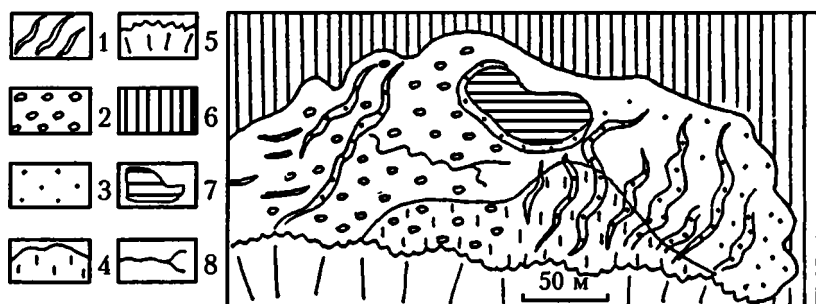


Рис. 31. Признаки втягивания в голоценовое поднятие прилегающей к склону части болота (по материалам полевых зарисовок)

1, 2 – участки: 1 – с грядово-мочажинным рельефом, 2 – с кочковатым рельефом; 3 – отдельно стоящие мелкие сосны; 4 – область активно растущей травы; 5 – примерная залесенная и задернованная граница подножия склона возвышенности; 6 – лесной массив, ограничивающий болото; 7 – озеро; 8 – ручей

подножие. Данные наблюдения позволяют предположить участие в ее образовании вертикальных неотектонических движений положительного знака, а грядово-эллипсоидная форма – линзовидную первичную форму поднятого тектонического блока, по аналогии с подобными же морфоструктурами, изученными на островах оз. Кукас. Прерывистое кольцо депрессий у основания возвышенности можно, учитывая вышеизложенные признаки новейшего сдвигания вдоль осевой зоны Кукасозерской структуры, интерпретировать как компенсационное, образовавшееся в результате взаимного разнонаправленного движения линзовидных блоков в процессе развития сдвига в объеме горных масс (см. рис. 30, б). Подобные случаи обсуждаются в печати на примере “цветочных” сдвиговых структур [Reading, 1980]. Частичное осушение поверхности болотного комплекса, расположенного в основании морфоструктуры, объясняется втягиванием периферических подрезанных ледником частей линзовидного блока в поднятие в голоценовое время.

Кукасозерская структура и ее северное обрамление (район беломорид). Формирование протрузий

В Беломорской складчатой области имеют широкое распространение мелкие тела габбро-норитов. Местами они имеют бескорневые каплевидные формы и в приконтактной зоне серпентинизированы и тектонизированы. Считается, что тектонические подвижки этих тел могли неоднократно возобновляться вплоть до кайнозоя [Демидов и др., 1974]. Немного севернее Кукасозерской синклинали (см. рис. 25, е), в пределах замыкания крупной антиформной складки, образуемой сланцеватостью гранитов архейского возраста, расположен массив ультраосновных пород, имеющий диаметр около 300 м. Массив выражен в рельефе в виде возвышенности и окружен на некотором расстоянии кольцом небольших озер, маркирующих развивающуюся прерывистую депрессию (рис. 32). Классическое объяснение существования подобной отрицательной морфоструктуры как образовавшейся в условиях литологически ослабленных, приконтактно-измененных пород встречается с рядом возражений: 1) депрессии расположены на расстоянии в сотни метров от наиболее ослабленной зоны непосредственного контакта; 2) в известных автору аналогичных случаях приконтактно-измененные породы обладают повышенной прочностью. Несмотря на сравнительно незначительные размеры интрузивного тела, можно сравнить имеющуюся морфоструктуру с упомянутыми выше примерами, изученными на территории Балтийского щита. Известно, что Хибинский и Ловозерский массивы Кольского полуострова с наклонными под тела контактами воздымаются в условиях предполагаемого сжатия рамы и образуют по периферии компенсационные депрессии, заполненные озерами [Арманд, 1964; Сваричевская, Яговкин, 1966].

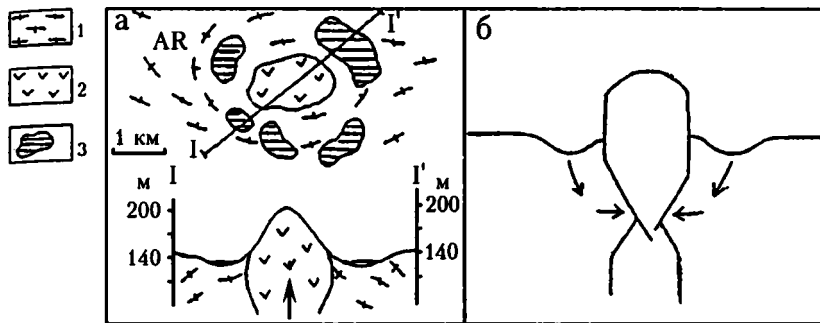


Рис. 32. Кольцевая компенсационная депрессия как признак новейшей подвижности протрузии

а – протрузия, окруженная кольцом озер; б – предполагаемая модель перемещения материала и образования компенсационных депрессий

1 – архейские гранито-гнейсы; 2 – ультраосновные породы; 3 – озера

Привлекая данный случай как модель, можно считать, что прерывисто-кольцевая депрессия вокруг изометричной интрузии образовалась в результате вертикальных движений последней и компенсировала происходящие на глубине латеральные перемещения субстрата.

Исследованная протрузия является не единственной, имеющей признаки субвертикального выжимания. Она рассмотрена подробно как наиболее яркий объект. В районе шовной зоны Кукасозерской структуры в западной части озера расположена целая цепочка из нескольких небольших тел ультраосновного состава, выраженных в рельефе (над водой) небольшими возвышенностями – островами высотой в первые метры и немного более и имеющими в диаметре десятки метров. Ультрабазиты трещиноватые, местами выветрелые. Учитывая широкое развитие в районе экзарационных процессов и озерной абразии, можно предположить, что положительные формы рельефа, создаваемые этими породами, обусловлены процессами новейшего и молодого выжимания протрузий из шовной зоны Кукасозерской структуры при ее развитии.

В юго-западной части Ханкусьярвской структуры был исследован небольшой куполовидный массив гипербазитов. Он образует полуостров в юго-западной части озера, имеет изометричную форму, диаметр немного более сотни метров и высоту над водой менее 10 м. Породы массива трещиноватые, местами выветрелые и в целом непрочные. Образуют группу бараньих лбов. На берегу озера, напротив полуострова и в нескольких сотнях метров от него, обнажаются гранито-гнейсы, сланцеватость которых образует антиформную складку (устное сообщение М.Г. Леонова), в ядре которой, вероятно, и расположен массив. Его контактовая часть, обнажающаяся с южной стороны полуострова, представлена полосой не-

прочных серпентинитов мощностью несколько метров. В них наблюдаются многочисленные зеркала скольжения с субвертикальными бороздами. При исследовании озерной ванны с использованием лота было установлено, что полуостров окружается по периметру сравнительно глубокой депрессией в днище озера, диаметр которой достигает 0,5 км и которая значительно отступает от полосы контактовых серпентинитов.

На склонах возвышенностей, сложенных сравнительно прочными гранито-гнейсами и расположенных по соседству с массивом, наблюдаются многочисленные следы интенсивной ледниковой экзарации. При этом гипербазиты, менее прочные, чем гранито-гнейсы, образуют положительную форму в рельефе. Этот факт является свидетельством послеледниковых вертикальных движений положительного знака протрузивного массива. Наличие кольцевой депрессии вокруг массива, находящейся за пределами контактной ослабленной зоны, вероятно является признаком компенсационного подъема прогибания вмещающего субстрата, связанного с латеральными перемещениями горных масс под массивом.

Ханкусьярвская синклиналь. Морфоструктура латерального выжимания

В северо-западной части дуги Северо-Карельской зоны (см. рис. 25, б) располагается Ханкусьярвская синклиналь, названная так по имени наиболее крупного из местных озер. Структура имеет общие размеры 12x9 км. Западная и центральные части структуры, наиболее информативные для исследования, имеют в целом треугольную, несколько удлинненную в субширотном направлении форму. Синклиналь сложена метапесчаниками протерозоя и интродуцирована в западной части относительно крупным телом ультрабазитов. Подстилающие породы представлены архейскими гранито-гнейсами, сланцеватость которых образует сложные изгибы, в основном конформные сланцеватости протерозойских толщ. Дешифрирование космических снимков показывает вокруг синклинали наличие крупных кольцевых структур, которые, с учетом особенностей геологического строения территории и с определенными допущениями, могут быть интерпретированы как гранито-гнейсовые купола. На исследуемый участок попадают фрагменты трех таких структур, между которыми и расположена Ханкусьярвская синклиналь. Гранито-гнейсы, расположенные на южном берегу оз. Ханкусьярви, по материалам геологической съемки масштаба 1:200 000, обособляются в самостоятельный массив повышенной степени гранитизации, который можно назвать Яколойвинским, по имени соответствующей возвышенности. Этот массив образует языковид-

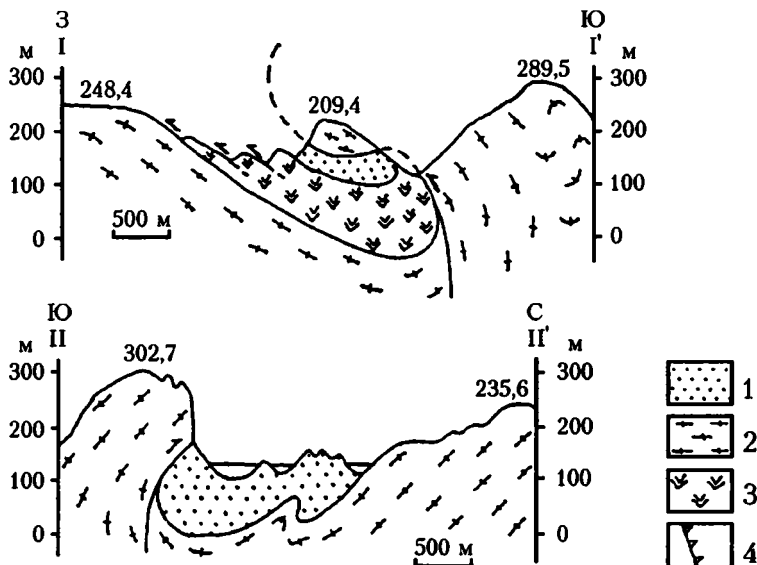
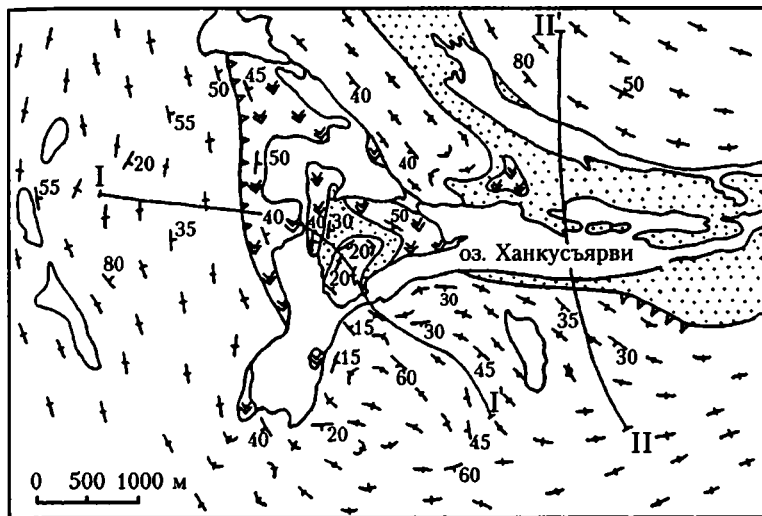


Рис. 33. Схема геологического строения района оз. Ханкусъярви (по Ю.Й. Сыстре с использованием данных С.Ю. Колодяжного и с упрощениями)

1 – метапесчаники и кварцито-песчаники ятулия; 2 – гранито-гнейсы архейского возраста; 3 – ультрабазиты; 4 – установленные взросо-надвиги

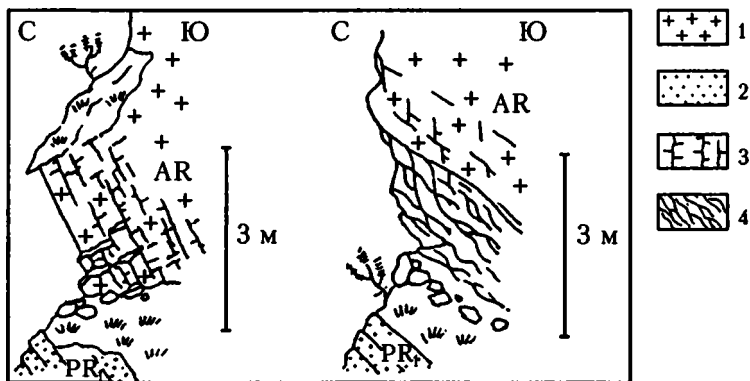


Рис. 34. Зарисовки обнажений взбросо-надвига, по которому гранито-гнейсовый купол надвинут на Ханкусьярвскую синклинали на южном берегу оз. Ханкусьярви

1 – гранито-гнейсы архея; 2 – метапесчаники нижнего протерозоя; 3 – ортогональные системы трещин; 4 – линзовидные системы трещин в зоне отрыва

ный козырек, надвинутый или взброшенный на толщи протерозойских пород синклинали с юга (рис. 33 и 34).

Основными геоморфологическими элементами участка являются: депрессия оз. Ханкусьярви, в целом повторяющая контуры Ханкусьярвинской синклинали, и группа возвышенностей, расположенных в пределах развития гранито-гнейсов. Озеро имеет в длину около 7 км, максимальная ширина достигает примерно 1 км. Превышение возвышенностей над уровнем озера около 100–150 м, а их абсолютные отметки колеблются от 200 до 300 м. Ледниковые борозды, обнаруженные на данном участке, указывают на субширотное, направленное с запада на восток, движение ледника.

На участке исследования можно выделить четыре основных геоморфологических блока – А, Б, В и Г, разделенных депрессией оз. Ханкусьярви (рис. 35). Детальные геологические и геоморфологические исследования позволили выявить комплекс признаков новейших и голоценовых объемных тектонических деформаций и составить схему ландшафтно-геоморфологического образа территории (рис. 36 и 37).

Блок А расположен на южном берегу оз. Ханкусьярви, вытянут в субширотном направлении и имеет общие размеры 3,5x1,5 км. В геологическом плане блок отвечает Яколойвинскому массиву, имеющему повышенную, по сравнению с окружающими гранито-гнейсами, степень гранитизации. Основной структурной неоднородностью в пределах массива является сланцеватость, которая образует сложные изгибы. В зоне, прилегающей к синклинали части структуры, сланцеватость приобретает относительно устойчивую тенден-

цию к субмеридиональному простиранию, а также к южному, под блок, падению. В северном обрамлении блока расположена полоса выходов метапесчаников протерозоя. Контакт между метапесчаниками и гранито-гнейсами прослеживается в обнажениях в обрывах горы Яколойва и носит характер взбросо-надвига, падая в южных румбах под массив гранито-гнейсов.

В геоморфологическом плане блок отчетливо делится на два блока меньших размеров, отвечающих возвышенности с отметкой 289,5 м и горе Яколойва с отметкой 302,7 м. Эти блоки разделены субмеридиональной депрессией (с шириной по днищу около 150 м и длиной около 1 км), имеют обрывистые, сравнительно прямолинейные в плане борта, которые придают ей облик грабена. Образование депрессии не связано с препарировкой структурных неоднородностей вмещающих толщ; она расположена перпендикулярно движению ледника и может считаться неотектонически предопределенной.

Западный склон горы с отметкой 289,5 м представляет собой практически единый бараний лоб, протяженностью в несколько сотен метров, полого повышающийся к вершине (см. рис. 37). На этом склоне волнистая заглаженная поверхность гранито-гнейсов нару-

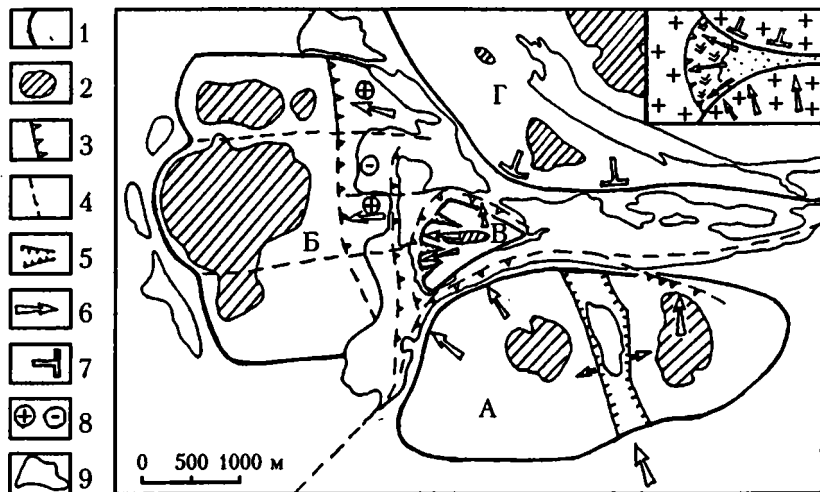


Рис. 35. Структурно-кинематическая схема, отражающая новейшее развитие района оз. Ханкусъярви

Буквами обозначены блоки в соответствии с описанием в тексте

1 - границы приподнятых блоков (А и Г - вероятные фрагменты гранито-гнейсовых куполов); 2 - наиболее приподнятые части блоков, оконтуренные по горизонтали 200 м; 3 - активизированные взбросо-надвиги; 4 - внутриблоковые швы; 5 - грабеновидные, неотектонически обусловленные депрессии; 6 - направление перемещения масс; 7 - предполагаемый тектонический упор; 8 - относительно поднятые и опущенные блоки; 9 - озера

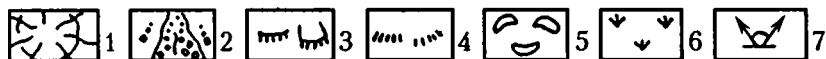
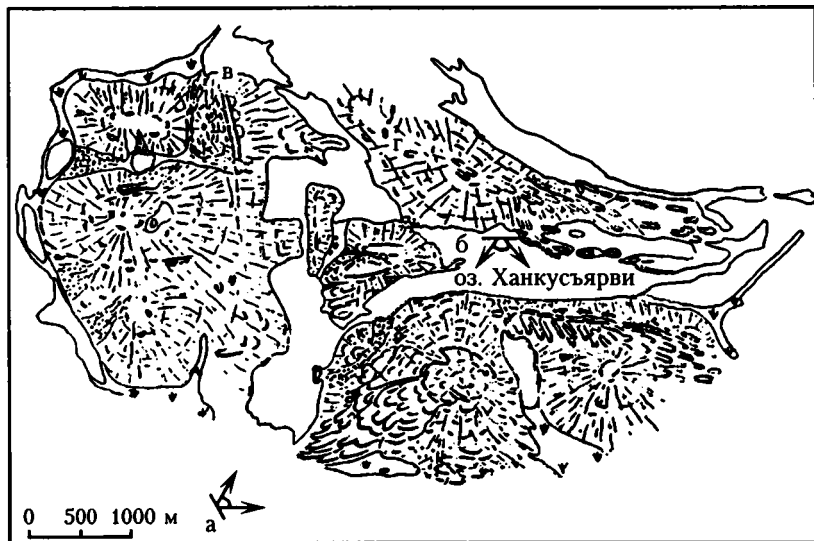


Рис. 36. Схема ландшафтно-геоморфологического образа района оз. Ханкусьярви

1 – возвышенности, покрытые тонким чехлом рыхлых отложений; радиальные линии отражают направление делювиального переноса, концентрические подчеркивают форму склона по горизонтали; 2 – каменные потоки; 3, 4 – уступы: 3 – коренных пород и ступенчатые бараньи лбы, 4 – на задернованных склонах; 5 – пологие бараньи лбы на вершинах возвышенностей; 6 – заболоченные пространства; 7 – направления на объект исследования с мест зарисовок: а – место, с которого сделан рис. 37; б – место, с которого сделан рис. 38, б; в – месторасположение оврага, показанного на рис. 40



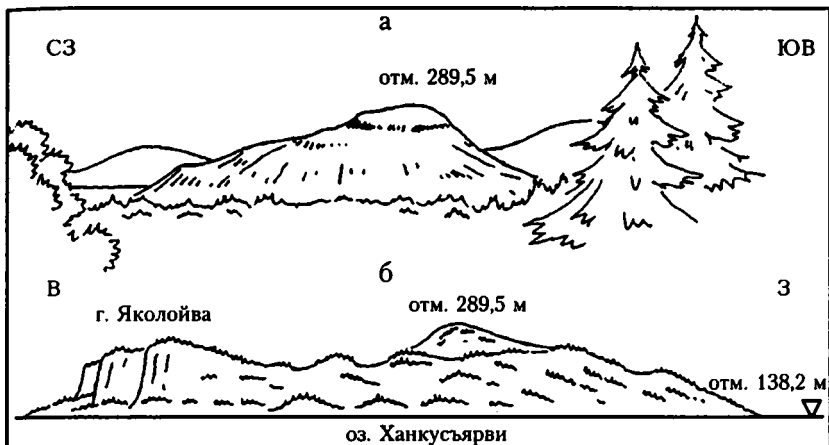


Рис. 38. Возвышенность с отм. 289,5 м

В виде шапки выделяется привершинная часть: а – вид с юго-запада;
б – вид с севера, со стороны оз. Ханкусьярви

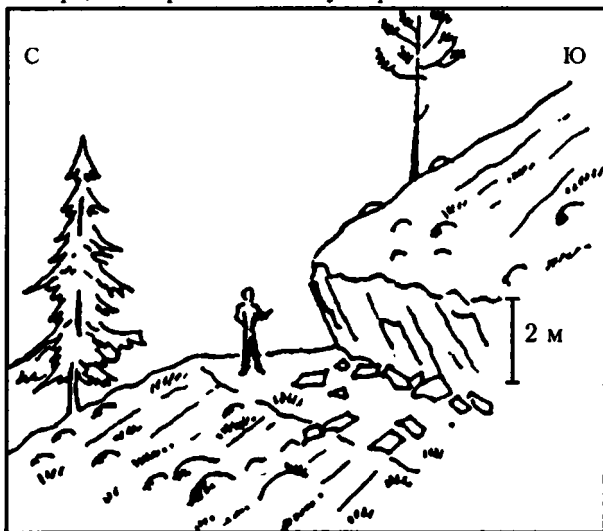


Рис. 39. Полевая зарисовка нависающего уступа, трассирующегося примерно по горизонтали в привершинной части северного склона возвышенности с отм. 289,5 м

←

Рис. 37. Рисунок, отражающий ландшафтно-геоморфологический образ возвышенности с отм. 289,5 (см. рис. 36, а)

шена многочисленными уступами в коренных толщах и небольшими оврагами-грабенами, глубиной от первых дециметров до десятка и более метров. В предвершинной части наблюдается сгущение небольших уступов в единую ступень, опоясывающую склоны северной и западной экспозиции по горизонтали и отчетливо выделяющую вершину горы (рис. 38). В тех местах, где ступень выражена наиболее ярко, коренные породы разбиты на отдельные угловатые блоки диаметром 1–3 м, слегка смещенные со своих мест и создающие эффект торошения склона. В верхней части северного склона, расположенного над оз. Ханкусъярви, ступень выражена нависающим обрывом высотой 1,5–2 м, соответствующим залеганию сланцеватости, и резким нарастанием крутизны склона в сторону вершины (рис. 39). Северный и южный склоны горы в целом более крутые, чем западный. На большей своей части они покрыты задернованными осыпями, из-под которых выступают обрывистые скальные уступы высотой от первых метров до 10 м и более, также предопределяющие ступенчатость этих склонов. Наиболее крутым является восточный склон возвышенности, обращенный в сторону грабеновидной субмеридиональной депрессии. Строение этого склона в целом аналогично строению северного и южного склонов.

Восточная половина блока А представлена горой Яколойва. Простирание сланцеватости гранито-гнейсов в ее пределах варьирует от субширотного до северо-западного, углы падения – от 30 до 60° в южном и юго-западном направлениях. Метапесчаники протерозоя, обнажающиеся неширокой полосой вдоль ее северного обрамления, имеют перевернутое залегание и падают в юго-юго-западном направлении под углом примерно 45°. Такое же падение имеет и тектонический контакт между гранито-гнейсами и метапесчаниками, который наблюдается в нижней части склона непосредственно над оз. Ханкусъярви. В этом месте гранито-гнейсы образуют небольшой козырек над отчетливо выраженной зоной дробления и разлинзования, сформированный по метасоматически измененным и милонитизированным гранито-гнейсам и метапесчаникам. Мощность зоны тектонитов около 1,5–2 м. В теле разрыва трещины имеют изогнутую форму, в вмещающих породах – ортогональны, при этом в районе контакта они повсеместно приоткрыты, в то время как выше и ниже по разрезу породы становятся массивными, крупноблоковыми (см. рис. 35).

Рельеф горы носит отчетливо дифференцированный характер. В обращенной к озеру северной части он сильно расчленен. Склон, обращенный к оз. Ханкусъярви, выражен практически вертикальным обрывом длиной более 1 км и высотой до 50–80 м в центральной части (см. рис. 38, б). Над обрывом, вдоль всей его бровки, прослеживаются кулисно расположенные гряды длиной от десятков до сотни метров, разделенные грабеновидными оврагами глубиной

от первых метров до 10–20 м. Простираение гряд соответствует простираению сланцеватости гранито-гнейсов. Остальные склоны горы Яколойва расчленены гораздо меньше, более пологие и покрыты, в основном, заросшими осыпями, чередующимися с относительно редкими уступами коренных пород.

В пределах исследуемого блока можно выделить несколько морфоструктурных признаков, не объяснимых с точки зрения пассивного взаимодействия субстрата и денудационных (включая экзарационные) процессов и свидетельствующих о проявлениях неотектонических деформаций. 1. Крутые обрывы горы Яколойва, являющиеся по своим высотным характеристикам и крутизне геоморфологической аномалией в районе пространственно совпадают с расположенным под ними тектоническим контактом, по которому гранито-гнейсы архейского возраста взброшены на метапесчаники протерозоя. 2. Зона сгущения незалеченных приоткрытых трещин охватывает как тело метасоматизированных тектонитов взбросо-надвига (что можно объяснить морозным выветриванием ослабленной зоны), так и приразрывную часть массивных гранито-гнейсов, не несущую следов древней тектонизации, подчеркнутой метасоматозом. 3. В пределах возвышенности, сложенной однородными гранито-гнейсами, в виде геоморфологической аномалии существует структурно не обусловленная ступень, опоясывающая большую часть склона над депрессией оз. Ханкусьярви по горизонтали. В месте падения сланцеватости гранито-гнейсов против склона ступень образует обрыв с отрицательным уклоном. 4. Вытянутый в субширотном направлении, выраженный в рельефе положительной формой массив гранито-гнейсов пересекается поперек субмеридиональной депрессией, не связанной с препарировкой литологических неоднородностей и имеющей внешние морфологические признаки грабена.

Блок Б расположен на западном обрамлении Ханкусьярвской синклинали, вытянут в субмеридиональном направлении и имеет размеры примерно 2,5x2 км. Сложен блок преимущественно гранито-гнейсами архейского возраста, и лишь в восточной, прибрежной озеру Ханкусьярви, части наблюдается полоса выходов интрузивного тела ультраосновного состава, имеющего раннепротерозойский возраст. Основной структурной неоднородностью гранито-гнейсов является сланцеватость, которая в целом имеет субмеридиональное простираение и восточное падение с углами от 20 до 70°. Местами простираение сланцеватости отклоняется к северу или западу. Контакт между гранито-гнейсами и ультраосновными породами имеет субмеридиональное, немного отклоняющееся к северо-западу простираение и непосредственно наблюдается в северо-восточной части блока. В обнажениях прослеживается разрыв шириной 1–2 м, представленный сильно раздробленными милонитизи-

рованными и разлинзованными тектонитами, развитыми по гипербазитам. Разрыв имеет субмеридиональное простирание и восток-северо-восточное падение с углом примерно 45° . Он является взбросо-надвигом, по которому ультраосновные породы надвинуты на гранито-гнейсы.

В рельефе блок Б представлен возвышенностью с тремя вершинными поверхностями, центральная из которых достигает максимальной отметки 248,4 м. Вершины разделены широкими, относительно прямолинейными оврагами субширотного простирания, являющимися геоморфологическими границами трех более мелких блоков. Рельеф возвышенностей, в целом, слабо расчлененный. Водораздельные поверхности и склоны покрыты маломощным чехлом щебнисто-дресвянистых отложений и отдельными валунами. Днища широких оврагов заболочены, в местах выходов оврагов к окружающим депрессиям наблюдаются задернованные каменные потоки из слабоокатанных глыб. Обнажения коренных пород встречаются нечасто. Основная часть их имеет характер обрывов и приурочена к основанию западного, наиболее крутого, склона и бортам субширотных оврагов. Пологие бараньи лбы обнажаются в привершинных частях, максимальная их концентрация наблюдается в северо-восточном углу блока Б по гранито-гнейсам, в районе контакта с гипербазитами. Восточный склон возвышенности пологий, задернованный. Небольшие карьеры вскрывают у его основания толщу щебнисто-валунных моренных отложений, мощностью в несколько метров. В местах подхода этого склона к берегу оз. Ханкусъярви наблюдаются бараньи лбы, сложенные гипербазитами.

Зона тектонического контакта гранито-гнейсов и ультраосновных пород лучше всего выражена на восточном пологом склоне северного блока-возвышенности. В этом месте наблюдается овраг, секущий склон поперек и по степени выраженности являющийся геоморфологической аномалией для всего блока (см. рис. 36, в). Длина его около 500 м, ширина по днищу от нескольких до первых десятков метров. Простирание субмеридиональное, соответствующее контакту. Его восточный склон обрывистый, сложен ультраосновными породами, в основании местами наблюдаются тектониты описанного выше взбросо-надвига (рис. 40, а). Высота этого склона примерно 12 м, она полого уменьшается в южном направлении. По бровке уступа расположено несколько узких (шириной в первые метры) валоподобных вершинок, на несколько метров превышающих бровку и вытянутых вдоль оврага. Крайне важно, что гипербазиты до глубины в несколько метров от поверхности переработаны в кору выветривания и представляют собой практически полурыхлую массу. Западный склон имеет вид уступа, достигающего 7–8 м, и сложен прочными гранито-гнейсами, образующими многочисленные бараньи лбы на пологом склоне возвышенности над

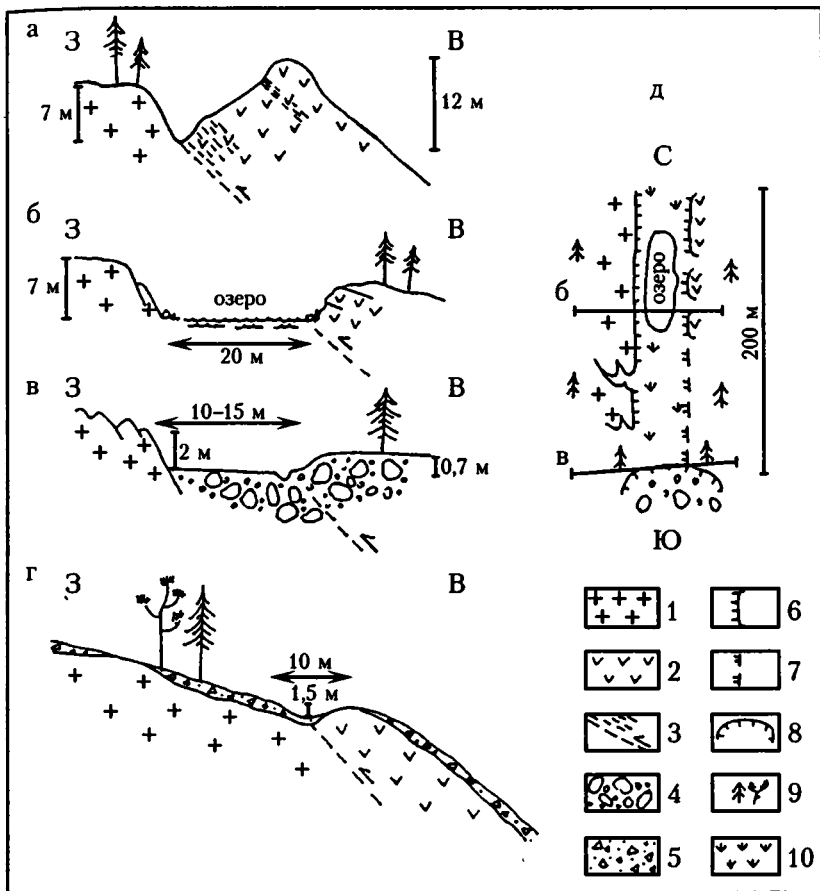


Рис. 40. Геоморфологическое выражение взбросо-надвигового контакта между прочными гранито-гнейсами и выветрелыми ультрабазитами к западу от оз. Ханкусьярви

Геолого-геоморфологические профили и схема по материалам полевых зарисовок: а-г – профили: а – в самой северной части оврага; б – в районе озера, показанного на схеме; в – в восточной части оврага, у карьера, показанного на схеме; г – в нескольких сотнях метров к югу, за пределами приконтактового оврага; д – схема южной части приконтактового оврага

1 – гранито-гнейсы; 2 – выветрелые гипербазиты; 3 – взбросо-надвиг и зона приразрывного катаклаза; 4 – крупноглыбовая морена; 5 – коллювиально-делювиальный шлейф; 6, 7 – уступы: 6 – по коренным породам, 7 – на поверхности морены; 8 – карьер; 9 – залесенные участки местности; 10 – заболоченные участки

бровкой обрыва. В южной части овраг расширяется, между обрывами появляются небольшие озера (см. рис. 40, б, д). Еще южнее коренной уступ с гипербазитами ныряет под плащ перекрывающих его моренных отложений и прослеживается на протяжении нескольких десятков метров по поверхности морены уступом около 1 м высотой. Этот уступ в разрезе сложен крупноглыбовой однородной мореной, имеющей мощность как минимум 3 м, что хорошо видно в стенке карьера (см. рис. 40, в). На восточном склоне центрального блока, выраженного возвышенностью с отметкой 248,4 м взбросо-надвиговой контакт проявлен незначительным, но отчетливым уступом против склона высотой менее 1 м (см. рис. 40, г). Он задернован, и обнажений в его пределах не наблюдается. Резкое изменение в степени выраженности контакта происходит при пересечении субширотной межблоковой границы, которая выражена широким оврагом, направленным в сторону озера по склону.

Таким образом, тектонический контакт гипербазитов и гранито-гнейсов несет сразу несколько признаков послеледниковой тектонической активизации. 1. Наличие хорошо выраженной контрастной депрессии поперек склона, которая является геоморфологической аномалией на общем фоне района. 2. Присутствие расположенной строго против движения ледника, выраженной валоподобными вершинками незначительной ширины и сложенной рыхлой корой выветривания по гипербазитам ступени рельефа. (Трудно себе представить, что ледник, отчетливая экзарационная роль которого проявлена на поверхности прочных гранито-гнейсов сразу западнее оврага, оставил рядом нетронутым незначительное препятствие, сложенное непрочными породами. Можно с достаточной степенью уверенности предположить, что ступень образовалась после исчезновения ледникового покрова и связана с молодым взбрасыванием по разрыву.) 3. Наличие прямолинейного протяженного уступа на поверхности сравнительно мощной морены, по простиранию продолжающего обрыв в гипербазитах.

Блок В расположен в центре западной части Ханкусьярвской синклинали. Центральная его часть сложена метапесчаниками и кварцитами нижнепротерозойского возраста, в целом имеющими синклинальную структуру с шарниром, ныряющим в северо-западном направлении. Синклиналь осложнена складками более высокого порядка. Основной структурной неоднородностью является сланцеватость, простирание которой на юго-западном крыле является субмеридиональным, а на северо-восточном крыле – северо-восточным. Углы падения на крыльях колеблются от 25 до 45°. По западному, северному и восточному обрамлениям этих толщ наблюдаются выходы гипербазитов. Северную и частично центральную части занимают толщи архейских гранито-гнейсов, структурно являющиеся продолжением Яколойвинского массива и образующие своеобразный

козырек, перекрывающий породы нижнего протерозоя. Судя по размерам элементов залегания сланцеватости, породы смяты в многочисленные складки, шарниры которых ориентированы преимущественно в северо-западном направлении. Углы падения составляют от 15 до 70°. В рельефе блок выражен полуостровом, расположенным в центре оз. Ханкусъярви и имеющим треугольную форму со стороной немного более 1 км.

Главная возвышенность полуострова находится в его центральной части, имеет максимальную абсолютную отметку 209,4 м (в районе развития гранито-гнейсов) и возвышается над озером на 120 м. Возвышенность имеет в плане также треугольную форму и расчленена несколькими субширотными оврагами, образующими веер, расходящийся в западном направлении. Ее западный склон обрывистый, выражен многочисленными уступами метапесчаников и гранито-гнейсов, от 1 до 7 м высотой. Наблюдаются отседающие глыбы и небольшие обвалы. Максимальная обрывистость наблюдается в том месте, где сланцеватость коренных толщ имеет падение под склон. У основания этой обрывистой стороны возвышенности расположена небольшая депрессия, заполненная болотом и озерами. Юго-восточный склон на большом протяжении прямолинейный и также крутой. В его самой верхней части наблюдаются относительно невысокие ступенчатые обрывы по коренным породам, остальной склон представляет собой крутую осыпь, тянущуюся до уреза воды. Северо-восточный склон имеет северо-западное простираание и примерно аналогичное строение, однако он развит по относительно менее прочным выветрелым гипербазитам и значительно положе и ниже. В западной части блока В, у берега оз. Ханкусъярви, расположена еще одна небольшая изолированная возвышенность, вытянутая в субмеридиональном направлении и имеющая размеры примерно 300x100 м. Абсолютная высота ее около 165 м, превышение над озером около 30 м. Возвышенность сложена выветрелыми гипербазитами с субмеридиональным простираанием и восточным падением сланцеватости.

В пределах исследуемого блока выделяются геоморфологические особенности, неотектоническую предопределенность которых можно обосновать, сравнивая структурно-геологические и геоморфологические данные, а также учитывая субширотное, в восточном направлении, движение ледника. Треугольная форма всего блока, образующаяся за счет окружающих проливов оз. Ханкусъярви, и серия субширотных, немного расходящихся оврагов, наиболее отчетливо открывающихся на запад, образуют веер. Веерообразная морфоструктура может быть частично объяснена препарировкой структурных и литологических неоднородностей, особенно в северной части, но в южной части она является секущей по отношению к

сланцеватости и расположена под углом к направлению движения ледника.

Блок Г находится на севере исследуемого участка и является фрагментом более крупной морфоструктуры. Блок ограничивает с севера основную часть Ханкусьярвской синклинали и в геоморфологическом плане является некоторым зеркальным подобием Яколойвинскому массиву, ограничивая прогиб оз. Ханкусьярви с севера. Породы, слагающие эту часть исследуемой территории, представлены гранито-гнейсами архейского возраста, метапесчаниками и кварцитами протерозоя и, в подчиненном количестве, гипербазитами. Протерозойские толщи образуют изоклиналиную синклиналиную структуру (ответвление Ханкусьярвской синклинали), опрокинутую в северо-восточном направлении. Архейские гранито-гнейсы являются вмещающими для синклинали и образуют изоклиналиные антиклиналиные структуры по ее бортам. В плане конформная сланцеватость всех толщ образует изгиб, имеющий общее северо-западное, до широтного, простирание и выгнутый в юго-западном направлении. Падение сланцеватости – в сторону оз. Ханкусьярви, в юго западном и южном направлениях, углы колеблются от 20 до 70°. По данным дешифрирования космоснимков, весь блок может быть отнесен к краю гранито-гнейсового купола.

В рельефе исследуемая часть блока Г выражена двумя основными водоразделами и разделяющей их депрессией. Ближайшая к оз. Ханкусьярви возвышенность имеет максимальную отметку 226,0 м. Она вытянута соответственно направлению сланцеватости и вместе с ней меняет простирание от северо-западного до субширотного. Ее склоны относительно крутые, однако юго-западный и западный склоны несколько положе, чем противоположные, где наблюдается больше обрывистых уступов по коренным породам. В привершинной части располагаются бараньи лбы. Породы разной прочности – гранито-гнейсы, метапесчаники, гипербазиты – встречаются в привершинных частях возвышенности, сменяя друг друга вдоль ее гребня. Депрессия, разделяющая водоразделы, представляет собой каньон, дно которого заполнено озерной ванной длиной около 3,5 км и максимальной шириной около 200 м. Эта отрицательная морфоструктура целиком находится в пределах синклинали, сложенной протерозойскими толщами, и своей формой повторяет контуры геологической структуры. Расположенный северо-западнее озера водораздел имеет несколько вершин абсолютной высотой более 200 м и относительно крутые северо-западный и северный склоны, покрытые бараньими лбами. Этот водораздел целиком сложен гранито-гнейсами.

В пределах блока можно выделить две морфоструктурные особенности, указывающие на наличие эндогенной составляющей в развитии рельефа: 1) современная депрессия рельефа наследует распо-

ложение древней синклинали; 2) породы, слагающие синклиналь (метапесчаники), на крыле структуры занимают достаточно высокое положение в рельефе, лишь немного более низкое, чем гранито-гнейсы (это свидетельствует об их значительной прочности и ставит под сомнение возможность образования депрессии в ядерной части синклинали только за счет препарировки литолого-структурных неоднородностей).

Изложенные данные позволяют наметить некоторые морфоструктурные особенности района и дать их структурно-кинематическую интерпретацию (см. рис. 35).

Как уже говорилось, основной геологической структурой района является Ханкусьярвская синклиналь, видимые границы которой в целом наследуются депрессией оз. Ханкусьярви. В западной части синклиналь имеет треугольную форму и окружена архейскими гранито-гнейсами, образующими по ее периферии серию блоковых возвышенностей. Эти возвышенности вероятно являются фрагментами гранито-гнейсовых куполов. Блок, расположенный южнее синклинали, рассечен надвое депрессией субмеридионального простирания, имеющей признаки новейшего грабена и отвечающей относительно субмеридиональному сжатию и субширотному растяжению. На его обрывистом склоне, обращенном на север к Ханкусьярвской синклинали и соответствующей ей озерной депрессии, обнажается взбросо-надвиг с признаками новейшей активизации. По этому разрыву массы пород перемещаются вверх и на север, надвигаясь на синклиналь. Блок, расположенный севернее синклинали, изогнутой формой своего внешнего края почти зеркально отражает южный блок и вместе с ним образует борта вытянутой треугольной депрессии, открывающейся на запад. По своим морфоструктурным особенностям северный блок может быть интерпретирован как упор, противостоящий движению горных масс в северном направлении. Блок, расположенный западнее синклинали, вытянут в субмеридиональном направлении. В его восточной части происходит послеледниковое протрузивное взбросо-надвигание ультрабазитов на запад, из межкупольной депрессии на склон гранито-гнейсового массива.

В устье треугольной депрессии, в середине синклинальной структуры, расположен небольшой треугольный блок, выраженный возвышенностью, которая отчленена от южного блока. Его южный и северный края в плане повторяют форму вмещающей рамы. На западном борту наблюдается несколько субширотных оврагов, которые, вместе с окружающими блок проливами, образуют веер, частично секущий структурные неоднородности коренных толщ. Морфоструктура, вероятно, отвечает субмеридиональному растяжению в районе западного борта блока и может быть объяснена выдвиганием треугольного блока из устья депрессии в западном направлении под воз-

действием субмеридионально смыкающихся гранито-гнейсовых массивов. Такой процесс должен облегчаться наличием сланцеватости с восточным падением. Прямых признаков существования новейших сдвигов на границах треугольного блока обнаружить не удалось, однако необходимо отметить значительную пространственную разобщенность контакта нижнепротерозойских метапесчаников и архейских гранито-гнейсов (см. рис. 33) по разные стороны узкого пролива между блоками А и В. Такая разобщенность может свидетельствовать о сдвиговых смещениях с левой компонентой на границе блоков.

Таким образом, в исследуемом районе в новейшее и послеледниковое время происходит воздымание гранито-гнейсовых массивов с перемещением их в северном направлении, сопровождаемое прогибанием разделяющей их древней синклинальной структуры и частичным отжиманием материала синклинали в сторону, на запад. Подобным способом обоснован парагенез воздымания в новейшее время щелочных массивов Кольского полуострова и компенсационного прогибания окружающих депрессий [Арманд, 1964] в обстановке сжатия рамы [Сваричевская, Яговкин, 1966]. Возможно, что аналогичные явления могут иметь место и в других районах Балтийского щита.

Для районов, тектонически более активных (Альпийско-Гималайский коллизионный пояс) сходные структуры латерального выжимания наиболее подробно описаны М.Л. Коппом [1994, 1997].

Кужъярвская синклиналь. Развитие складчато-блоковой структуры

Еще один информативный участок непосредственно примыкает к Ханкусъярвинскому сегменту с востока (см. рис. 25, д). В пределах Северо-Карельской зоны, в северо-западном обрамлении Кукасозерской синклинали, выделяется Кужъярвинский массив гнейсовидных гранитов [Сыстра, 1991] (рис. 41). Он граничит с толщей метаморфизованных андезито-базальтов сумия, образуя вместе с ними сложную языковидную складчатую структуру, опрокинутую к востоку и подчеркиваемую сланцеватостью пород. В районе контакта наблюдаются следы будинирования, катаклаза и брекчирования пород. Изгиб, образованный гранитами, имеет больший радиус кривизны, чем изгиб, образованный андезито-базальтами, что приводит к возникновению дисконформности толщ в плане. В рельефе складка выражена дуговидными возвышенностями, повторяющими изогнутую форму структуры и имеющими высоту над оз. Кужъярви около 100–150 м. В месте дисконформности толщ, в замке складки, наблюдается небольшое озеро, расположенное на дне глубокой, в десятки метров глубиной, депрессии с крутыми склона-

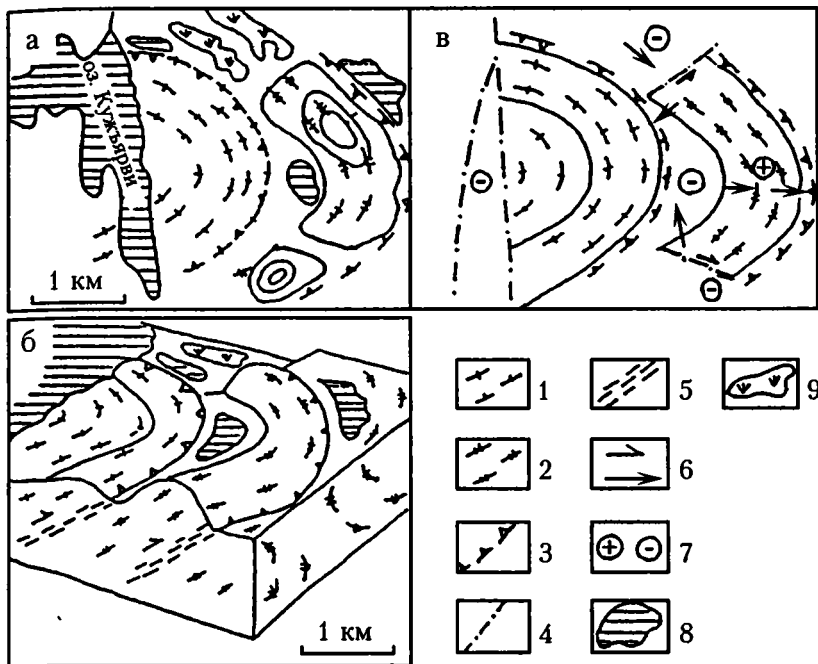


Рис. 41. Новейшая активизация складчатой структуры (образование депрессии в месте замкового отслаивания) в районе оз. Кужьярви

а – геолого-геоморфологическая схема; б – блок-диаграмма; в – предполагаемая модель процесса

1 – архейские гранито-гнейсы; 2 – сумийские метавулканыты; 3 – надвиги; 4 – основные разрывы сдвигового типа; 5 – зоны катаклаза и хрупко-пластического течения; 6 – направление перемещения масс; 7 – относительно поднятые и опущенные блоки; 8 – озера; 9 – заболоченные участки

ми. На окружающей территории существует много похожих озер, но расположены они обычно в мелких неровностях рельефа. В данном случае расположение депрессии, вполне вероятно маркирующей область растяжения, и место замковой дисконформности складчатой структуры пространственно совпадают. Этот факт является свидетельством в пользу активизации развития процесса изгибания, с образованием полости замкового отслаивания [Хиллс, 1954] и появлением соответствующей отрицательной морфоструктуры.

В процессе исследования окружающей территории были выявлены дополнительные признаки неотектонической активности всей складчатой структуры, позволяющие более уверенно исключить процесс денудационной (экзарационной)* препарировки как главную причину рельефообразования.

На крыле складчатой структуры, в районе контакта архейских гранитов и сумийских толщ, наблюдается уступ рельефа, сложенный гранитами. Уступ представлен обрывами, достигающими высоты более 10 м, и имеет свежие обвалы у основания. Перед фронтом уступа расположены небольшие озера, имеющие вытянутую форму и занимающие депрессии, оконтуривающие контакт.

М.Г. Леонов выделяет в этих местах надвиг Кужьярвинских гранитов на толщи вулканитов, сопровождаемый образованием тектоногравитационных микститов. Озера, вытянутые вдоль контакта у основания скальных уступов, которые ограничивают фронт надвига, вероятно могут быть рассмотрены как развивающиеся преднадвиговые депрессии.

Анализ рельефа в пределах областей распространения относительно однородных докембрийских толщ позволяет выделить дополнительные признаки неотектонической активности на исследуемом участке. Дуговидная возвышенность, отвечающая складке в метавулканитах сумия, соответствует только замковой части структуры. С севера и юга эта возвышенность ограничена крутыми, относительно прямолинейными уступчатыми склонами северо-восточного и северо-западного простирания, соответственно. Широкие пространства, примыкающие к склонам и сложенные теми же породами, представляют собой всхолмленные заболоченные равнины, гипсометрически расположенные на 100 м ниже, чем вершинная поверхность возвышенности.

Прямолинейность обрывов на флангах структуры и значительные колебания высот в пределах областей распространения одних и тех же метавулканитов позволяют сопоставлять рельефообразующие линеаменты с активизированными в новейшее время разрывными нарушениями. Возвышенности маркируют поднимающиеся блоки, всхолмленные заболоченные долины показывают области опускания. Наиболее приподнятой оказывается замковая часть складки.

Уточнить характер новейшего локального поднятия позволяет учет расположения основных структурных неоднородностей: разрывы, ограничивающие по бокам поднятый замок складки, в плане образуют расходящийся веер; сланцеватость в толщах имеет в целом западное падение.

Картина наблюдаемых морфоструктур увязывается в единый парагенез. При продолжающемся развитии языковидной складки в ее фронтальной части развиваются надвиги, образуются преднадвиговые депрессии. Замок складки выжимается вверх и к востоку по этим надвигам и по расположенным на флангах расходящимся разрывам. Одновременно в тыловой части появляется область относительного растяжения и образуется депрессия в месте дисконформности толщ и замкового отслаивания (см. рис. 41, в).

В структурной геологии известно явление выкальвания замка складки по сопряженным разрывам в местах максимальной деформации. Подобная картина подробно описана в работе А. Николая, [1992], хороший геологический пример дан на материале кристаллических толщ Кольского полуострова А.В. Лукьяновым [1991].

Парагенез морфоструктур района Северо-Карельской зоны. Структурно-кинематическая интерпретация

В приведенных выше примерах анализировались отдельные морфоструктурные парагенезы на локальных участках. Возникают вопросы: 1) существуют ли парагенетические связи между выявленными морфоструктурами; 2) можно ли с точки зрения ландшафтной методики оценить неотектонические особенности участков, не охваченных детальными работами, и найти закономерности в расположении остальных форм рельефа, особенно депрессий. Базой для решения этой задачи явился космический снимок масштаба 1:500 000. Было проведено дешифрирование линеаментов, отражающих структурно-геологические особенности территории, и выделены, с небольшой генерализацией, основные озерные ванны (рис. 42). Затем была произведена значительная генерализация всей схемы дешифрирования. Оставлены основные линеаменты и сглажены и огрублены контуры озер (рис. 43). На базе полученного рисунка с учетом всех данных по геологии и неотектонике составлена интерпретационная структурно-кинематическая схема новейшего развития территории (рис. 44). На схеме в виде линий показаны основные линейные неоднородности – разрывы, трещины по сланцеватости и границы гранито-гнейсовых куполов, а также основные тектонически обусловленные депрессии. С небольшим искажением масштаба, вынесены все участки детальных работ с изображением кинематики неотектонических процессов. Получившаяся картина не только позволяет увязать в единый парагенез неотектонически активизированные структуры, выявленные на отдельных участках, но и найти место остальным морфоструктурам района [Зыков, 1996, 1997б].

Северо-Карельская зона, образующая выгнутую в северном направлении дугу с Кукасозерской синклиналью в центральной части и участвующая в строении выступа (козырька) карелид, надвинутых на беломориды, имеет морфоструктурные признаки новейшего развития. Рассмотрим их в порядке от крупных, расположенных в обрамлении зоны, к более мелким, расположенным в ее внутренних частях. Перед фронтом взбросо-надвигов, ограничивающих Кукасо-

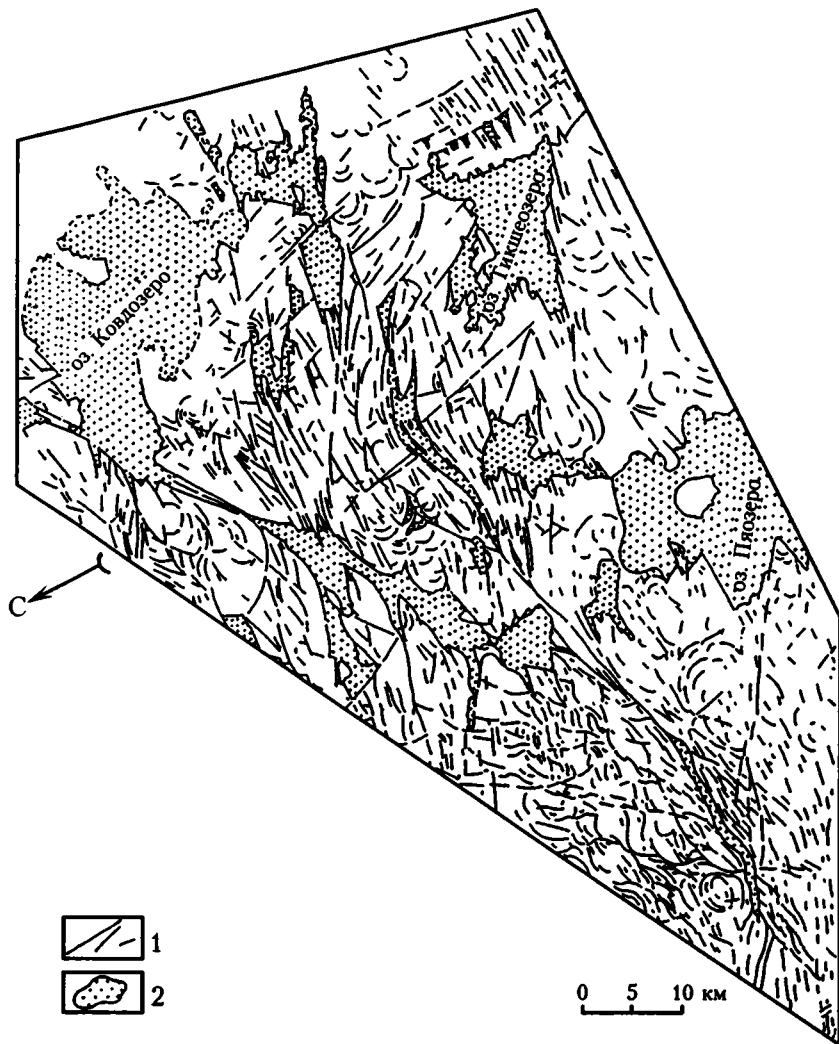


Рис. 42. Схема линеamentного дешифрирования Северо-Карельской зоны и окружающих территорий
 1 – структурные линеamentы; 2 – озерные ванны. Исходный масштаб космического снимка 1:500 000

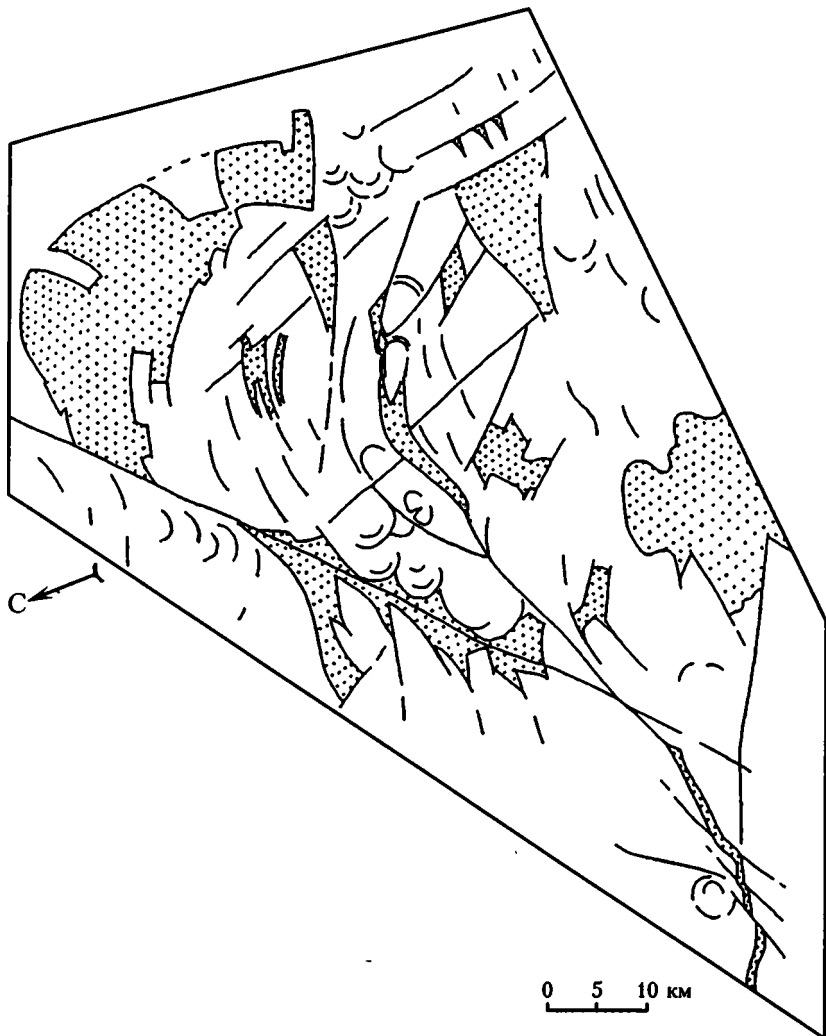


Рис. 43. Генерализованная схема дешифрирования космического снимка в интерпретации автора
Точками маркированы основные озерные ванны

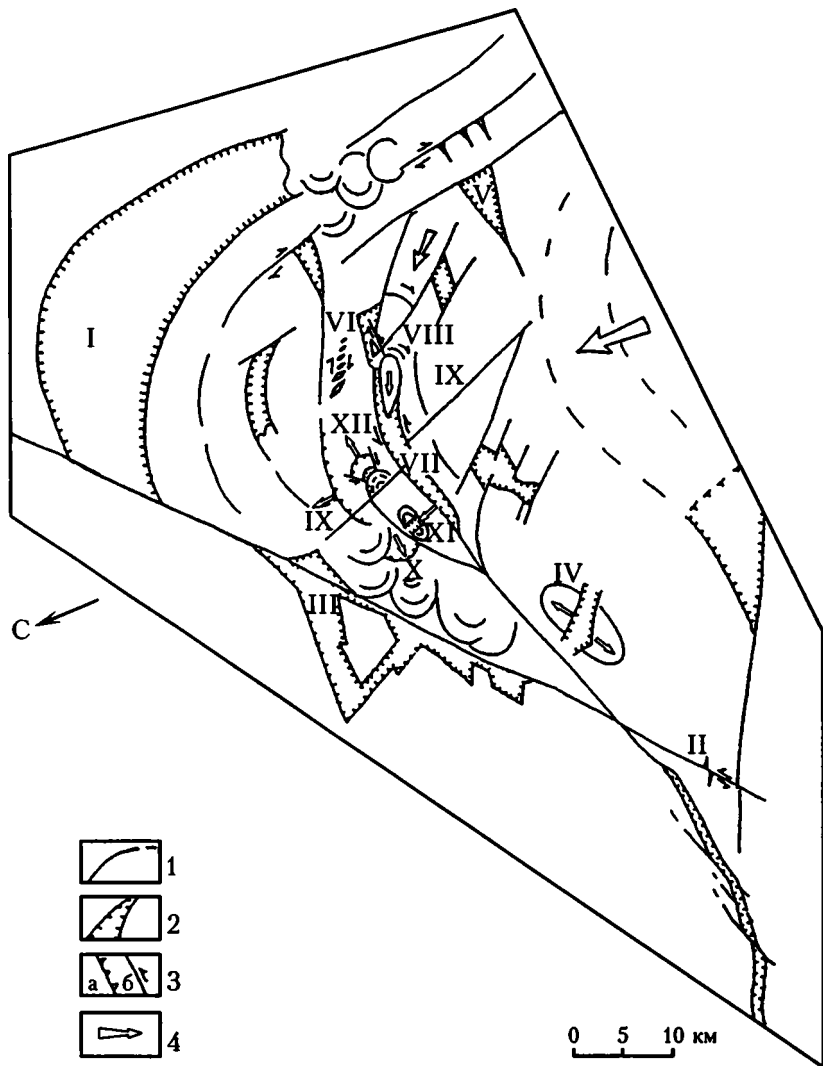


Рис. 44. Структурно-кинематическая схема, отражающая новейшее геодинамическое развитие района Северо-Карельской зоны

1 – линейные границы структурных неоднородностей (в основном – разрывов и трещин); 2 – тектонически обусловленные депрессии; 3 – разрывные нарушения: а – взбросы и надвиги; б – сдвиги; 4 – направление перемещения масс

I–XII – морфоструктуры (пояснения см в тексте)

зерскую структуру с севера и падающих в южном направлении, развивается конформная этому фронту преднадвиговая депрессия (см. рис. 44, I), свидетельствующая об активизации надвигания в северном направлении. Западный фланг дуги Северо-Карельской зоны представлен Ковдозерским разрывом и шовно-разрывной зоной, соединяющей Кукаозерскую и Паанаярвинскую структуры (имеют общее северо-восточное простираение), а также Паанаярвинской структурой. В пределах данных разрывов наблюдается коленовидное смещение долин ручьев, отвечающие левому сдвиганию (II). Вдоль Ковдозерского разрыва образуется серия прогибов, которые можно по их положению интерпретировать как присдвиговые (III). В зоне влияния шовно-разрывной структуры расположена крупная неоднородность – интрузивный массив. Он рассечен новейшим грабеном оз. Ципринга, который примерно перпендикулярен разрыву и свидетельствует о наличии относительного новейшего растяжения вдоль шовно-разрывной структуры (IV).

На восточном фланге дуги Северо-Карельской зоны расположены разрывы северо-западного простираения. Вдоль них наблюдаются признаки субвертикальных движений, выраженные образованием на болотах прямолинейных границ разного типа растительности, которые обусловлены блоковыми подвижками коренного ложа. Вдоль разрывов образуются присдвиговые грабены, открывающиеся к сместителям (V), что свидетельствует о наличии сдвиговой составляющей на новейшем этапе. Цепь кулисно расположенных депрессий общего запад-северо-западного простираения позволяет говорить о правосдвиговой компоненте движения по данной системе дизъюнктивов (VI).

Развивающиеся надвиги находятся в парагенетической связи со сдвигами на флангах структуры. Неотектонические движения во внутренних частях образованного ими своеобразного клина в районе Кукаозерской структуры увязываются с кинематикой на границах клина. Центральной морфоструктурой является депрессия оз. Кукас, расположенная в ядре Кукаозерской синклинали и повторяющая ее выгнутую в северном направлении форму (VII). Возможны несколько вариантов образования этого прогиба: 1) как вдавленного, образовавшегося при продолжающемся сжатии синклинали; 2) как области растяжения в тылу надвигового фронта; 3) как трещины замкового отслаивания в присдвиговой зоне Ковдозерского разрыва.

Автор склоняется к первому варианту трактовки в связи с широким развитием структур сжатия в районе. Горные массы в районе Кукаозерской структуры образуют линзовидно-блоковую делимость, отражающую процессы новейшего объемного сдвигания. Наблюдаются дробление блоков и их взаимные перемещения (VIII). Об относительных горизонтальных движениях бортов депрессии говорит смещение неотектонически активизированного разрыва се-

веро-западного простираения, пересекающего оз. Кукас в центре (IX). В районе северо-западной части Кукасозерской структуры расположены гранито-гнейсовые купола, выраженные в рельефе положительными формами. Фиксируемое по активизации взбросо-надвигов локальное латеральное отжимание межкупольных масс на запад, в сторону (X), свидетельствует об их взаимном сближении в субмеридиональном направлении, что, видимо, является следствием общего перемещения горных масс к северу. Об этом же процессе говорят наблюдаемые в исследуемом районе на разных масштабах по радиусам дуги Северо-Карельской зоны (XI). Данные мофоструктуры отражают соответственно расположенные горизонтальные составляющие осей относительного сжатия. Благодаря такой ориентировке осей, в складчатой структуре, образованной кужьярвинскими гранитами и метавулканитами сумия, образуется трещина замкового отслаивания, маркируемая депрессией в месте дискомформности сланцеватости. Замок складки выжимается вверх, образуя возвышенность, и надвигается по сланцеватости в сторону, открывая место для прогиба в тылу (XII). Об обстановке сжатия в горных массах свидетельствует выжимание вверх многочисленных мелких протрузий гипербазитов, встречаемых как в пределах Кукасозерской структуры, так и в ее в обрамлении.

Таким образом, новейшее развитие исследуемого района характеризуется общим движением клина масс пород, включающего Северо-Карельскую зону, к северу (с образованием парагенеза сдвиги-надвиг на его границах), и связанной с этим движением активизацией имеющих более мелких неоднородностей геологической структуры (складок, гранито-гнейсовых куполов и др.) в новейшем поле деформации.

Глава 5

Особенности новейших объемных деформаций в восточной части Балтийского щита

Примеры проявления объемных неотектонических деформаций

Сдвиги. Район озер Пиренга

В южной части Кольского полуострова, примерно на продолжении Кандалакшского залива и несколько северо-западнее, находится довольно обширная депрессия (имеющая размеры около 80 км в длину и 20 км в ширину), заполненная водами многочисленных озер, наиболее крупным из которых является система озер Пиренга (рис. 45, 1). Подавляющая часть площади депрессии в районе центральной части южного берега этого озера сложена однообразными архейскими гранито-гнейсами, в которые изредка вкраплены мелкие тела раннепротерозойских интрузий основного состава. Разрывные нарушения в районе группируются по двум основным направлениям: запад-северо-западному и северо-западному. Рельеф территории расчлененный, относительные превышения достигают десятков метров. Выходы коренных пород многочисленны, однако в основном поверхность покрыта маломощным чехлом коллювиальных, моренных и водно-ледниковых отложений. Широко распространены озовые гряды северо-западного простириания, во многих случаях приуроченные к вытянутым долинам стока. Значительная часть площади занята болотными комплексами. Анализ аэрофотоснимков масштабов 1:100 000 и 1:36 000 позволяет не только выявить многочисленные линеаменты, отвечающие трещинно-разрывной сети, но также выделить взаимосвязанный комплекс морфоструктур, которые с большой степенью вероятности говорят о проявлении в районе новейших и голоценовых сдвиговых движений в массиве пород.

Рассмотрим район оз. Чумбо, расположенного немного южнее Пиренгских озер. С юга к этому озеру подходит прямолинейная долина северо-западного простириания (рис. 46, 1). Ее ширина до-

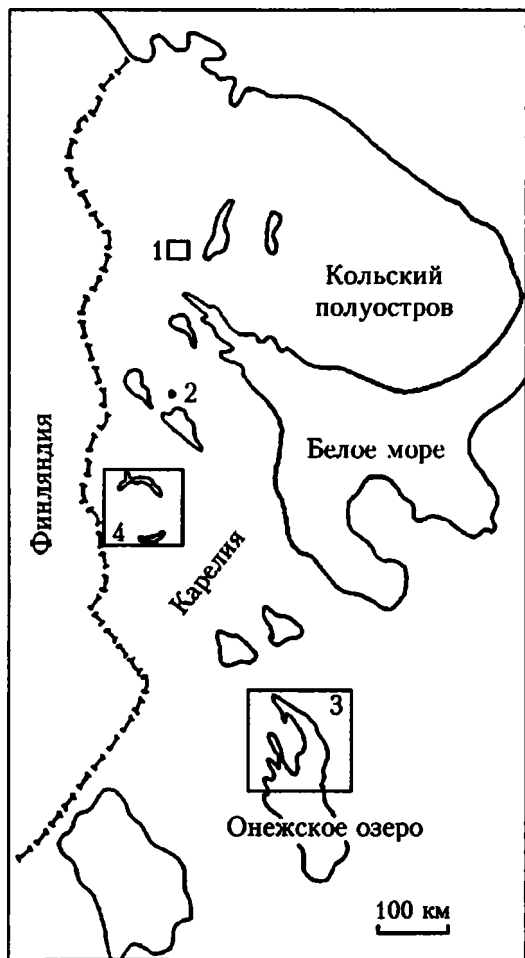


Рис. 45. Схема расположения участков наблюдений на территории восточной части Балтийского щита (за пределами Северо-Карельской зоны)

1 – Пиренга; 2 – Ельтьозеро; 3 – Заонежская мульда; 4 – Калевала

стигает 100–300 м, общая длина в пределах исследуемого участка – около 4,5 км. Несмотря на свою значительную ширину и глубину, долина почти не разрабатывается современной гидросетью. Дно долины заболочено, в его пределах располагаются отдельные мелкие озера. Примерно в 1,5 км южнее берега озера, при пересечении с хорошо выраженными линеаментами запад-северо-западного простирания, долина образует отчетливое левое колено с амплитудой около 0,5 км (II). На расстоянии около 2,5 км, к востоку от данной морфоструктуры, территорию пересекает протяженный оз северо-западного простирания (III), примерно параллельный вышеописанной долине. При пересечении с тем же линеamentом запад-северо-западного простирания оз раздваивается,

причем один из его рукавов образует левое колено от общей линии, с амплитудой около 1,5 км (IV). Вполне вероятно, что озовая гряда расположена в пределах древней долины северо-западного простирания, которая ныне засыпана флювиогляциальными отложениями.

Линеамент разрывной природы, на котором происходит коленообразное преломление долин, в своей восточной части ныряет под озеро. В районе побережья дешифрируется обширное пологое понижение рельефа, покрытое береговыми валами, располагающимися параллельно берегу. На аэрофотоснимках отчетливо видно, что

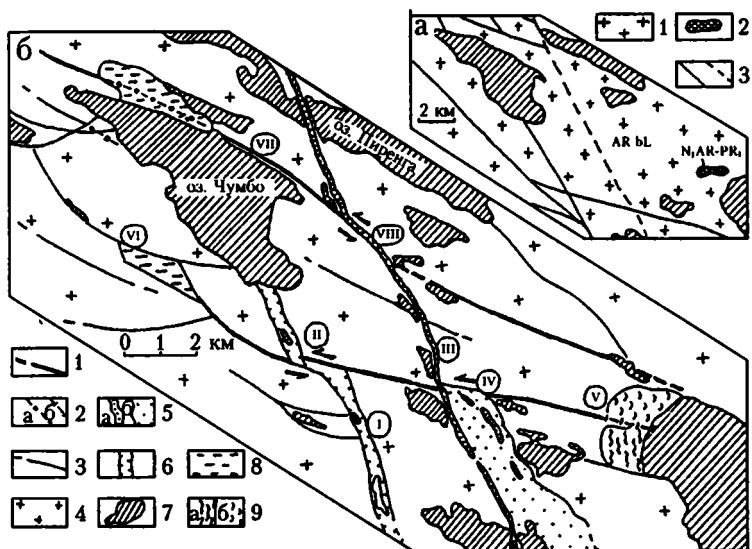


Рис. 46. Примеры новейших сдвигов в районе оз. Пиренга (Мурманская область)

а - схема геологического строения: 1 - гранито-гнейсы беломорской серии архея; 2 - интрузии щелочных гипербазитов; 3 - разрывы

б - схема новейшего развития участка: 1-3 - линеаменты: 1 - разрывной природы, в пределах которых установлены признаки сдвига, 2 - влияющие на голоценовые ландшафтные комплексы: а - прослеживающиеся на болотах и разделяющие разнонаправленные потоки течения субстрата, б - разделяющие участки берега с разной степенью выраженности береговых валов; 3 - трещинной природы, оперяющие основные сдвиги; 4 - территории, где коренные породы обнажаются на поверхности или прикрыты маломощным чехлом флювиогляциальных отложений; 5 - места развития относительно мощных флювиогляциальных комплексов: а - озов, б - участки площадного распространения; 6 - заброшенная долина стока; 7 - озера; 8 - основные болота; 9 - береговые валы: а - хорошо выраженные, б - слабо выраженные

I-VIII - морфоструктуры, описываемые в тексте

линеament разделяет это понижение на два участка: 1) со сравнительно высокими, контрастно выраженными на аэрофотоснимках валами; 2) со сравнительно невысокими, слабовыраженными валами (V). В своей северо-западной части этот же линеament разделяется на серию изогнутых линеamentов, отражающих структуру трещинно-разрывной сети, которая нарезает массив пород на линзовидные блоки. В местах сочленения трещин иногда наблюдаются депрессии также линзовидно-угловатой формы, маркируемые болотами (VI).

На северном берегу оз. Чумбо выделяется еще один линеament разрывной природы, имеющий запад-северо-западное простирание и протяженность первые километры (VII). Он определяет прямолинейность береговой линии озера, а далее на суше, в коренных породах, представляет собой трещину и выражен в виде полосы на хорошо развитом болоте, разделяя области разнонаправленного течения болотного субстрата. На продолжении этого линеamenta происходит незначительное искривление описанной выше протяженной озовой гряды, раздваивающейся южнее (VIII).

Особенности морфоструктуры территории можно интерпретировать следующим образом. Коленообразный изгиб древней долины в районе пересечения с линеamentом является следствием левого сдвигания по новейшему (или неотектонически активизированному) разрыву. По этому же разрыву с такой же амплитудой происходит сдвигание еще одной древней долины аналогичного простирания, ныне замаскированной озовой грядой, которая в месте сдвига образовала разветвление и частично пошла по долине, а частично выбрала новое направление. Размеры и проработанность сдвигаемой долины говорят о ее относительной древности, а амплитуда сдвигания – о длительности развития процесса в новейшее время. Различный характер выраженности береговых валов по разные стороны этого разрыва указывают на его голоценовую активность.

Примерно параллельно основному разрыву и несколько южнее его проходит еще один разрыв запад-северо-западного простирания. Вдоль разрыва коленовидно искривляется озовая гряда, что предположительно можно связать с голоценовым левым сдвиганием. Проявление разрыва в виде полосы на поверхности болота и влияние его на болотные процессы указывает на позднеголоценовую активность этого разрыва.

Хорошая читаемость на аэрофотоснимках дуговидно-изогнутых трещин и наличие поднятых и опущенных в рельефе ограниченных ими линзовидных блоков могут быть интерпретированы с позиций тектонофизической модели сдвиговой тектоники. Известно, что в зонах сдвига разрывы и трещины изгибаются, образуя в объеме своеобразную линзовидную отдельность [Николя, 1992]. При наличии

движений линзовидные блоки перемещаются не только латерально, но и по вертикали относительно друг друга [Reading, 1980]. Наличие подобных морфоструктур на исследуемой территории свидетельствует о процессах новейшего сдвигания, охвативших значительные объемы масс пород.

Сдвиг. Район оз. Еletzозеро

В пределах Карелии коренные дочетвертичные породы разбиты многочисленными субвертикальными и прямолинейными трещинами, которые нарезают территорию на блоки [Шульц, 1973; Гарбар и др., 1987]. Блоковая среда в макромасштабе может являться индикатором сдвиговых дислокаций. На рис. 47 изображен участок в районе оз. Еletzозеро (см. рис. 45, 2), который сложен относительно однородными, метаморфизованными магматическими породами раннепротерозойского возраста. Породы разбиты сетью относительно прямолинейных трещин, образующих ортогональный рисунок. Дешифрирование аэрофотоснимков и полевые наблюдения выявили наличие небольшой заболоченной долины север-северо-восточного простирания. Долина маркируется угнетенной кустарниковой растительностью, тогда как ее борта образуют возвышенные участки, маркируемые лесом. Границы зеленых и заболоченных участков имеют прямолинейный характер и их направление совпадает с простиранием ортогональной сис-

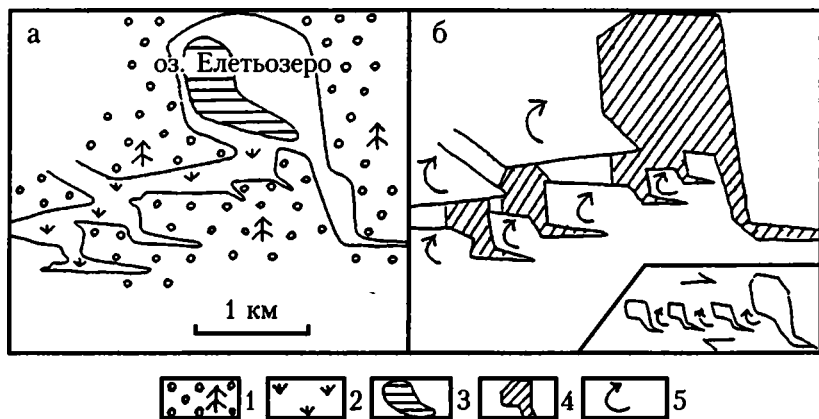


Рис. 47. Поворот блоков, устанавливаемый по ландшафтным признакам в районе оз. Еletzозеро

а, б – схемы: а – дешифрирования аэрофотоснимка, б – образования зон растяжения при незначительных поворотах блоков

1 – территория, покрытая лесом; 2 – заболоченные участки; 3 – оз. Еletzозеро; 4 – узлы растяжения; 5 – направления поворота блоков

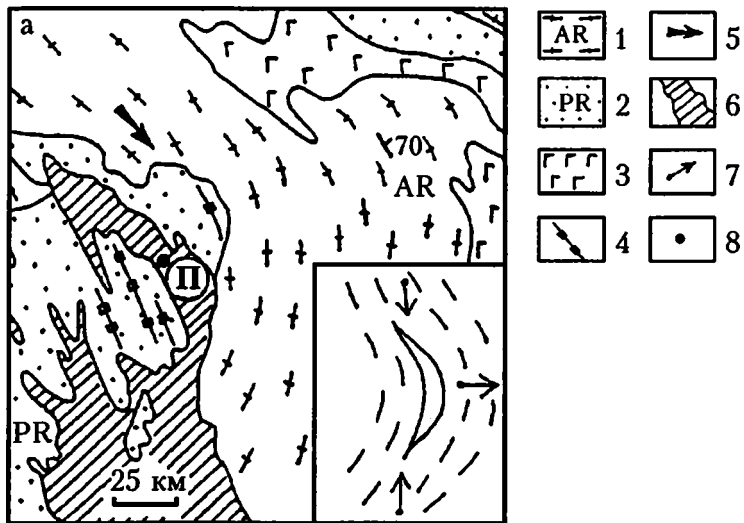
темы трещин, в результате чего четко вырисовывается система блоков – ступеней. На продолжении заболоченной долины располагается чуть более крупная депрессия, имеющая длину около 1 км и заполненная озерами и болотами. Депрессия вытянута в северо-западном направлении, имеет широкую северную и суженную южную части. Необходимо подчеркнуть, что подобные структуры, но меньшего масштаба, могут быть без труда прочитаны в рисунке бортов заболоченной долины, причем они образуют ступенчато-кулисный ряд, расположенный вдоль этой долины. Рассмотрим тектонофизическую модель, видимо объясняющую появление данной морфоструктуры.

Явление вращения плоскостей трещин и разрывов в зонах сдвига и сплющивания и, соответственно, вращения ограниченных ими относительно жестких блоков смоделировано [Гептнер, 1970; Гзовский, 1975] и описано как геологическое явление на разных масштабных уровнях [Буртман и др., 1963; Стрелков, 1973; Freund, 1970; Sylvester, 1988; и др.]. В ряде работ отмечено, что при повороте блоков в условиях относительно жесткой верхней части земной коры в углах между блоками образуются зоны относительно растяжения. Этим зонам часто соответствуют зияния, но они могут быть заполнены и магматическим материалом [Cristie-Blick, Biddle, 1988; Копп, 1997]. Подобные структуры могут, вероятно, развиваться и в платформенных условиях, а особенно в условиях щита, где существует сеть платформенных трещин [Шульц, 1973; Гарбар и др., 1987].

Описанная выше морфоструктура, вероятно, является примером отражения такой сдвиговой зоны в приповерхностной блоковой структуре территории. Заболоченные участки долины маркируют зоны просадки в узлах растяжения при незначительном повороте блоков. На основании кулисного расположения зон растяжения и характера поведения приподнятых участков, возможно реконструировать зону правого сдвига с поворотом блоков по часовой стрелке.

Развивающаяся мегаскладка. Заонежская мульда

В Южной Карелии (см. рис. 45, 3) выделяется крупная прото-платформенная структура – Заонежская мульда, имеющая около 100 км в диаметре и выполненная метаморфическими породами протерозойского возраста (рис. 48). Толща по большей части интенсивно смята в килевидные складки с шарнирами северо-западной ориентировки. Подстиляется мульда сложным комплексом пород, в котором преобладают гранито-гнейсы архейского возраста, обнажающиеся по периферии структуры. Сланцеватость гранито-гнейсов в целом плавно изгибается к востоку. Этот изгиб особенно отчетливо читается на северном и восточном обрамлениях мульды. Архейские толщи имеют относительно крутое восточное и юго-



6

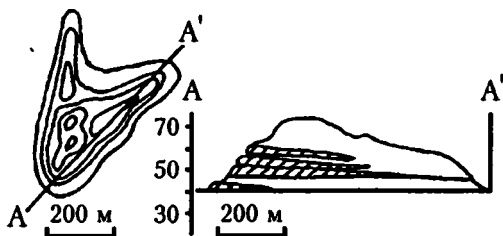


Рис. 48. Пример новейших деформаций на юге Карелии

а – образование депрессии Повенецкого и Заонежского заливов в ядре мегаскладки; на врезке – схема образования полости замкового отслаивания в процессе деформации: 1 – архейские гранито-гнейсы; 2 – метаморфические толщи протерозойского возраста; 3 – магматические толщи преимущественно основного состава; 4 – оси складок; 5 – направление движения ледника; 6 – озера; 7 – направление перемещения материала; 8 – место расположения о-ва Мягостров. П – дуга Заонежского и Повенецкого заливов

б – деформация террас на о-ве Мягостров (по А.Д. Лукашову [1976])

восточное падения [Сыстра, 1991]. Рельеф территории расчлененный, структурно-обусловленный, размах его достигает десятков и первых сотен метров. В районе Заонежского полуострова выделяются палеосейсмодеформации, новейшие сдвиговые деформации и другие проявления повышенной неотектонической активности [Lukashov, 1995]. С геоморфологической точки зрения одной из крупнейших структур в районе является депрессия, заполненная водами

Повенецкого и Заонежского заливов. Она имеет значительные размеры: длину около 100 км, ширину примерно 10–20 км. Анализ геологических материалов показывает, что депрессия пространственно не связана с какими-либо определенными комплексами пород и не может быть объяснена избирательной денудационной препарировкой толщ, обладающих разной прочностью. На геологических картах и космоснимках видно, что дуга залива отчетливо сетчатой структуры протерозойских толщ, в пределах которых расположена. В то же время, она примерно конформна изгибу сланцеватости подстилающих архейских пород, с которыми на протяжении не соприкасается, и располагается в ядре горизонтальной мегаскладки, образованной этим изгибом в плане (см. рис. 48). На островах Заонежского залива обнаружены отчетливо перекошенные в сторону залива эрозионные террасы, что свидетельствует о голоценовом тектоническом прогибании дна этого водоема [Бискэ и др., 1971; Лукашов, 1976].

Широко известно, что в процессе развития складок в слоистой толще, на крыльях образующейся структуры происходит проскальзывание слоев [Спенсер, 1981; Николая, 1992; и др.]. В случаях, когда радиус кривизны изгиба разных слоев меняется, проскальзывание сопровождается отслаиванием в замке складки и образованием линзовидной полости, которая в природе заполняется жильными или магматическими телами соответствующей формы [Хиллс, 1954; Ажгирей, 1956; Белоусов, 1985; Методы моделирования..., 1988; Талицкий, Галкин, 1997].

Особенности геолого-геоморфологического строения района Заонежской мульды позволяют говорить о новейшем развитии деформации изгиба в архейских толщах и связывать образование депрессии в замке мегаскладки с эффектом замкового отслаивания [Зыков, 1999].

Основной механизм новейших деформаций

Морфоструктуры, выделенные в районе исследования, обладают определенным масштабом, выражаемым сотнями метров, километрами или десятками километров. Возникает вопрос, каким образом в приповерхностных условиях в холодных и жестких породах могут происходить все описанные выше деформации: развиваться складки, перемещаться и поворачиваться блоки и т.д.; т.е. встает вопрос о механизме новейшей деформации. Рассмотрению механизмов деформации горных пород, с которыми можно в той или иной степени связать новейшие тектонические движения, посвящено большое количество публикаций [Ферхуген и др., 1974; Лукьянов, 1991; Леонов,

1993; Тверитинова, 1995; и др.]. Наблюдения, сделанные автором в процессе полевых работ, и анализ опыта предшественников позволяют предложить один из механизмов в качестве основного, широко проявленного в районах исследования.

На территории всей Карелии и Кольского полуострова, в местах выхода на поверхность кристаллических пород фундамента, можно видеть морфоскульптуры рельефа, связанные с проработкой трещинной сети. Повсеместно наблюдаются многочисленные уступы, микрограбены, зияющие трещины. Часть подобных морфоскульптур можно, внимательно осмотрев окружающий участок, обосновать выхватыванием блоков породы ледником, часть – гравитационным расползанием массива при наличии расчлененного рельефа, результатом морозного выветривания или некоторыми другими причинами. В редких случаях, при наличии хорошо сохранившихся борозд ледникового выпаживания, маркирующих реперную поверхность, и в условиях выровненного рельефа, можно предполагать тектоническую обусловленность уступов. Подобные примеры обсуждаются в литературе [Лукашов, 1976; Никонов, 1977; и др.]. Данное явление в наиболее ярком виде нами было встречено в пологих бараньих лбах на юго-западном побережье оз. Сегозеро, сложенного полого залегающими среднепротерозойскими кварцито-песчаниками (рис. 49). В пределах бараньего лба, имеющего ширину от воды до заросшего аккумулятивного берега в 4–6 м, наблюдались две трещины северо-западного простирания, видимой длиной в несколько метров, по которым отчетливые экзарационные штрихи были вертикально смещены с амплитудой в среднем 3–6 см и более. Невысокий рельеф позволяет исключить гравитационные явления. Простирание трещин соответствовало простиранию береговой линии на протяжении многих сотен метров, что свидетельствует об их рельефообразующей роли и тектоническом происхождении.

Случаи доказанного смещения ледниковых борозд по трещинам позволяют интерпретировать значительную часть встречаемых повсеместно микроуступов рельефа с неотектонических позиций. Можно предположить, что образование крупных морфоструктур в условиях жесткой холодной приповерхностной части земной коры происходит за счет многочисленных незначительных проскальзываний по имеющимся системам трещин и другим неоднородностям (например, сланцеватости).

Подобное явление, связанное с гравитацией, но имеющее модельный характер, было изучено автором в районе оз. Ханкусыярви в Северной Карелии. Склон одной из возвышенностей, расположенной в западной части озера и образованный сложно деформированными гранито-гнейсами, представляет собой бараний лоб протяженностью в сотни метров, полого поднимающийся к вершине. В

краевой части возвышенности сплошная поверхность бараньего лба раскалывается на отдельные глыбы и образует скалистый прибрежный обрыв над водой. На некотором расстоянии от края обрыва, на поверхности бараньего лба, наблюдаются многочисленные приоткрывающиеся трещины и микрограбены, обусловленные, по всей видимости, гравитационными явлениями. Часть микрограбенов расположена параллельно обрыву на расстоянии от нескольких метров до нескольких десятков метров от края. Глубина их составляет от 0,5 до 1 м, длина – от нескольких метров до десятков метров. В отдельных случаях благодаря прожилкам в гранито-гнейсах хоро-

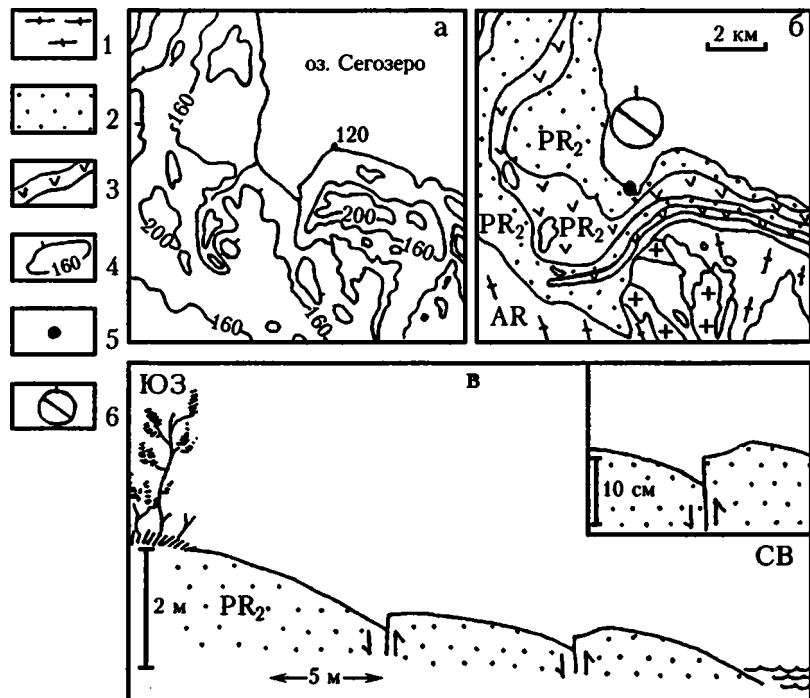


Рис. 49. Смещение поверхности бараньих лбов, несущих отчетливую ледниковую штриховку, по трещинам (юго-западный берег оз. Сегозеро)

а – топографическая схема; б – схема геологического строения; в – зарисовка – профиль бараньего лба с трещинами; на врезке – место смещения более подробно

1 – архейские гранито-гнейсы; 2 – среднепротерозойские кварцито-песчаники; 3 – среднепротерозойские диабазы; 4 – изогипсы рельефа, м; 5 – место расположения обнажения; 6 – круговая диаграмма, отражающая простирание трещин

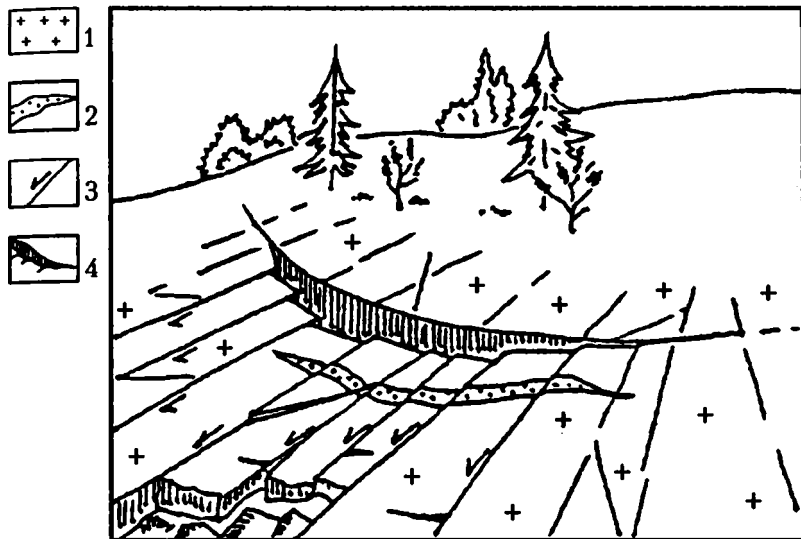


Рис. 50. Схема образования относительно крупной морфоскульптуры – микрограбена–провала в результате массовых незначительных смещений по трещинам

1 – бараний лоб по гранито-гнейсам; 2 – кварцевая жила; 3 – микро-сдвиги по трещинам; 4 – микрограбен–провал

шо видно, что приоткрывание микрограбенов обусловлено многократно повторяющимися незначительными латеральными смещениями по перпендикулярным к грабену (и реже диагональным) трещинам при движении небольших блоков пород в сторону обрыва (рис. 50). Таким образом, совместные направленные латеральные движения по мелким неоднородностям обусловили появление относительно более крупной деформации.

В результате проделанных наблюдений можно с уверенностью говорить о повсеместности проявления новейших тектонических движений на исследуемых территориях. Деформации фиксируются не только на границах крупных структур земной коры, но и во внутри-блоковых пространствах. Смещения большой амплитуды в пограничных участках происходят за счет массового незначительного смещения по многочисленным системам трещин внутри массивов пород. Подобный механизм деформации объемов пород рассматривается теоретически и на реальных примерах [Ажгирей, 1956; Тверитинова, 1997; Леонов М.Г., 1991] и называется квазипластическим. Это название отражает как хрупкую составляющую на детальном уровне, так и суммарные пластические деформации субстрата при более общем масштабе исследования.

Предварительные выводы

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что в процессе проделанных исследований был выявлен и обоснован целый ряд морфоструктур и морфоструктурных парагенезов, развивающихся в новейшее время и связанных с подвижностью фундамента.

Кратко перечислим их в порядке от наиболее простых к сложным (рис. 51): 1) неоднократно повторяющееся однонаправленное смещение русел ручьев вдоль активного сдвига (а) (в плане); 2) образование трещин отрыва в сдвиговой зоне (б); 3) образование зон растяжения в местах изгиба и раздвоения тела сдвига (в); 4) образование трещин отрыва, раскрывающихся к сдвигу (г); 5) образование линзовидных блоков в зоне сдвигания (д); 6) образование областей растяжения между блоками, испытывающими вращение (е); 7) образование полости замкового отслаивания в складчатой толще (ж); 8) сколовые деформации замка складки (з); 9) образование преднадвиговой депрессии (в разрезе – надвигание антиклинальной складки на синклинальную, в процессе их взаимного развития)(и); 10) образование компенсационных депрессий вокруг растущего купола (к); 11) образование компенсационных депрессий вокруг выжимаемой жесткой неоднородности (л); 12) образование поперечных структур растяжения в жестких линзовидных блоках зоны сплющивания (м); 13) парагенез сдвиги – надвиги – зоны растяжения в ороклиноподобных структурах (н) (в плане); 14) аналогичный парагенез в структурах латерального выжимания (о).

Выявленные морфоструктуры дополняют и существенно расширяют представления о характере объемных неотектонических деформаций в пределах платформ. Установленные признаки проявления новейшей активности имеют методическое модельное значение для поисков подобных структур.

На основании полученных данных о проявлениях новейших тектонических движений в восточной части Балтийского щита можно составить предположительную общую схему основных тенденций геодинамического развития Карельского мегаблока земной коры и его обрамления (рис. 52). Эта схема является общим фоном для подробно изученного района Северо-Карельской зоны. Для этого совместим основные, наиболее крупные, описанные морфоструктуры и схему мегаблоковой делимости земной коры восточной части Балтийского щита. Получается следующая картина: на севере, в пределах Кольского полуострова, расположены изометричные, выраженные в рельефе возвышенностями щелочные массивы Хибин и Ловозеро (I). Они разделены неотектоническими депрессиями озер, компенсирующими поднятие массивов, однако компенсационные депрессии не являются кольцевыми. Субмеридиональное простираение

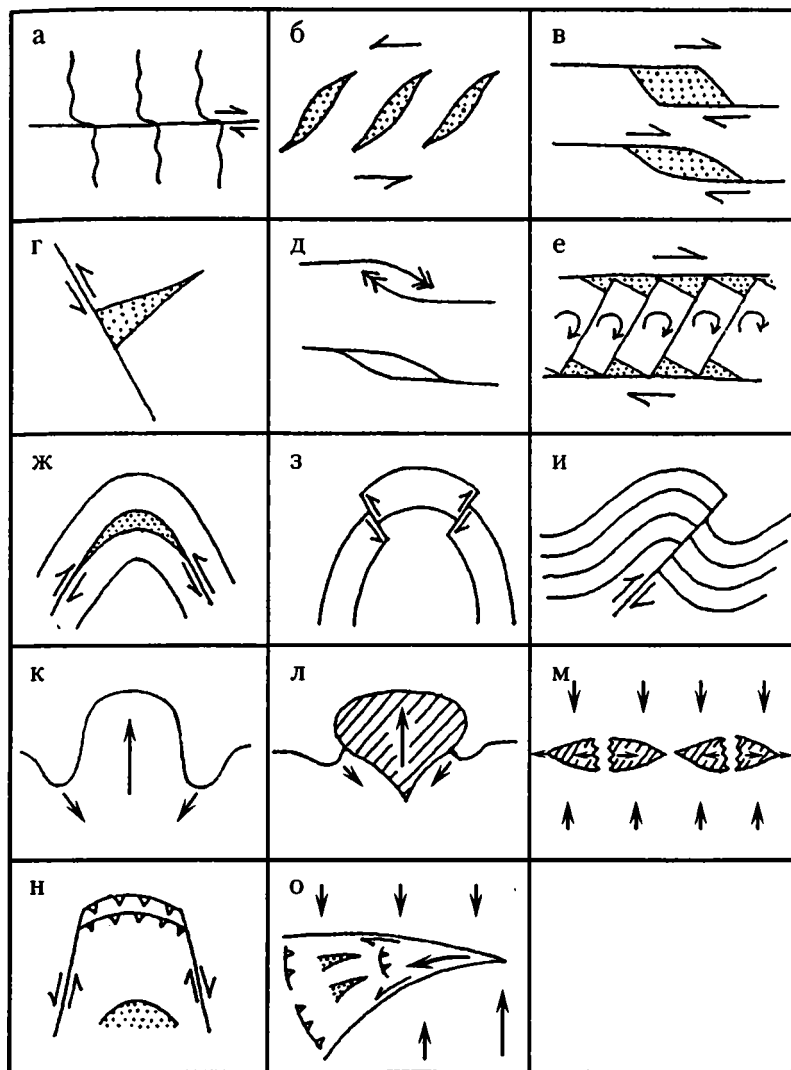


Рис. 51. Типизированные морфоструктурно-геологические примеры, выявленные и изученные автором в районах восточной части Балтийского щита (пояснения см. в тексте)

1 – взбросы и надвиги; 2 – сдвиги; 3–5 – направления: 3 – перемещения масс, 4 – вращения блоков, 5 – вращения трещин; 6 – зоны растяжения; 7 – относительно жесткие неоднородности

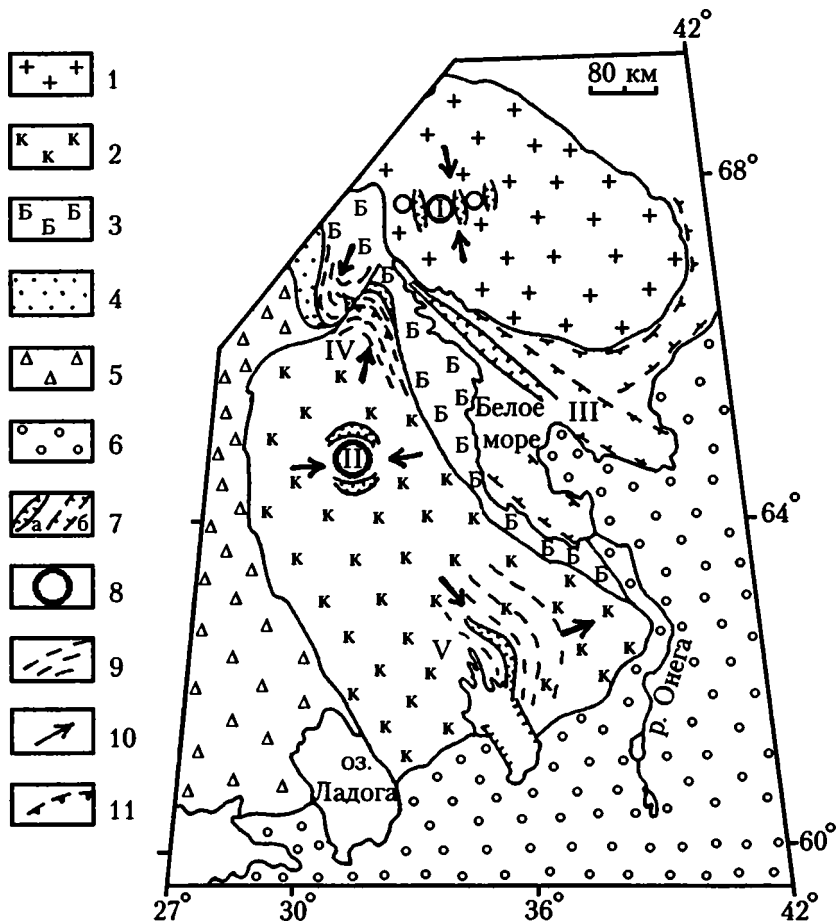


Рис. 52. Структурно-кинематическая схема, отражающая новейшую геодинамику восточной части Балтийского щита

1-3 – массивы: 1 – Кольский, 2 – Карельский, 3 – Беломорский; 4 – Куолярвинский пояс; 5 – Свекофенская область; 6 – Восточно-Европейская платформа; 7 – основные тектонические депрессии: а – четко выраженные, б – выраженные менее явно; 8 – воздымающиеся геологические тела; 9 – структурные неоднородности (сланцеватость), подчеркивающие деформацию; 10 – направление перемещения горных масс; 11 – активные надвиги

I-V – объекты, описываемые в тексте

озерных ванн не может быть объяснено избирательным воздействием ледника, двигавшегося субширотно, и является свидетельством в пользу существования дополнительного сжатия рамы массивов в субмеридиональном (с отклонением к северо-западу) направлении, при котором субширотные части компенсационных депрессий закрываются, а субмеридиональные части приоткрываются как трещины отрыва.

В средней части Карельского мегаблока расположена примерно аналогичная морфоструктура, состоящая из воздымающегося купола и окружающего кольца компенсационных депрессий, заполненных озерами Нью и Куйто (центральная часть кольцевой структуры Калевала, рассмотренная в методической части) (II). Депрессии лучше всего развиты на субширотных участках кольца и подавлены на субмеридиональных, что не может найти объяснение с точки зрения ледниковой экзарации, так как ледник двигался на юго-восток.

Можно предположить подобный предыдущему механизм образования депрессий и реконструировать соответствующее субширотное сжатие горных масс, приведшее к образованию деформационных структур.

При сопоставлении в плане обеих морфоструктур нетрудно заметить, что их формирование пространственно можно с осторожностью увязать с развитием (раскрытием) активной новейшей структуры земной коры – Кандалакшским грабеном (III), которое приводит к движению горных масс от грабена в стороны.

У северо-западного и юго-восточного окончаний Кандалакшского грабена также располагаются сходные в общих чертах морфоструктуры. В северо-западной части это морфоструктуры Северо-Карельской зоны, маркирующие движение выступа Карельского мегаблока к северу и северо-востоку, в пределы развития беломорид (IV).

На схеме, на основании анализа структурных неоднородностей в окружении зоны, показано также предположительное движение выступа Беломорского мегаблока навстречу выступу Карельского. Совместное развитие структур образует сигмоидальную границу мегаблоков в плане.

У юго-восточного, менее явно выраженного окончания Кандалакшского грабена, прослеживаются морфоструктурные признаки движения горных масс к востоку и северо-востоку – образуется новейшая трещина замкового отслаивания в ядре крупного изгиба, образованного сланцеватостью архейских толщ (V).

Косвенно подтверждает распространение неотектонического влияния щита на платформу и дуговидная форма р. Онега, которая как бы чувствует край щита, находясь на некотором расстоянии от него.

Таким образом, новейшее геодинамическое развитие северо-восточной части Карельского мегаблока может быть увязано с развитием Кандалакшского грабена. В своей центральной части мегаблок испытывает сдавливание перпендикулярно грабену, на концах же грабена происходит, вероятно компенсационное, движение горных масс в сторону грабена, с образованием своеобразных выступов по краям Карельского мегаблока.

Глава 6

Основные дискуссионные вопросы

Результаты проделанной работы (как и результаты большинства исследований) вызывали в процессе научных обсуждений целый ряд сомнений и вопросов, решение которых выходит за пределы данной работы или не может быть полностью обосновано. Автор считает необходимым дополнительно рассмотреть наиболее важные из них.

Встает вопрос о характере движущих сил процессов, результаты которых мы наблюдаем на поверхности, или, другими словами, причин сравнительно высокой тектонической активности исследуемых территорий.

В настоящее время большую поддержку имеет точка зрения о существовании и влиянии на рельеф в неотектонический этап как гляциоизостатических, так и собственно тектонических сил, соотношение которых сильно менялось. При образовании ледникового щита и в процессе дегляциации резко возрастала роль гляциоизостатических движений земной коры, которые затем довольно быстро сменялись тектоническими [Николаев, 1969; Стрелков, 1973; Никонов, 1977]. Гляциоизостазия проявлялась в интенсивных, но непродолжительных вертикальных поднятиях и опусканиях всего щита на сотни метров и в активизации отдельных разломов. Новейшие тектонические движения традиционно также считались, в основном, субвертикальными, блоковыми, однако исследования автора, изложенные выше, показывают существование значительной латеральной компоненты деформаций.

Откуда же она могла взяться? Важными являются наблюдения, показывающие наличие в горных массивах Кольского полуострова и в других районах Фенноскандии высоких тектонических напряжений, девиаторная составляющая которых субгоризонтальна [Турчанинов и др., 1973; Марков, 1983; Козырев и др., 1991; Stephansson et al., 1991]. По материалам математического моделирования, базирующегося на результатах глубинной геофизики, и по геоморфологическим наблюдениям, получены данные о значительных латеральных перемещениях материала астеносферы, сопутствующих гляциоизостатическому поднятию и опусканию Балтийского щита [Artyushkov, 1967, 1971; McConnell, 1968; Morner, 1971, 1979, 1990; Lambeck, 1993].

В течение четвертичного периода ледниковые покровы появлялись и исчезали неоднократно, что, видимо, каждый раз сопровождалось изостатическими движениями. Учитывая эти факты, автор считает, что многоразовая своеобразная “прокачка” напряженных горных масс вертикальными движениями, связанными с гляциоизостазией, ослабляла связи внутри напряженных массивов пород и являлась своеобразным спусковым механизмом, резко активизировавшим собственно тектонические движения, в том числе и с латеральной компонентой. Горизонтальные подкоровые перемещения масс, компенсирующие гляциоизостатические поднятия и опускания, сами по себе являются вероятным источником движений в коре, имеющих латеральную компоненту.

Каким образом можно отличить движения земной коры, происшедшие вследствие собственно изостатических процессов, от тектонических? Наблюдаемая в настоящее время на поверхности картина морфоструктур, безусловно, является суммарной, интерференционной, однако определенные соображения по данному вопросу высказать можно. При быстром гляциоизостатическом поднятии щита должно происходить растягивание его поверхности. Действительно, в рельефе повсеместно наблюдаются многочисленные морфоструктуры растяжения, преимущественно грабены самых разных масштабов. На микроуровне этот процесс, видимо, дополняется растяжением за счет снятия непосредственного ледникового давления на самый верхний слой пород. Одновременно с этим в работе автора и в некоторых других публикациях [Lukashov, 1995] показано развитие структур сжатия (взбросо-надвигов, сдвигов и др.), которые, видимо, непосредственно связаны с новейшими и молодыми тектоническими движениями.

Каков источник тектонических сил, проявляющихся в новейшее и голоценовое время на Балтийском щите? В последнее время в научной печати широко обсуждается возможность влияния процессов, происходящих в Срединно-Атлантическом хребте [Карасик, 1974; Савостин и др., 1984] на тектонику кристаллических пород Балтийского щита и всей Восточно-Европейской платформы. В частности, считается, что общая юго-восточная ориентировка осей латерального сжатия обусловлена процессами спрединга [Stephansson et al., 1991; Леонов Ю.Г., 1991; Мусатов, 1992; Lindholm, 1995; Сим, 1996] и что благодаря активному перетоку вещества в подкоровом пространстве происходит смещение свода Фенноскандии в юго-восточном направлении [Макаров, 1996]. В работах же автора показано движение северного выступа Карельского мегаблока земной коры к северу и северо-востоку, т.е. против потока подкорового материала, вероятно,двигающегося в юго-восточном направлении от Срединно-Атлантического хребта. Нет причин отрицать возможность влияния процессов спрединга в районах Балтийского щита. Однако кажется вероят-

ным связать описываемые в работе деформации с более локальными причинами (которые, в свою очередь, могут быть при дальнейших исследованиях увязаны с процессами в Срединно-Атлантическом хребте), например, с оттоком масс от Кандалакшского грабена и с соответствующими компенсационными деформациями в пределах Карельского массива.

Всегда ли латеральные движения происходят однонаправленно? По взглядам Г.С. Ананьева [1997], расположение морфоструктурных элементов Кольского полуострова (крупные горные гряды и цепи возвышенностей) обусловлено прохождением в горных массах региона сверхдлиннопериодных волн сжатия и растяжения, перемещающихся с низкой скоростью. Для подтверждения возможности подобных явлений Г.С. Ананьев приводит данные о смене напряженного состояния, измеряемого в породах в рудниках, за сравнительно короткие сроки и отражающего ультракороткопериодные изменения напряжений земной коры. Длиннопериодные волны сжатия и растяжения,хождение которых происходит, видимо, за миллионы и десятки миллионов лет, вероятнее всего связывать с тектоническими процессами. Ультракороткопериодные – предположительно с перестройками названных процессов. Однако необходимо вспомнить и еще об одном источнике смены напряженного состояния массива пород. При оледенениях и дегляциации происходит нагружение и разгрузка горных масс за счет появления и таяния ледников и сравнительно быстрые субвертикальные гляциоизостатические движения поверхности, достигающие по амплитуде сотен метров. Эти движения компенсируются в подкоровом слое значительными латеральными перемещениями субстрата. В связи с неоднократностью оледенений в течение четвертичного периода, латеральные гляциоизостатические перемещения подкорового материала должны были происходить неоднократно, быстро и в противоположных направлениях. Не исключено, что они могли быть источником меняющегося поля напряжения в массиве и смены направления латеральной составляющей неотектонических деформаций, на время подавляя направленность собственно тектонических процессов.

Таким образом, не исключено, что массовое проявление морфоструктур растяжения в рельефе (грабеновидных депрессий, ущелий, микрограбенов и др.) связано не только с растяжением свода Балтийского щита и снятием нагрузки льда с приповерхностного слоя кристаллических пород, но и с кратковременными движениями, ориентированными против деформаций сжатия, развивающихся в новейшем тектоническом поле напряжений.

Многие из исследованных морфоструктур показывают значительные амплитуды перемещений. Особенно это касается сдвигов, отражающих латеральные перемещения в сотни метров и даже первые километры. Реальны ли подобные высокоамплитудные деформации

в условиях холодных и жестких пород щита? За какое время они происходили? С какими скоростями? Для обоснования самой возможности подобных деформаций кажется необходимым привести несколько примеров в заключение.

1. По геолого-геоморфологическим данным установлено, что при отступании ледникового покрова вслед за его краем двигался вал поднятий, компенсирующий снятие ледниковой нагрузки. Ширина вала составляла ориентировочно первые десятки километров, высота могла доходить до первых десятков метров. Существовала данная морфоструктура крайне ограниченное время [Исаченков, 1965; Былинский, 1994]. Естественно, что в ее образовании участвовали не только рыхлые отложения на поверхности и в толще фанерозойского чехла, но и кристаллические породы основания платформы.

2. Геодезические измерения, проводимые в районе Москвы и Подмосковья, показывают следующую интересную особенность: территория собственно города опускается, вокруг же него фиксируется кольцо поднятий. Имеющуюся картину интерпретируют с точки зрения опускания Москвы под собственным весом и образования по периметру компенсационного воздымания [Никонов, 1977; Карта современных вертикальных движений..., 1989].

3. На Кольском полуострове широко разрабатываются полезные ископаемые. На одном из рудников в районе горы Юкспор отмечены факты заметных и быстрых искривлений подземных штолен, связанные с выбором руды в карьере на поверхности и разгрузкой горных масс. При этом массив кристаллических пород не теряет внутри видимой сплошности [Яковлев и др., 1977].

4. На территории США в районе Скалистых гор известно оз. Бонневиль, имеющее значительные размеры. При высыхании озера исчезло давление столба воды примерно 150 м высотой на площади более 200 кв. км, что, по геоморфологическим данным, привело к изостатическим куполообразным движениям в днище озера с амплитудой в несколько десятков метров и к деформации плейстоценовых террас [Crittenden, 1967].

5. Геодезические наблюдения, проведенные на территории Финляндии, показывают наличие локальной современной горизонтальной подвижности кристаллических пород фундамента [Saari, 1992, со ссылкой на работу Чена, 1991] (рис. 53).

Приведенные примеры позволяют уверенно говорить о возможности высокой подвижности кристаллических пород земной коры не только на значительной глубине, но и в ее приповерхностной части.

Известно, что в докембрийское время, в условиях сравнительно горячей коры, процесс роста гранито-гнейсовых куполов был во многом связан с явлением изостази, т.е. всплыванием более легкого разуплотненного вещества в более тяжелом матриксе за счет гравитационной инверсии [Лишневский, 1965; Салоп, 1971]. Происходили

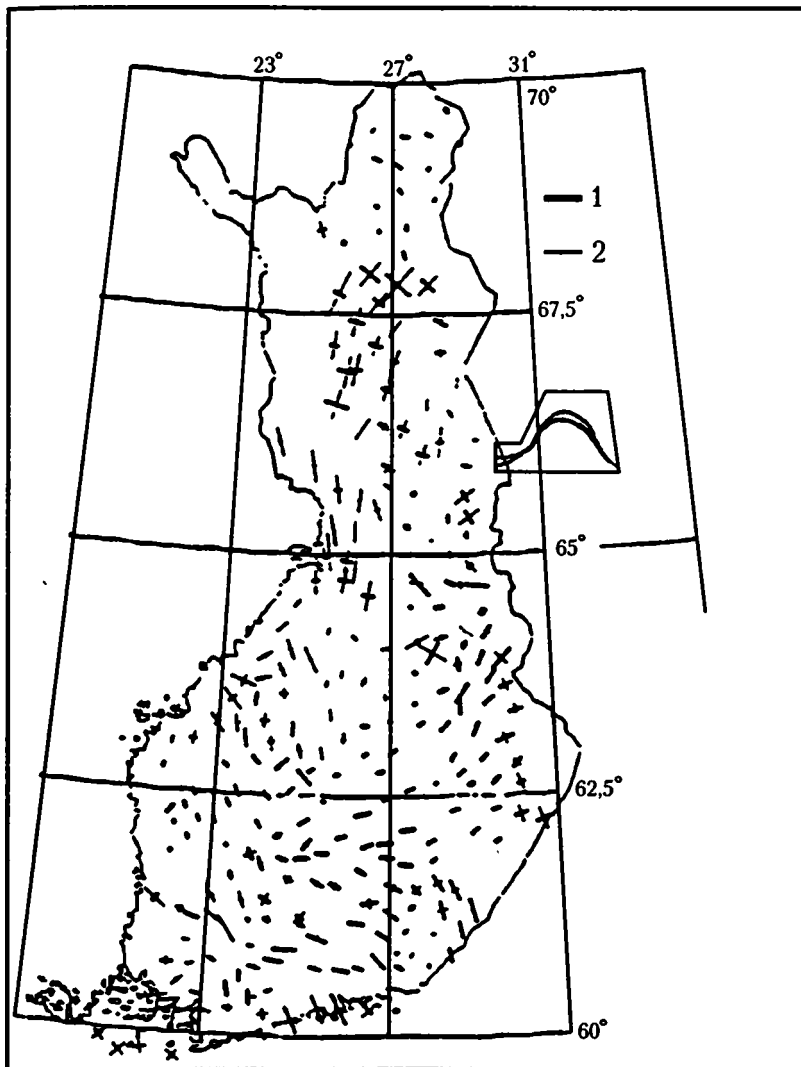


Рис. 53. Распределение осей укорочения и удлинения на территории Финляндии по результатам геодезических измерений (по данным Чена, 1991 г. из работы [Saari, 1992])

На врезке – участок работ автора. Сдвоенной дугой показаны контуры Северо-Карельской зоны

1, 2 оси: 1 – укорочения, 2 – удлинения

ли эти процессы в новейшее время? Ответ на этот вопрос могло бы дать математическое моделирование, однако на этом пути существует много неясностей. Консультации, проведенные автором с различными учеными, показали, что при всей сложности решения однозначного ответа получено все равно не будет в связи с существованием различных подходов и алгоритмов. Можно высказать лишь дискуссионные соображения, исходя из имеющихся данных.

Выше был приведен пример новейшей активизации кольцевой структуры Калевала, расположенной в Средней Карелии (см. рис. 12). В этом месте наблюдается прерывистое кольцо из озерных депрессий диаметром около 60 км. Это кольцо отчетливо сечет архейские и протерозойские структуры, имеющие преимущественно северо-западную ориентировку, и необъяснимо с точки зрения избирательных эрозионных процессов. В рельефе вся морфоструктура выражена в виде купола, в ее центральной части наблюдается область повышенной гранитизации и соответствующий ей мощный, читаемый даже на обзорных картах, гравитационный минимум. Автор рассматривает озерные депрессии как компенсационные новейшему подъему купола. В данном случае особенно важно отметить, что границы морфоструктуры являются наложенными, не унаследованными, т.е. купол является новообразованным и не связан с активизацией неоднородностей на границах древней структуры в условиях действия новейших полей напряжений. За вычетом подобного процесса, вероятность причинного влияния изостатического фактора резко повышается.

Каковы же вероятные скорости тектонических движений, приводящих к значительным амплитудам последних? Современные геодезические и уровнемерные наблюдения показывают, в большинстве случаев, вертикальные скорости в доли миллиметров и миллиметры в год и лишь в отдельных случаях они превышают 10 мм/год [Победоносцев, Розанов, 1971; Никонов и др., 1972; Никонов, 1980]. Можно предположить, что это и есть скорости перманентно протекающих тектонических процессов в новейшее и доновейшее время.

Всегда ли так было? Установлено, что скорости движений земной коры региона в позднеледниковое и послеледниковое время на порядок превышали современные и составляли десятки сантиметров в год, что увязывается с гляциоизостатическим поднятием [Гуделис, 1973; Mognet, 1978]. Известно, что Фенноскандия развивалась в режиме щита, т.е. в виде своеобразного купола, длительное время, практически весь фанерозой. В соответствии с этим должно было происходить и развитие более локальных геологических структур. Процессы гляциоизостазии приводили к неоднократному быстрому куполовидному воздыманию щита, т.е. действовали примерно в том же направлении, что и тектонические силы. В результате подобного совпадения легко предположить резкое убыстрение развития текто-

нической структуры территории с увеличенными скоростями, спрощенное гляциоизостазией.

Какова вероятная продолжительность развития морфоструктур? Когда происходил пик активности рельефообразования? Как уже отмечалось ранее, точное датирование возраста рельефа на территории Балтийского щита встречается с серьезными трудностями, однако многие исследователи считают, что основные формы рельефа были заложены в доледниковое время и связаны с новейшими тектоническими движениями [Граве, Евзеров, 1964; Стрелков, 1973; Лукашев, 1976]. В этом случае в их обновлении участвовали все неоднократные периоды активизаций движений земной коры, связанные с появлением и таянием ледников. Длительность развития рельефа и периодические ускорения движений совместно привели к появлению значительных амплитуд. Тектоногенное образование рельефа, сравнительно вяло происходившее в предчетвертичное время, было резко активизировано в четвертичный период.

Можно подвести следующий итог: высокая тектоническая активность кристаллических пород фундамента на новейшем этапе не является невозможной, даже исходя из общих представлений. Она могла проявляться в движениях масс пород, имеющих значительные скорости и амплитуды и значительную горизонтальную составляющую.

Заключение

В процессе работы был собран оригинальный материал по структурной геоморфологии Карельской части Балтийского щита, особенно детальный по Северо-Карельской зоне. Анализ этого материала, с учетом литературных данных, позволил добавить новые аспекты в методический подход к морфоструктурным исследованиям рельефа платформенных территорий – имеется в виду выявление в рельефе и ландшафте новейших и голоценовых деформаций, имеющих не только вертикальную, но и горизонтальную компоненту.

В свою очередь, это позволило, опираясь на известные достижения структурного парагенетического анализа, создать структурно-кинематическую модель новейшего геодинамического развития для локального участка земной коры.

Общей методологической основой явились представления об объемных деформациях земной коры, в процессе которых активизируется и развивается геологическая структура во всем объеме горных масс [Леонов, 1993].

Можно подвести следующие итоги.

1. Путем усовершенствования и адаптации к конкретным условиям Балтийского щита известных геолого-геоморфологических методов разработан новый для этих территорий ландшафтно-геоморфологический методический подход, который позволяет выявлять в рельефе и ландшафте неотектонические движения не только с вертикальной, но и с горизонтальной компонентой. В разработанном варианте он применим для щитов, плит и других участков земной коры, традиционно считающихся сравнительно слабоактивными.

Методический подход подразумевает в общем виде следующую последовательность действий:

- 1) выделение неотектонически обусловленных форм рельефа – морфоструктур;
- 2) сравнение рисунка морфоструктур и структурно-геологического строения территории, получение закономерных сочетаний;
- 3) интерпретация полученных данных с позиций достижений структурно-парагенетического и структурно-геоморфологического анализов и создание кинематических схем новейшего развития территорий.

2. В восточной части Балтийского щита установлены морфоструктуры, отражающие новейшие объемные тектонические деформации горных масс.

Выделены морфоструктурные парагенезы, связанные с проявлениями сдвига, замкового отслаивания, надвигания, роста куполов, выдавливания жестких неоднородностей, будинажа и др.

3. Создана детальная структурно-кинематическая модель новейшего геодинамического развития района Северо-Карельской зоны, которая показывает как общее движение горных масс этой части Карельского мегаблока в общем северном направлении, так и различные частные деформации неоднородностей геологической среды, сопутствующие этому процессу.

Литература

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956. 493 с.
- Ананьев Г.С.* Геоморфологические аномалии и их изучение // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1970. № 2. С. 21–43
- Ананьев Г.С.* Происхождение рельефа центральных районов Кольского полуострова (с позиций пульсационно-волновой гипотезы рельефообразования) // Геоморфология. 1997. № 4. С. 34–42.
- Апухтин Н.И.* Геоморфология // Геология СССР. Т. 27: Мурманская область. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат. 1958, С. 632–652.
- Апухтин Н.И., Экман И.М.* Стратиграфия: Мурманская область, Карелия, запад Архангельской, северо-запад Вологодской и север Ленинградской области // Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л.: Недра, 1967. С. 48–110.
- Арманд А.Д.* Краткая геоморфологическая характеристика берегов Умбозера // Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР. 1959. № 3. С. 48–59.
- Арманд А.Д.* Развитие рельефа Хибин и прихибинской равнины. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР. 1964. 244 с.
- Арманд А.Д., Граве М.К.* Стратиграфия антропогенных отложений Кольского полуострова в сопоставлении с соседними районами // Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова. М.;Л.: Недра, 1966. С. 5–15.
- Ассиновская Б.А.* Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита. // Изв.АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С. 101–105.
- Афанасьев А.П.* Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: Наука, 1977. 244 с.
- Бабак В.И., Гарбар Д.И., Касаткин Ф.Г., Сим Л.А.* Тектонические условия и тенденции развития котловины Онежского озера // Изв. вузов Геология и разведка. 1979. № 12. С. 44–50.
- Баржицкий В.В.* Космотектоническая карта дочетвертичных образований северо-восточной части Балтийского щита. М-6 1:1 000 000. Киев, 1988. 86 с.
- Башенина Н.В., Леонтьев О.К., Пиотровский М.В., Симонов Ю.Г.* Методическое руководство по геоморфологическому картированию и производству геоморфологической съемки в масштабе 1:50 000–1:25 000. М.: Изд-во МГУ, 1962. 202 с.
- Белоусов В.В.* Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 207 с.
- Бискэ Г.С.* К вопросу о роли тектоники в геоморфологии Северной Карелии // Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР. 1958. № 3. С. 30–35.

- Бискэ Г.С.* Роль тектоники в геоморфологии Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Мурман. кн. изд-во, 1961. С. 32–42.
- Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д.* Береговые образования Онежского озера и их связь с неотектоникой // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин: Валгус, 1966. С. 178–182.
- Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашев А.Д., Горюнова Н.Н., Ильин В.А.* Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия, 1971. 74 с.
- Богданов Ю.Б., Воинов А.С.* Новые данные по геологии протерозоя Северной Карелии // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1966. С. 148–155.
- Бонбренков В.Н.* Морфометрические критерии неотектоники Кольского полуострова // Геоморфология и геология четвертичного периода севера Европейской части СССР. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1976. С. 64–67.
- Буртман В.С., Лукъянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С. В.* Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. М.: Наука, 1963. С. 5–33. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Буссен И.В.* Проявление послеледниковых дизъюнктивных дислокаций в рельефе южного склона Луаврурта // Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова. М.;Л.: Наука, 1964. С. 77–79.
- Былинский Е.Н., Берлянт А.М., Кузнецов Ю.Я., Перминова В.Н., Улицкий Ю.А., Файман В.П., Филатов О.М., Чистяков А.А., Шолохов В.В.* Методические указания по проведению неотектонических исследований при поисках нефти и газа. М.: Нилзарубежгеология, 1968. 142 с.
- Верещагин Г.Ю.* Положительные и отрицательные движения береговой линии на озере Сегозере // Труды Олонецкой научной экспедиции. Ч. 3: Геология. Вып. 1. 1926. 60 с.
- Воинов А.С., Полеховский Ю.С., Ногайцев Ю.В.* Метаморфизм Северо-Карельской зоны карелид (Пана-Куоляярвинский прогиб) // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1987. С. 68–75.
- Володичев О.И.* Эволюция метаморфизма полициклического беломорского комплекса // Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л.: Наука, 1977. С. 55–59.
- Волотовская Н.А., Шмыгалев В.И.* Таваяярвинский комплекс // Геология СССР. Т. 37: Карельская ССРСР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат 1960. С. 431–434.
- Войтович В.С.* Надвиги и блоковые структуры Северо-Восточной Карелии // Геотектоника. 1975. № 2. С. 20–36.
- Войтович В.С.* Применение геоморфологического метода при изучении разломов в Карелии // Геоморфология. 1977. № 3. С. 47–53.
- Гарбар Д.И., Трофимов О.В., Чечель Э.К.* Новые данные по дизъюнктивной тектонике Северо-Запада Восточно-Европейской платформы (геотектонический и металлогенический аспекты) // Геология и

- перспективы рудоносности фундамента древних платформ. Л.: Наука, 1987. С. 347–354.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Геологическая съемка сложноподстилаемых комплексов / Под ред. А.С. Кумпана и Н.В. Горлова. Л.: Недра, 1980. 239 с.
- Геоморфологическое картирование. М.: Наука, 1978. 232 с.
- Геоморфология Карелии и Кольского полуострова / Под ред. В.Г. Легковой и Б.Н. Можаява. Л.: Недра, 1977. 183 с.
- Геттнер Т.М.* Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1970. № 4. С. 81–89.
- Герасимов И.П.* Структурный анализ рельефа и его содержание // Методы геоморфологических исследований. Новосибирск: Наука, 1967. С. 7–15.
- Гончаров В.А.* Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
- Горбунов Г.И., Макиевский С. И., Николаева К.А.* Металлогеническая зональность, связанная с тектономагматической активизацией Балтийского щита // Сов. геология. 1978. № 4. С. 15–26.
- Граев М.К., Евзеров В.Я.* Новейшие и современные тектонические движения в центральной части Кольского полуострова // Современные движения земной коры. № 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 326–333.
- Граев М.К., Евзеров В.Я.* Основные этапы формирования рельефа и рыхлых отложений Ловозерских тундр // Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова. № 1. М.; Л.: Недра, 1964. С. 12–29.
- Гросвальд М.Г., Глазовский А.Ф.* Ледниковая эрозия материковых окраин (к происхождению фьордов и желобов – трогов гляциальных шельфов) // Геоморфология. 1983. № 1. С. 3–14.
- Гуделис В.К.* Современные, после- и позднеледниковые движения земной коры Прибалтики // Современные движения земной коры. № 5. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1973. С. 212–215.
- Дашкова А.Л., Полеховский Ю.С.* Активизированные зоны разломов докембрийских щитов (особенности развития, типизация тектонитов) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 5. С. 3–15.
- Де Ситтер Л.У.* Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 474 с.
- Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И., Стрелков С. А.* Хронология морского плейстоцена и голоцена Северо-Востока Балтийского щита // Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 30–36.
- Евзеров В.Я., Рубинраут Г.С.* Механизм формирования морены последнего ледникового покрова Кольского полуострова // Геоморфология и геология четвертичного периода севера Европейской части СССР. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1967. С. 108–116.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Основные черты тектонической зональности Балтийского щита // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1987. С. 5–13.
- Зыков Д.С.* Проявления позднеголоценовых тектонических движений в Центральной Карелии // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1991. № 5. С. 72–75.

- Зыков Д.С.* Признаки проявления новейших и позднеголоценовых тектонических движений на Керченском полуострове // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1993. № 2. С. 67–70.
- Зыков Д.С.* Выявление молодых движений в относительно слабоактивных районах ландшафтными методами: Тез. докл. Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. Москва, июнь 1994 г. М.: ГИН РАН, 1994. С. 98.
- Зыков Д.С.* Методы исследований и примеры неотектонической объемной подвижности фундамента в Карелии // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: Тез. докл. М.: МГУ, 1996. С. 53–55. (Материалы ХХIX Тектонич. совещ.)
- Зыков Д.С.* Геоморфологические и ландшафтные признаки новейших тектонических движений в Керченско-Таманской области // Геоморфология. 1997а. № 2. С. 29–34.
- Зыков Д.С.* Парагенезы неотектонически активизированных структур кристаллического фундамента Карелии // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: GEOS, 1997б. С. 55–57. (Материалы совещ.)
- Зыков Д.С.* Примеры неотектонической объемной подвижности горных масс в Карелии по ландшафтно-геоморфологическим данным // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: GEOS, 1997в. С. 77–81.
- Зыков Д.С.* Проявления новейшей тектонической объемной подвижности горных масс в Карелии // ДАН. 1999. Т. 2, № 364. С. 216–218.
- Зыков Д.С., Бенедиктова Н.А.* Признаки позднеголоценовых вертикальных и горизонтальных тектонических движений в Центральной Якутии // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1993. № 5. С. 102–105.
- Исаченков В.А.* О некоторых особенностях новейших и молодых тектонических движений Северо-Запада Русской равнины // Современные движения земной коры. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1965. С. 217–224.
- Зятыкова Л.К.* Классификация методов морфоструктурных исследований, применяемых для выявления и картирования новейших структур // Тектоника Сибири. Т. 6. Новосибирск: Наука, 1973. С. 7–14.
- Казанцев Ю.В.* Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Е.Е., Постников Д.В.* Шарьяжные и надвиговые структуры фундаментов платформ. М.: Наука, 1987. 184 с.
- Карасик А.М.* Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиций тектоники плит // Проблемы геологии полярных областей Земли. Л.: НИИГА, 1974. С. 23–31.
- Карпов Н.Н.* Следы последнических тектонических разломов в Хибинских горах // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1964. № 4. С. 61.
- Карта геоморфолого-неотектонического районирования нечерноземной зоны РСФСР (За исключением горной части Урала, Зауралья и Калининской области). М-6 1:1 500 000 / Под ред. В.И. Бабака. М.: Изд-во МГУ, 1980.
- Карта современных вертикальных движений земной коры по геофизическим данным на территорию СССР. М-6 1:5 000 000 / Под ред. Л.А. Кашина. М.: ГУГК СССР. 1989.
- Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных территорий. М-6 1:5 000 000 / Под ред. Н.И. Николаева. Л.: ВСЕГЕИ, 1980.

- Киселев И.И.* Об экзарационной деятельности плейстоценовых ледников на Кольском полуострове // Геоморфология. 1981. № 1. С. 73–83.
- Козлов М.Т.* Пространственная унаследованность и развитие тектонических движений в центральной и юго-восточной частях Кольского полуострова // Геофизика и тектоника Кольского полуострова. Л.: Наука, 1966. С. 50–60.
- Козырев А.А., Павловский В.И., Рубинраут С. И.* Исследование современных и палеонапряжений по данным измерений в подземных выработках Хибинского массива // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. думка, 1991. 365 с.
- Колодяжный С. Ю.* Структурно-вещественные парагенезы Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны // Геотектоника. 1998. № 6. С. 72–89.
- Колпаков Н.И., Ляховский В.А., Минц М.В., Смолянинова Е.И., Шенкман Е.Я.* Геодинамическая природа некоторых рельефообразующих процессов Кольского полуострова // Геотектоника. 1991. № 2. С. 84–91.
- Копп М.Л.* Поперечные перемещения в складчатых поясах и связанные с ними структурные рисунки (на примере Альпийско-Гималайского пояса) // Геотектоника. 1994. № 4. С. 35–51.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
- Коросов В.И., Елисеев М.А., Назарова Т.Н.* Взаимоотношения габбро-норитов с вулканогенно-осадочными образованиями нижнего протерозоя // Оперативно-информационные материалы за 1974 г.: Вопросы магматизма и осадочно-вулканогенного литогенеза. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1975. С. 25–30.
- Костенко Н.П.* Геолого-геоморфологический метод изучения новейших и современных деформаций (на примере Средней Азии) // Современные движения земной коры. № 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 250–273.
- Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 380 с.
- Кошечкин Б.И.* Проявление новейших тектонических движений в Нотозерской депрессии // Аэрометоды при поисках полезных ископаемых и геологическом картировании. М.;Л.: Наука, 1964а. С. 67–69.
- Кошечкин Б.И.* Роль эндогенного фактора в формировании рельефа западной части Кольского полуострова (бассейн рек Ноты и Лоты) // Аэрометоды при поисках полезных ископаемых и геологическом картировании. М.;Л.: Наука, 1964б. С. 43–55.
- Кошечкин Б.И.* Неоструктурный план северо-восточной части Балтийского кристаллического щита // Природа и хозяйство Севера. Вып. 1. Апатиты, 1969. С. 9–18.
- Кошечкин Б.И.* Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 158 с.
- Крапивнер Р.Б.* Бескорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.
- Кратц К.О.* Геология карелид Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.

- Лаврова М.А.* Четвертичная геология Кольского полуострова. Л.: Наука, 1960. 233 с.
- Лаврушин Ю.А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 238 с.
- Лак Г.Ц.* Некоторые особенности структурно-геоморфологического строения юго-восточной окраины Балтийского щита // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. С. 25–31. (Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР; Вып. 13.)
- Лак Г.Ц., Лукашев А.Д.* Новейший этап развития рельефа юго-восточной окраины Балтийского щита // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. С. 5–14. (Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР; Вып. 13.)
- Легкова В.Г., Шукин Л.А.* Стратиграфия четвертичных отложений и их вещественный состав. Карелия и Мурманская область // Четвертичный покров Балтийского щита. Л.: Недра, 1987. С. 22–55.
- Леонов М.Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расчлененности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
- Леонов М.Г.* Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
- Леонов М.Г., Зыков Д.С., Колодяжный С. Ю.* О признаках течения горных масс фундамента в послеледниковое время (Северо-Карельская зона Балтийского щита) // Геотектоника. 1998. № 3. С. 71–79
- Леонов М.Г., Колодяжный С. Ю., Сомин М.Л.* Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива (Балтийский щит) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Вып. 3. С. 20–32.
- Леонов М.Г., Колодяжный С. Ю., Сомин М.Л.* О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных структур Северного прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 1–11.
- Леонов Ю.Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расчлененности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
- Лишневецкий Э.Н.* Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования // Геотектоника. 1965. № 3. С. 77–84.
- Лишневецкий Э.Н., Шевченко В.К., Бронгулеев В.В.* Геологические признаки и проблема постмагматического поднятия гранитов // Геотектоника. 1976. № 5. С. 93–100.
- Лукашев А.Д.* Основные результаты морфометрического анализа рельефа при изучении неотектоники Карелии // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. С. 119–127 (Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР; Вып. 13.)
- Лукашев А.Д.* Основные черты неотектоники Карелии // Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1974. С. 5–15.
- Лукашов А.Д.* Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.

- Лукашов А.Д., Экман И.М.* Деградация последнего оледенения и некоторые особенности маргинальной и островной аккумуляции в Карелии // Природа и хозяйство Севера. Вып. 7. Мурманск: Мурман. кн. изд-во, 1980. С. 8–20.
- Лукьянов А.В.* Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 34–112.
- Лукьянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 136.)
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 460.)
- Лунгерсгаузен Г.Ф.* Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири // Сов. геология. 1955. № 45. С. 52–77.
- Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 171 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 307.)
- Макаров В.И.* Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. Спецвып. 13, ноябрь 1996. С. 53–60.
- Макиевский С. И., Никонов А.А.* О рельефе, геологической структуре и их взаимоотношении в западной части Кольского полуострова. М.;Л.: Наука, 1964. С. 30–42.
- Марков Г.А.* О происхождении и закономерностях проявления напряжений горизонтального сжатия в массивах горных пород в верхней части земной коры // Геотектоника. 1983. № 3. С. 32–41.
- Методы моделирования в структурной геологии / В.В. Белоусов, А.В. Вихерт, М.А. Гончаров и др. М.: Недра, 1988. 222 с.
- Миллер Ю.В.* Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Недра, 1988. 144 с.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.* Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
- Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с. (Тр. ГИН; Вып. 503.)
- Можаяев Б.Н.* Геоморфологические аномалии как форма выражения новейших тектонических движений // Современные проблемы новейшей тектоники и геоморфологии: Тез. докл. Междунар. конф. Санкт-Петербург, 21–23 янв. 1997 г. СПб, 1997. С. 61–62.
- Морозов Ю.А., Геттнер Т.М.* Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях траспрессии и транстенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 189–203.
- Морфоструктурный анализ речной сети СССР / Под ред. С.С. Коржуева. М.: Наука, 1979. 304 с.
- Мусатов Ю.Е.* Неотектоническая активизация Кольского полуострова – следствие движений на шельфе и в океанических областях // Гео-

- логия океанов и морей: Тез. докл. 10-й Междунар. шк. мор. геол. Т. 3. М.: ИО РАН, 1992. С. 190–191.
- Несмеянов С.А.* Приповерхностные новейшие структуры Северо-Западного Кавказа и смежных областей // Материалы по сейсмическому районированию Северо-Западного Кавказа. М.: Междувед. совет по сейсмол. и сейсмостойк. стр-ву. АН СССР. 1991. С. 4–44.
- Николаев Н.И.* Поздний этап неотектонических движений Скандинавии, Карелии и Кольского полуострова // ДАН СССР. 1966. Т. 167, № 6. С. 1358–1361.
- Николаев Н.И.* О новейшем этапе развития Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии // Бюл. МОИП Отд. геол. Т. 42, вып. 1. 1967. С. 49–68.
- Николаев Н.И.* Карта новейшей тектоники Фенноскандии и некоторые проблемы изучения ее новейшей геологической истории // Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М.: Наука, 1969. С. 150–151.
- Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.
- Николаев Н.И., Медянцева А.И.* Интенсивность ледниковой денудации и материковые оледенения // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1966. № 2. С. 43–47.
- Николя А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 167 с.
- Никонов А.А.* Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. М.;Л.: Наука, 1964. 183 с.
- Никонов А.А.* Проблемы неотектоники северо-восточной части Балтийского щита // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Наука, 1967. С. 191–198.
- Никонов А.А.* Коры выветривания Фенноскандии, их возраст и палеогеографическое значение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1968, Т. 43, вып. 5. С. 108–118.
- Никонов А.А.* Современные движения земной коры Карелии и перекос озерных ванн // Природа, береговые образования и история развития внутренних водоемов и морей Восточной Прибалтики и Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1971. С. 6–7. (Материалы к науч. семинару.)
- Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры (геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). М.: Наука, 1977. 240 с.
- Никонов А.А.* Современные вертикальные движения побережий северных и дальневосточных морей СССР // Геология и геофизика. 1980. № 12. С. 71–78.
- Никонов А.А., Гусева Т.В., Никонова К.И.* Изучение современных тектонических движений земной коры в восточной части Балтийского щита по результатам повторных нивелировок на трассе Волховстрой–Мурманск // Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М.: Наука, 1972. С. 139–147.
- Орлов В.И.* Анализ динамики природных условий и ресурсов. М.: Наука, 1975. 275 с.

- Отчет по геологическим работам масштабов 1:100 000 и 1:50 000 для оценки сейсмической опасности второй очереди Кольской АЭС. М.: Госкомнедра, ПГО "Аэрогеология", МОМКАГЭ, Минатомэнергопроект, ГИН РАН, МП "Стройэко", МГУ, 1994. В 2 кн. 315 с.
- Панасенко Г.Д.* Сейсмические особенности Северо-Востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. 185 с.
- Патерсон У.С.* Физика ледников. М.: Мир, 1972. 311 с.
- Петров А.И.* Древние разломы восточной части Балтийского щита и движения по ним // ДАН СССР, 1970. Т. 191, № 2. С. 418–421.
- Петров А.И.* Балтийский щит // Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР / Под ред. А.И. Суворова. М.: Наука, 1977. С. 77–89.
- Победоносцев С.В., Розанов Л.Л.* Современные вертикальные движения берегов Белого и Баренцева морей // Геоморфология. 1971. № 3. С. 57–62.
- Применение геоморфологических методов в структурно-геоморфологических исследованиях / Под ред. И.П. Герасимова. М.: Недра, 1970. 296 с.
- Расцветаев Л.М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145–197.
- Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: Наука, 1987. С. 173–232.
- Рихтер Г.Д.* Физико-географический очерк озера Имандра и его бассейна. М.: Гостехтеориздат, 1934. 144 с. (Тр. Геогр.-экон. ин-та ЛГУ; Вып. 5.)
- Рубинраут Г.С.* Молодые и современные движения земной коры в Верхнепонойской депрессии и их связь с тектоническим развитием Кейвской подзоны Карелид // Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1974. С. 22–27.
- Рубинраут Г.С., Гаксельберг В.Г.* Характер взаимосвязи современного рельефа Кольского полуострова с докембрийскими складчатыми структурами // Природа и хозяйство Севера. Вып. 2. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1971. С. 86–94.
- Савостин Л.А., Карасик А.М., Зоненшайн Л.П.* История раскрытия Евразийского бассейна Арктики // ДАН СССР. 1984. Т. 275, № 5. С. 1156–1161.
- Салон Л.И.* Два типа структур докембрия: Гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 76, № 4. С. 5–30.
- Сваричевская З.А., Яговкин В.И.* Явление выдавливания горных массивов и их роль в образовании островных гор Центрального Казахстана // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1966. № 24. С. 15–19.
- Сидоренко А.В.* Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 107 с.
- Сим Л.А.* Неотектонические напряжения Восточно-Европейской платформы и структур обрамления. Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1996. 41 с.

- Спенсер Э.У.* Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 367 с.
- Стрелков С. А.* Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования // Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973. С. 5–80.
- Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным / Под ред. Л.П. Свириденко. Л.: Наука, 1983. 180 с.
- Сыстра Ю.Й.* Тектоника Карельского региона. Л.: Наука, 1991. 176 с.
- Талицкий В.Г.* Генетические типы структурных парагенезов // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1994. № 4. С. 65–72.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Физическое моделирование механизмов тектогенеза в средах с исходными структурами // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 189–203.
- Тверитинова Т.Ю.* Структуры разрушения массивов магматических и метаморфических пород разломных зон и межразломных блоков Тырнауэского рудного поля (Центральный Кавказ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, № 5. С. 28–41.
- Тверитинова Т.Ю.* Роль пластичности и хрупкости горных пород при формировании дизъюнктивных структур // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 4. С. 54–64.
- Тевелев Арк.В., Тевелев Ал.В.* Новейшие пулл-апартаы пассивных континентальных областей // Ежегод. науч. конф. "Ломоносовск. чтения": Тез. докл. Москва 23–29 апр. 1996 г. М., 1996. С. 27–28.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.* Степень разложения растительного вещества как показатель тектонического режима области торфонакопления // ДАН СССР. 1962. Т. 144, № 4. С. 896–900.
- Трифонов В.Г.* Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Турчанинов И.А., Марков Г.А., Иванов В.И., Козырев А.А.* Поле тектонических напряжений по данным измерений в Хибинском массиве // Напряженное состояние земной коры. М.: Недра, 1973. С. 50–58.
- Ферхуген Д., Тернер Ф., Вейс Л., Вархартиг К., Файф У.* Земля: Введение в общую геологию. Т. 2. М.: Мир, 1974. С. 399–845.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
- Хиллс Е.* Очерки структурной геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 174 с.
- Чедия О.К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 2. Фрунзе: Илим, 1972. 225 с.
- Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации / Под ред. И. Ниэмеля, И.М. Экмана, А.Д. Лукашова. Карта. М-6 1:1 000 000. Финляндия. Изд-во ЭСПОО, 1993.
- Четвертичный покров Балтийского щита / Под ред. В.В. Проскуракова, И.И. Краснова. Л.: Недра, 1987. 151 с.
- Чувардинский В.Г.* Вопросы динамики и геологической деятельности ледников // Природа и хозяйство Севера. Вып. 16. Мурманск: Мурман. кн. изд-во, 1988. С. 67–76.
- Шаблинский Г.Н.* Метод отраженных волн при исследовании глубинного строения щелочных массивов Кольского полуострова // Зап. ЛГИ. 1963. Т. 46, вып. 2. С. 28–32.
- Шаров Н.В.* Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН. 1993. 145 с.

- Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (Результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
- Шульц С. С.* Планетарная трещиноватость (основные положения) // Планетарная трещиноватость. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. С. 5–37.
- Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук А.А., Никитин Ю.В.* Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова // Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР. 1962. Вып. 14. 306 с.
- Экман И.М.* Морфоструктуры Западного Прионежья // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1972. С. 15–24. (Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР; Вып. 43.)
- Яблонская Н.А.* Роль неотектонических движений в формировании складчатой структуры Южного Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1982. Т. 265, № 3. С. 690–693.
- Яковлев В.М., Марков Г.А., Панасенко Г.Д.* Вертикальные деформации в транспортном туннеле г. Юкспор по данным геометрического нивелирования // Современные движения земной коры. Ч. 2: Тез. докл. на VII Всесоюз. совещ. по современным движениям земной коры. Львов, 16–21 мая 1977 г. М.: Мурман. кн. изд-во, МГК АН СССР, 1977. С. 108–109.
- Artyushkov E.V.* On the isostatic equilibrium of the Earth's crust // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1967. V. 14. P. 251–260.
- Artyushkov E.V.* Rheological properties of the Crust and Upper mantle according to date on isostatic movements // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 671–684.
- Bally A.W.* Seismic expression of structural styles: A picture and work atlas. V. 3. Tulsa, Oklahoma, USA. 1983. P. 330.
- Bergsten F.* The land uplift in Sweden from the evidence of the old water marks // *Geografiska annaler.* 1954. V. 36. P. 81–111.
- Cassano E., Anelli L., Fichera R.* Geophysical data along the northern Italian sector of the European Geotraverse // *Tectonophysics.* 1990. V. 176. P. 167–182.
- Cristie-Blick N., Biddle K.T.* Deformation and basin formation along strike-slip faults // *The Society of economic paleontologist and mineralogist. Special Publication.* 1988. V. 37. P. 1–34.
- Crittenden H.D.* Viscosity and finite strength of the mantle as determined from water and ice load // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1967. V. 14. P. 261–279.
- Digerfeldt G.* Reconstruction and regional correlation of Holocene lake-level fluctuations in lake Bysjon, South Sweden: Boreas, 1988. V. 17. P. 165–182.
- Ekman I, Iljin V.* Deglaciation, the younger Dryas end Moraines and their correlation in the Karelian ASSR and adjacent areas // *Eastern Fennoscandian younger dryas end Moraines. Geological survey of Finland. ESPOO.* 1991. P. 73–101.
- Freund, R.* Rotation of strike-slip faults in Sistan, southeast Iran // *J. Geology.* 1970. V. 78. P. 188–200.
- Gregersen S, Korhonen H, Huesebye E.S.* Fennoscandian dynamics: Present-day earthquake activity // *Tectonophysics.* 1991. V. 189. P. 333–344.

- Gutenberg B.* Changes in sea level, postglacial uplift, and mobility of the earth's interior // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1941. V. 52. P. 721-772.
- Illies H.J.* Mechanism of Graben formation // *Tectonophysics.* 1981. V. 73. P. 249-266.
- Lambeck K.* Glacial rebound and sea-level change: An example of a relationship between Mantle and surface processes // *Tectonophysics.* 1993. V. 223, № 12. P. 15-37.
- Lebel D., Langenberg W., Mountjon E.W.* Structure of the Central Canadian Cordilleran thrust and fold belt, Athabasca-Brazean area, Alberta: A large, complex intercuted neous wedge // *Bull. of Canad. Petrol. Geol.* June 1996. V. 44, № 2. P. 282-298.
- Lindholm C.D.* Crustal stress in the northern North Sea as inferred from borehole breakouts and earthquake focal mechanisms // *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci. and Geomech. Abstr.* 1995. V. 32, № 2. P. 380.
- Lindstrom E.* Granite landforms in glaciated and nonglaciated areas // 3rd. *Int. Geomorphol. Conf. Hamilton, Aug. 23-28., 1993. Programue and Abstr.* Hamilton, 1993. P. 186
- Lukashov A.D.* Paleoseismotectonics in the northern part of lake Onega. (Zaonezhsky peninsula, Russian Karelia) // *Geol. Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Research Report Yst-90. ESPOO.* 1995. P. 36.
- Lundqvist J., Lagerback R.* The Parve Fault: A late glacial fault in the Precambrian of Swedish Lapland // *Geol. Foren. Stockholm Forh.* 1976. V. 98. P. 45-51.
- McConnell R.K.* Viscosity of the Mantle from Relaxation Time Spectra of Isostatic Adjustment // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P. 7089-7105.
- Morner N.-A.* The Holocene eustatic sea level problem // *Geol. en mijnbouw.* 1971. V. 50, № 5. P. 699-702.
- Morner N.-A.* Faulting, fracturing and seismic activity as a function of glacial-isostasy in Fennoscandia // *Geology.* 1978. V. 6. P. 41-45.
- Morner N.-A.* The Fennoscandian uplift and late Cenozoic geodynamics. Geological Evidence // *Geol. J.* 1979. V. 3. P. 287-318.
- Morner N.-A.* Glacial isostasy and Long-term crustal movements in Fennoscandia with respect to lithospheric and asthenospheric processes and properties // *Tectonophysics.* 1990. V. 176, № 1/2. P. 13-24.
- Nikonov A.A., Osokina D.N., Tsvetkova N.Yu.* Recent movements and stress field in the San Andreas Fault system by the results of modelling // *Tectonophysics.* 1975. V. 29. P. 153-159.
- Olesen O.* The Stuuradurra Fault, evidence of neotectonics in the Precambrian of Finnmark, northern Norway // *Nor. geol. tidsskr.* 1988. P. 107-118.
- Passe T.* Empirical estimation of isostatic uplift using the lake-tilting method at lake Fegen and at lake Saven, Southwestern Sweden // *Math. Geology* 1990. V. 22, № 7. P. 803-824.
- Reading H.* Characteristics and recognition on strike-slip fault systems // *Int. Ass. of Sediment. Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 1980. V. 4. P. 7-24.
- Saari J.* A review of the seismotectonics of Finland. Report YJT-92-29. Nuclear Waste Commission of Finnish Power Companies. 1992. 79 P.
- Shimamoto T.* The origin of S-C mylonites and a new fault - zone model // *J. of Struct. Geol.* 1989. V. 11, № 1/2. P. 51-64.
- Siren A.* On computing the land uplift from the water level records in Finland, Hydrograf // *Tomiston Tiedonantoja* 1951. V. 14. P. 1-182.

- Stephansson O., Ljunggren C., Jing L.* Stress measurements and tectonic implications for Fennoscandia // *Tectonophysics*. 1991. V. 189. P. 317-322.
- Sylvester A.G.* Strike-slip faults // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 1988. V. 100. P. 1666-1703.
- Troften P. E., Morner N.-A.* Crustal instabilities in cratonic Fennoscandia // *Terra Nova*. 1993. V. 5, Suppl. nl. P. 17.
- Wallace R.E.* Geomorphic expression // *US Geol. Surv. Profess. Pap.* 1990. № 1515. P. 15-21.
- Wellman P., Tingey P.J.* Glacial erosion and uplift over Part of East Antarctica // *Nature*. 1981. V. 291, № 5811. P. 142.
- Woodcock N.H., Fisher M.* Strike slip duplexes // *J. Struct. Geol.* 1986. V. 8, № 7. P. 725-735.

Оглавление

Введение	5
Глава 1. Основные черты геологического строения Северо-Карельской зоны концентрированных деформаций	11
Литологические и литолого-стратиграфические комплексы пород	11
Тектонические деформации и структура	13
Глава 2. Общие особенности геоморфологии и неотектоники	21
Восточная часть Балтийского щита	21
Северо-Карельская зона	24
Глава 3. Методика исследований	33
Выявление неотектонически обусловленных форм рельефа – морфоструктур	34
К методике структурно-парагенетических и структурно-кинематических реконструкций	42
Последовательность действий при выделении объемных неотектонических деформаций. Краткое изложение и примеры применения	43
Глава 4. Новейшая тектоническая подвижность Северо-Карельской зоны	51
Западный фланг дуги Северо-Карельской зоны. Левосдвиговые деформации	51
Восточный фланг дуги Северо-Карельской зоны. Правосдвиговые деформации	56
Центральная часть дуги Северо-Карельской зоны. Новейшее надвигание в северном направлении	60
Особенности новейшей тектоники района Кукаозерской синклинали. Общие закономерности новейшего развития	64
Ханкусьярвская синклинали. Морфоструктура латерального выжимания	82
Кужьярвская синклинали. Развитие складчато-блоковой структуры	96
Парагенез морфоструктур района Северо-Карельской зоны. Структурно-кинематическая интерпретация	98

Глава 5. Особенности новейших объемных деформаций в восточной части Балтийского щита	105
Примеры проявления объемных неотектонических деформаций	105
Основной механизм новейших деформаций	112
Предварительные выводы	116
Глава 6. Основные дискуссионные вопросы	121
Заключение	128
Литература	130

Contents

Introduction	5
Chapter 1. The main peculiarities of the geological composition of North-Karelian zone of concentrate deformations	11
Lithological and lithologo-stratigraphical complexes of rocks	11
Tectonic deformations and structure	13
Chapter 2. The main peculiarities of the geomorphology and neotectonics	21
East part of the Baltic shield	21
North-Karelian zone	24
Chapter 3. Methods of research	33
The distinguishing of neotectonically caused shapes of relief – morphostructures	34
To the method of structural-paragenesis and structural-kinematics reconstructions	42
Succession of operations when distinguishing neotectonic 3D deformations. Summary and examples	43
Chapter 4. 3D neotectonic mobility of North-Karelian zone	51
West side of the arc of North-Karelian zone. Left shift deformations	51
East side of the arc of North-Karelian zone. Right shift deformations	56
Central part of the arc of North-Karelian zone. Neotectonic thrusting to the north	60
Neotectonic peculiarities of the region of Kukaszero sincline. General regularities of the recent development	64
Khankusjarvi sincline. The morphostructure of lateral pressing	82
Kuzjarvi sincline. Development of the fold-block structure	96
The paragenes of morphostructures of the region of North-Karelian zone. Structural-kinematic interpretation	98

Chapter 5. The peculiarities of neotectonic 3D deformations in the east part of the Baltic shield	105
Examples of 3D neotectonic deformations	105
The main mechanism of neotectonic deformation	112
Preliminarily conclusions	116
Chapter 6. The main debatable questions	121
Conclusion	128
References	130

Научное издание

Дмитрий Сергеевич Зыков

**Новейшая геодинамика
Северо-Карельской зоны
(Балтийский щит)**

Труды, вып. 534

Утверждено к печати
Редколлекцией Геологического института РАН

Редактор *И.М. Ерофеева*
Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеевой*

Подписано к печати 25.12.2001.
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1, 80 г/м²
Гарнитура Петербург. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 11,0.
Тираж 300 экз.
Тип. зак. № *478С*, Москва

Издательство ПК ГЕОС
Изд. лицензия *ИД* № 01613 от 19.04.2000.
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
109017, Москва, Пыжевский пер., д. 7, ГИН РАН, ком. 332.
Тел.: (095) 230-80-92, 152-19-14
Факс: (095) 231-04-43



Зыков Дмитрий Сергеевич, окончил МГУ им. М.В. Ломоносова (кафедра динамической геологии геологического факультета). Ныне старший научный сотрудник лаборатории тектоники консолидированной коры Геологического института РАН. Научные интересы лежат в области неотектоники (особенно голоценовой тектоники) и палеосейсмологии.

109017, г. Москва, Пыжевский пер., д. 7,
ГИНРАН

E-mail: zykov@geo.tv-sign.ru

